

Clasificación petrofacial de las metamorfitas de la sierra de Chuacús, Guatemala

Por

Günter van den Boom

Con 9 figuras, 1 tabla y 6 fotografías

Beih. geol. Jb. 122

Hannover, Febrero 1972

Título original: Petrofazielle Gliederung des metamorphen Grundgebirges in der Sierra de Chuacús, Guatemala

Traducción del alemán

Ing. Geól. Uwe Martens

Carrera de Geología

Centro Universitario del Norte – CUNOR

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS

Resumen: Durante los años 1967 y 68 se efectuó un levantamiento geológico y petrográfico de una parte de la sierra de Chuacús a escala 1 : 50 000. Este trabajo se realizó en el marco de los trabajos de la Misión Geológica Alemana en Guatemala. En este trabajo se llevo a cabo la clasificación, desde el punto de vista petrofacial, del basamento metamórfico Paleozoico.

De conformidad con MacBirney (1963), las metamorfitas de origen sedimentario de las que trata esta investigación se toman como pertenecientes al "Grupo Chuacús". La subdivisión en zonas metamórficas específicas se realizó con ayuda de minerales índice.

La subdivisión en zonas de la facies esquisto verde que se presenta en este trabajo corresponde al tipo estándar de la serie de facies de tipo Barroviano. Las paragénesis minerales que a continuación se detallan, corresponden a aquellas de las subfacies B.1.1. a B.1.3. de la facies esquistos verde en un metamorfismo Barroviano:

Zona de clorita y sericita:	B.1.1. Subfacies Cuarzo – Albita – Moscovita – Clorita
Zona de Biotita:	B.1.2. Subfacies Cuarzo – Albita – Epidota – Biotita
Zona de Granate:	B.1.3. Subfacies Cuarzo – Albita – Epidota – Almandino

Como resultado del análisis de paragénesis minerales y distribución del tamaño de los granos en las rocas más típicas, se concluye que probablemente el protolito sedimentario de las rocas eran preponderantemente grauvacas y lutitas, y menormente areniscas, margas y calizas. Es posible atribuir el origen del grupo principal de metasedimentitas intermedias a sedimentos del tipo de las grauvacas. Los esquistos micáceos derivan de sedimentos arcillosos, en tanto que rocas más cuarzosas, e intercalaciones margosas y calcáreas, dieron origen a las cuarcitas y esquistos ricos en cuarzo, para-anfibolitas, calizas cristalinas y mármoles, respectivamente.

La granitización es el proceso regional más reciente asociado a la recristalización metamórfica de las rocas. Ésta comienza a notarse en la zona de clorita por blastesis de feldespatos sin segregación de los componentes móviles. En la zona metamórfica siguiente, la de biotita, se notó una movilización parcial que determinó que los feldespatos debidos a la blastesis se agruparan junto con el cuarzo para formar bandas, lentes y "schlieren" que generalmente se disponen paralelamente a la dirección principal de esquistosidad.

En esta misma zona aparecen intercalaciones pegmatíticas, que se pueden atribuir, siguiendo a Mehnert (1962), a una fusión anatética incipiente de las rocas.

Teniendo en cuenta la existencia de restos fósiles y edades absolutas que se llevaron a cabo en otros trabajos, se propone una edad Misisipiana para el metamorfismo.

Kurzfassung: In den Jahren 1967/68 wurde im Rahmen der Arbeiten der Deutschen Geologischen Mission in Guatemala ein Teilgebiet der sierra de Chuacus im Maßstab 1 : 50 000 geologisch-petrographisch kartiert und dabei eine Gliederung des paläozoischen, metamorphen Grundgebirges nach petrofaziellen Gesichtspunkten vorgenommen.

Die Paragesteine der genannten Gebirgskette sind in Anlehnung an MacBirney (1963) zur „Chuacus Gruppe“ zusammengefaßt worden. Eine Gliederung dieser Gruppe in einzelne Zonen

ließ sich mit Hilfe von Indexmineralen vornehmen.

Die hier aufgestellte Zonengliederung für den Bereich der Grünschieferfazies entspricht dem als Barrow-Typ bezeichneten Standardtyp der metamorphen Faziesserie. Die Mineralparagenesen in den drei aufgestellten Zonen entsprechen denen der Subfazies B.1.1. bis B.1.3. der Grünschieferfazies des Barrow-Typs:

Chlorit-Serizit Zone: B.1.1. Quarz – Albit – Muskovit – Chlorit Subfazies

Biotit Zone: B.1.2. Quarz – Albit – Epidot – Biotit Subfazies

Granat Zone: B.1.3. Quarz – Albit – Epidot – Almandin Subfazies

Die Untersuchung typischer Paragesteine auf ihre Mineralparagenese und Korngrößenverteilung ergab, daß als Ausgangsgesteine vorwiegend grauwackenartige und tonige, daneben auch sandige, mergelige und kalkige Sedimente angenommen werden können. Die Hauptgruppe der intermediären Paragesteine läßt sich auf grauwackenartiges Sedimentmaterial zurückführen. Mafitreiche Schiefer stammen von tonigen Sedimenten ab, während quarzreiche Gesteine, mergelige und kalkige Einschaltungen heute als Quarzite bzw. quarzreiche Schiefer, Para-Amphibolite und kristalline Kalke bzw. Marmore vorliegen. Feldspatreiche Grauwacken und Arkosen wurden zu Meta-Arkosen umgewandelt.

Im Rahmen der metamorphen Gesteinsentwicklung ist die Granitisation der jüngste regional wirksame Vorgang.

Sie beginnt in der Chlorit-Zone mit einer Feldspat-Blastese ohne Absonderung mobiler Anteile. In der nächsthöheren Metamorphosestufe, der Biotit-Zone, wurde bereits eine partielle Mobilisation beobachtet, die eine Aggregation der blastisch gewachsenen Feldspate gemeinsam mit Quarz zu Bändern, Streifen und Schlieren vornehmlich parallel zur Hauptschieferungsrichtung bewirkte.

In der gleichen Zone erscheinen auch pegmatoide Einlagerungen, die nach Mehnert (1962) auf eine anatektische Erstschmelze zurückzuführen sind.

Das Alter der Metamorphose ist nach vorliegenden Fossilresten und den in der Literatur erschienen absoluten Altersbestimmungen wahrscheinlich Mississippian.

Abstract: During the years 1967/68 geologic-petrographic mapping at a scale of 1 : 50 000 had been carried out within the scope of the program set out for the German Geological Mission in Guatemala. In this study a subdivision of the Paleozoic metamorphic complex was accomplished according to petrofacial viewpoints.

In conformity with McBirney (1963) the para-rocks of the mountain range under discussion haven been combined to the "Chuacús Group". It was possible to establish a subdivision of this group into individual zones by means of index minerals.

The zonal subdivision such as established for the greenschist facies corresponds to the standard type of the series of metamorphic facies, the so-called Barrow type. The mineral paragenesis in the three zones established correspond to those of the subfacies B. 1.1. to B.1.3. of the Barrow type greenschist facies:

chlorite – sericite zone: B.1.1. quartz – albite – muscovite – chlorite subfacies

biotite zone: B.1.2. quartz – albite – epidote – biotite subfacies

garnet zone: B.1.3. quartz – albite – epidote – almandine subfacies

The investigation of typical para-rocks carried out with a view to determining their mineral paragenesis and grain size distribution showed that as parent rocks one may presuppose sediments that are predominantly greywacke-like and argillaceous, besides, however, also sandy, marly, and calcareous. The principal group of intermediate para-rocks can be traced back and ascribed to sedimentary material of the greywacke type. Schists rich in mafites originate from clayey sediments, whereas rocks rich in quartz, marly and calcareous intercalations are existent in their present-day condition as quartzites, resp. schists rich in quartz, further as para-amphibolites and crystalline limestones, resp. marbles. Greywackes rich in feldspar and arkoses were altered to meta-arkoses.

During the development of metamorphic rock formation granitization constitutes the most recent process that is regionally taking effect. It begins in the chlorite zone with a feldspar blastesis without any segregation of mobile constituents. In the next more advanced stage of metamorphism, i.e. in the biotite zone, a partial mobilization may be observed, which effected an aggregation of the blastically grown feldspars jointly with quartz into bands, striae, and schlieren this being the case notably in parallel fashion to the main direction of foliation.

In the same zone pegmatoid intercalations occur, too, which according to Mehnert (1962) are to be ascribed to a primary anatectic melt.

According to existing remains of fossils as well as according to the determination of absolute age such as published in literature the age of the metamorphism is probably Mississippian.

Résumé: Pendant les années 1967/68 un levé géologique-pétrographique au 1 : 50 000 avait été exécuté dans l'envergure du programme ébauché par la Mission Géologique Allemande au Guatemala dans la sierra de Chuacús. Dans cette étude une subdivision du complexe métamorphique paléozoïque fut accomplie selon des points de vue se fondant sur le pétrofaciès.

En harmonie avec McBirney (1963) les para-roches de la chaîne de montagnes en discussion ont été combinées dans le « Groupe de Chuacús ». À l'aide de minéraux caractéristiques il fut possible d'établir une subdivision de ce groupe dans des zones individuelles.

La subdivision zonales telle qu'établie dans cette étude pour le schiste vert correspond au type modèle de la série de faciès métamorphiques, le soi-disant type Barrow. Les paragénèses minérales dans les trois zones établies correspondent à celles du subfaciès B.1.1. jusqu'à B.1.3. du faciès du schiste vert de type Barrow:

la zone de chlorite-séricite: B.1.1. subfaciès de quartz – albite – moscovite – chlorite

la zone de biotite: B.1.2. subfaciès de quartz – albite – épidote – biotite

la zone de grenat: B.1.3. subgaciès de quartz – albite – épidote – almandin

L'investigation des para-roches typiques afin de déterminer leurs paragénèses minérales et

leur classement granulométrique montra que, comme roches de départ, l'on peut présupposer des sédiments qui sont prépondérément du type de la grauwacke ou du type argileux, mais qui, d'autre part, sont aussi sableux, marneux et calcareux. Il est possible de faire remonter et attribuer le groupe principal de para-roches neutres à un matériel sédimentaire du type de la grauwacke. Des schistes riches en mafites tirent leur origine de sédiments argileux, tandis que des roches riches en quartz et en des intercalations marneuses et calcareuses existant, dans leur condition d'actualité, comme quartzites ou, respectivement, comme des schists riches en quartz et, par ailleurs, comme des para-amphibolites et des calcaires cristallins ou, respectivement, comme des marbres. Des grauwachas riches en feldspath et en arkoses furent transformées en des méta-arkoses.

Pendant le développement de la formation métamorphique de roches la granitisation constitue le processus le plus récent faisant son effet de façon régionale. Elle commence dans la zone de chlorite par une blastèse de feldspath sans aucune ségrégation de composants mobiles. Dans la prochaine phase plus avancée du métamorphisme, c'est-à-dire dans la zone de biotite, une mobilisation partielle peut être observée, laquelle effectua une aggrégation des feldspaths de croissance blastique conjointement avec du quartz en des structures rubanées, en des stries et en des schlieren, ce qui s'applique surtout parallèlement à la direction principale de foliation.

Dans la même zone se montrent également des intercalations pegmatoïde, lesquelles, selon Mehnert (1962), il faut attribuer à une fonte anatectique primaire.

Compte tenu des restes existants de fossiles ainsi que selon les déterminations de l'âge absolu telles que publiées dans la littérature l'âge du métamorphisme sera, selon toutes probabilités, Mississippien.

CONTENIDO

1. Prefacio	-8-
1.1. Introducción y delimitación del área de trabajo	-8-
1.2. Compilación de trabajos anteriores	-11-
2. Geología Regional de la Sierra de Chuacús	-14-
2.1. El basamento metamórfico	-15-
2.1.1. Esquistos de Salamá (Zona de Clorita)	-15-
2.1.2. Esquistos de El Chol (Zona de Biotita)	-17-
2.1.3. Los Esquistos de Palibatz (Zona de Granate)	-20-
3. Petrografía de las Rocas que no fueron Granitizadas	-22-
3.1. Las rocas metamórficas de la zona de clorita	-22-
3.1.1. Esquistos sericíticos y esquistos sericíticos con clorita (filitas)	-22-
3.1.2. Meta-grauvacas y meta-arcosas	-23-
3.1.3. Cuarzitas	-24-
3.1.4. Esquisto de epidota y actinolita	-24-
3.1.5. Esquisto moscovítico con estilpnomelana	-25-
3.1.6. Calizas recristalizadas	-25-
3.2. Las metamorfitas de la zona de biotita	-26-
3.2.1. Esquisto biotítico-moscovítico, esquisto moscovítico	-26-
3.2.2. Esquisto moscovítico con epidota	-27-
3.2.3. Anfibolitas	-28-
3.2.4. Mármoles	-28-
3.3. Las rocas metamórficas de la zona de granate	-29-
3.3.1. Esquisto moscovítico con granate (\pm cloritoide)	-29-
3.3.2. Esquisto biotítico con granate	-29-

3.3.3. Esquistos de granate y distena	-30-
3.4. Contenido mineral de los principales tipos de roca	-30-
3.5. Series de facies y división en zonas de metamorfismo	-33-
4. Formas de Ocurrencia de la Granitización	-37-
4.1. Blastesis sin segregación de los componentes móviles	-37-
4.1.1. Blastitas de plagioclasa a partir de filitas	-37-
4.1.2. Blastitas de plagioclasa a partir de meta-arcosas (granitoides)	-38-
4.2. Blastesis y evolución de las rocas durante la segregación de componentes móviles en la zona de biotita	-39-
5. Edad del Metamorfismo y de la Granitización	-43-
6. Referencias Bibliográficas	-45-

1. PREFACIO

Durante el proyecto de levantamiento geológico y petrológico de la sierra de Chuacús, ubicada en la Cordillera Central de Guatemala, se realizó una clasificación de las metamorfitas de origen sedimentario que allí yacen en unidades cartográficas de roca. La definición de unidades se efectuó con base en la mineralogía existente antes de la granitización. Las investigaciones se ejecutaron en los años 1967 y 1968 dentro del marco de actividades de la Misión Geológica Alemana en Guatemala. Hasta ese entonces no se había intentado una clasificación y subdivisión de las rocas metamórficas de Guatemala.

Los trabajos precedentes en los que se estudiaron las rocas del sistema montañoso en cuestión, trataron el basamento metamórfico como una sola unidad de roca. No hubo aportes sobre sus características petrofaciales ni sobre la actividad tectónica post-metamórfica que afectó las rocas.

Es posible realizar una subdivisión petrogenética de un complejo metamórfico con base en minerales índices que definen zonas de metamorfismo, tal como lo hicieron Barrow (1912) y Tilley (1925) en los sistemas montañosos ("Highlands") de Escocia. Los contactos entre las zonas se definen por la primera aparición de un mineral en particular, denominado mineral índice.

Efectivamente esta metodología de subdivisión demostró ser útil y conveniente para la delimitación de las unidades rocosas de este estudio.

Las metamorfitas del sector que se estudió en la sierra de Chuacús muestran una amplia removilización de componentes, que definen un proceso de granitización en el sentido de Mehnert (1961, p. 64; 1967, p 267). Se distinguen recristalizaciones blásticas sin segregación de los elementos móviles, especialmente en las metamorfitas de bajo grado. Por el contrario en las rocas de alto grado se detectan transformaciones metatéticas y segregación metamórfica notable de los componentes móviles.

El presente trabajo está dividido en cuatro capítulos principales. Primero se trata la geología regional de la sierra de Chuacús. A continuación se desarrolla la petrografía del núcleo metamórfico y el modo de presentación de la granitización. Al final se plantea una discusión sobre la edad del metamorfismo y la granitización.

El autor quiere expresar su agradecimiento al director de la Misión Geológica Alemana en Guatemala, Dr. H. J. Nicolaus, por las estimulantes y provechosas discusiones efectuadas durante el trabajo de campo. Asimismo se agradece al asistente de campo, sr. J. Reyes G., por su ayuda en el campo y en el trabajo de laboratorio.

1.1. Introducción y delimitación del área de trabajo

Las cadenas montañosas de la parte central de Guatemala constituyen el núcleo de la parte norte de Centroamérica. Tales cadenas comienzan en Chiapas (México), cruzan la zona central de Guatemala y el norte de Honduras formando un arco abierto hacia el norte, y continúan hasta las Islas de Bahía en el Mar Caribe (ver fig. 1).

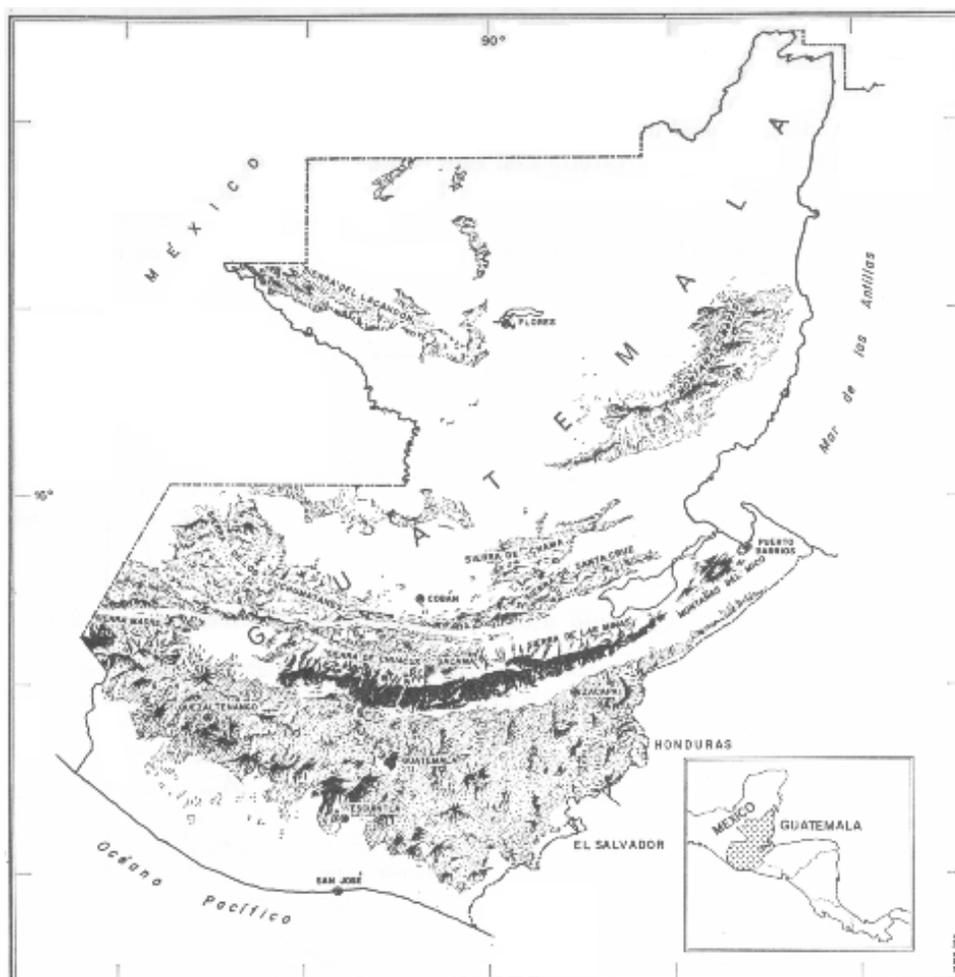


Figura 1. Mapa de características morfológicas de Guatemala. (La Cordillera Central se presenta con exageración vertical).

Las sierras de Chuacús, Las Minas y las montañas del Mico constituyen una cadena montañosa, que en el Occidente alcanza alturas de hasta 3500 m. Estas cotas máximas se aminoran sucesivamente hasta los 2000 m en el extremo este. No se ha tenido en cuenta en esta descripción a la sierra Madre, al Occidente de la Cordillera Central.

Según los rasgos definidos por Termer (1936), la zona de estudio se reconoce como una región con carácter alta montaña sólo por la elevación sobre el nivel del mar que presentan las cotas. La morfología de las cimas recuerda más un sistema montañoso de relieve medio¹. No

¹N. del T.: El término que emplea el autor en alemán es "Mittelgebirge". Éste y otros términos geomorfológicos posiblemente hayan entrado en desuso, y en todo caso fueron concebidos para climas, y correspondientemente, formas muy diferentes a las del trópico.

obstante la morfología que presentan las cimas, las pendientes son empinadas y los valles han sido cortados profundamente.

Weyl (1961, p. 5) considera que las descripciones geomorfológicas de Termer se ajustan bien a las encontradas en el área, y concluye que se generaron por levantamientos recientes unidos a fuertes procesos erosivos.

El sector de la sierra de Chuacús en el que se realizó este trabajo presenta en su parte sur elevaciones que oscilan entre 2000 m y 2500 m. Hacia el norte, al pie de la cordillera las elevaciones llegan a 950 m. Asimismo se distinguen cuatro corredores montañosos con tendencia al norte que constituyen barreras geográficas entre las cuencas presentes dentro de la cadena. Tales cuencas están densamente pobladas y en ellas están ubicadas las poblaciones de Salamá, San Miguel Chicaj, Rabinal y Cubulco, ubicadas al norte de la sierra.

La cadena montañosa limita al sur con el amplio valle del río Motagua. Se distinguen pendientes muy fuertes y el desnivel de la topografía puede abarcar hasta 2000 m.

La zona de trabajo está ubicada en el departamento de Baja Verapaz, en la parte central de Guatemala (ver fig. 2).



Figura 2. Ubicación de la zona de trabajo (en negro).

La zona se ubica dentro de las hojas topográficas a escala 1:50 000 Salamá (No. 2161-III), Cubulco (No. 2061-II) y Granados (No. 2060-I), y cubre un área total de aproximadamente 1500 km². Los límites geográficos corresponden a las siguientes coordenadas:

Límite Norte	15° 10' N
Límite Sur (parte Oeste)	14° 45' N
Límite Sur (parte Este)	15° 00' N
Límite Oeste	90° 45' W
Límite Este (parte Norte)	90° 15' W
Límite Este (parte Sur)	90° 30' W

Se elaboró la cartografía geológica y el estudio petrográfico de esta zona en conjunto con H. Nicolaus. Adicionalmente se realizaron visitas de reconocimiento a las zonas de El Chol y San Jerónimo.

El acceso al área de estudio se lleva a cabo por las carreteras El Rancho - Cobán y Granados - Rabinal, que cruzan la zona de trabajo por el este y el oeste correspondientemente, y por caminos y senderos que atraviesan la región. Fuera de estas vías es difícil el acceso por la vegetación exuberante. El acceso a las regiones de mayor cota de la sierra de Chuacús es especialmente difícil.

1.2. Compilación de trabajos anteriores

Sapper (1937) elaboró una compilación de las investigaciones geológicas realizadas en Centro América hasta el año de 1936. De hecho Sapper elaboró documentos geológicos del núcleo guatemalteco tan excelentes y exactos para la época, que Stille (1940) en su honor, denominó "Sapperland²" a las metamorfitas del norte de Centroamérica que fueron plegadas durante el Paleozoico.

Weyl (1961, p. 14) indica que el estado del conocimiento que se tiene del basamento Paleozoico y posiblemente pre-Paleozoico de Guatemala no ha progresado significativamente desde los trabajos de Sapper (1899-1937).

Las primeras descripciones de esquistos cristalinos provenientes de Guatemala, datan de 1868 cuando Dollfuss & De-Montserrat describieron la región montañosa entre Ciudad de Guatemala y Salamá. Sapper (1937, p. 22) anota que en las cadenas montañosas de Guatemala, y en particular en las sierras de Chuacús, Las Minas y montañas del Mico, se observan abundantes gneises, esquistos micáceos y filitas, estrechamente asociados con serpentinitas. Asimismo Sapper reconoció la presencia de esquistos cloríticos y talcosos dentro de las serpentinitas.

Sapper (1937, p. 23) asume una edad Arcaica para las rocas metamórficas de la sierra Madre, en acuerdo con las ideas de Waibel (1933), y plantea una edad pre-Carbonífera para las metamorfitas de la sierra de Chuacús. Para Sapper (1937, p. 100) es muy factible que: " ... los esquistos cristalinos sean, parcialmente, rocas sedimentarias metamorfizadas durante el

² N. del T.: La traducción literal de "Sapperland" es 'territorio de Sapper'.

Paleozoica; empero es posible que buena parte de éstos posea una edad más antigua, quizá Arcaica, ya que el basamento cristalino de Chiapas y Guatemala es una extensión del basamento Arcaico del sur de Oaxaca que fue estudiado por Felix y Lenk (1890, p. 1)."

Müllerried (1942, p. 474) compara la evolución geológica del norte de Centroamérica, con la del norte de México y el suroeste de los Estados Unidos. Allí, los sedimentos del Paleozoico Temprano se metamorfizaron durante las orogenias del Paleozoico Medio y Tardío.

El trabajo de Roberts e Irving (1957), que se centra fundamentalmente en los yacimientos minerales de Centroamérica, contiene una corta descripción del basamento metamórfico de Guatemala. Estos autores se refieren especialmente a los resultados de los trabajos de Sapper.

Ljunggren (1959) realizó un análisis petrográfico de muestras obtenidas en la sierra de Chuacús, particularmente del área de Salamá - Rabinal - El Chol, y señala por primera vez la existencia de un proceso de granitización, que hasta ese momento no había sido identificado en tales rocas.

Weyl (1961, p. 19) se une a los trabajos de Ljunggren y plantea, en concordancia con las ideas de Ljunggren, los siguientes procesos como responsables de la formación de las metamorfitas:

1. Un metamorfismo cinético³, que transformó el protolito sedimentario en esquistos cristalinos.
2. La albitización de los esquistos micáceos y la generación de los gneises de albita.
3. Deformación tectónica de los gneises de albita.
4. Un metasomatismo potásico y la generación del granito metasomático de microclina-plagioclasa entre Salamá y Rabinal.
5. Deformación postcristalina local.

McBirney realiza un estudio geológico detallado de una parte de la sierra de Chuacús en los años 1959 y 1960. Sus resultados junto con un mapa a escala 1:75 000, que incluye una parte de la zona de estudio del presente trabajo, se publicaron en 1963.

McBirney agrupa las rocas metamórficas del lugar bajo el nombre de "Serie Chuacús". Este autor separa, exclusivamente, algunas unidades cristalinas de mármol, anfibolita y "granito". McBirney no puede definir claramente el contacto geológico entre el núcleo metamórfico y las rocas sedimentarias Paleozoicas ubicadas más al norte.

Los resultados del análisis petrográfico de las muestras provenientes de la Serie-Chuacús (p. 191 - 197) le sirven para la definición de seis grupos de rocas. McBirney clasifica casi todos sus tipos de roca dentro de estos grupos.

Se han propuesto variadas ideas en relación a la génesis del denominado "granito"⁴, que aflora asociado con esquistos verdes. Se citan algunas a continuación:

³N. del T. : La expresión alemana "kinetische Metamorphose", que se traduce literalmente como 'metamorfismo cinético', posiblemente hace alusión al proceso de metamorfismo regional o dinamo-térmico, o como se presenta en textos más recientes de petrología metamórfica (Bucher y Frey, 1994), al proceso de metamorfismo orogénico.

⁴N. del T.: Este granito se conoce informalmente con el nombre de 'granito de Rabinal'.

<i>Autor</i>	<i>Génesis del Granito</i>
Sapper (1937)	Intrusión magmática
Roberts e Irving (1957)	Intrusión magmática
Ljunggren (1959)	Generado por granitización
Weyl (1961)	Generado por granitización
McBirney (1963)	Anatexia seguida de intrusión magmática

Sapper (1937, p. 37/38) supone que los granitos se emplazaron en su ubicación actual por intrusiones magmáticas.

Roberts e Irving (1957, p. 14) mencionan la presencia de gneises que pasan lateralmente a granitos y a rocas graníticas intrusivas. Según esto, no hay un contacto tajante entre granitos y gneises. Son Ljunggren (1959) y Weyl (1961) quienes cuestionan por primera vez esta concepción y concluyen que los procesos principales que formaron el granito son la albitización y el metasomatismo potásico.

McBirney (1963, p. 199) no acepta las ideas de Ljunggren respecto de la génesis del granito y después de investigar personalmente en la región, llega a la siguiente interpretación:

“From purely chemical and petrographic evidence it seems likely that the migmatitic granite, the Rabinal pluton, and the Matanzas stock represent three progressive stages of the “Granite Series”: differential anatexis, growth and homogenization of plutonic body, and finally mobilization and intrusion of granitic magma.”⁵

En 1968, Dengo publica una compilación en la que analiza la información geológica existente hasta el momento y llega a la conclusión que las rocas Paleozoicas de la parte norte de Centroamérica conformaban un gran Geosinclinal. Su “antepais”⁶ estaría ubicado al norte, en la zona que actualmente constituye la península de Yucatán, y ésta sería la fuente de los sedimentos del geosinclinal. Según Dengo, fue en el Paleozoico medio cuando las rocas se plegaron y metamorfizaron.

Gomberg, Banks y McBirney (1968, p. 121 - 122) llevaron a cabo una serie de dataciones absolutas en metasedimentitas del Grupo Chuacús (particularmente en gneises) y en los denominados “granitos”. Estas dataciones se discuten más adelante, en el capítulo 5.

⁵ N. del T.: Este párrafo aparece en inglés en la publicación original en alemán y decidió dejarse como tal.

⁶ N. del T.: Efectivamente, antepais fue el término en castellano que utilizó Dengo en su publicación.

2. GEOLOGÍA REGIONAL DE LA SIERRA DE CHUACÚS

A continuación se presentará un resumen de la complejión geológica de la zona de estudio. Se mencionarán únicamente, y a drede, los rasgos geológicos que son necesarios para comprender el tema específico que se tratará en este trabajo.

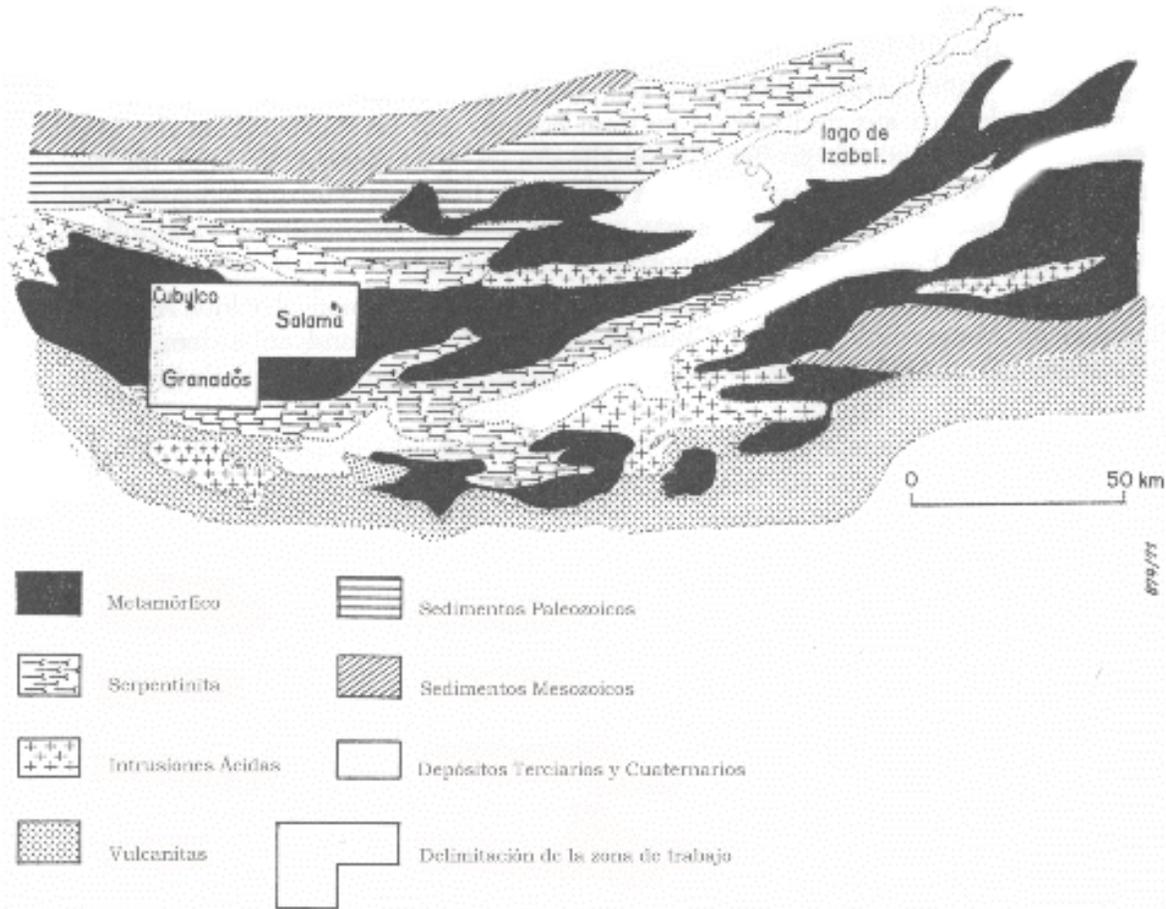


Figura 3. Mapa geológico generalizado de la parte central de Guatemala. (El metamórfico aparece indiferenciado; las sedimentitas sin metamorfismo no están representadas).

Como se puede apreciar en el mapa geológico generalizado (fig. 3), las rocas del Grupo Chuacús constituyen el núcleo de la cadena montañosa. Hacia el norte y sur de la cadena, aparecen cuerpos elongados de serpentinitas, que se ubican en zonas de falla ocupando debilidades preexistentes. Al norte yacen sedimentos Paleozoicos y Mesozoicos discordantemente, mientras que al sur la cobertura la constituyen depósitos volcánicos de edad Terciaria y Cuaternaria.

El complejo rocoso que constituye el basamento metamórfico fue plegado en su totalidad durante el Paleozoico y presenta una fuerte vergencia hacia el norte. Se nota una tendencia

generalizada del buzamiento de las capas hacia el sur, que es especialmente obvia en los esquistos verdes de bajo grado que constituyen las laderas septentrionales de la cadena montañosa.

Dos zonas de debilidad recientes con tendencia E/W, la zona de falla de Motagua al sur, y la zona de falla de Polochic al norte, y fuera del área de estudio, constituyen elementos tectónicos de gran importancia.

Dentro del graben⁷ que se desarrolló en la zona del Motagua se depositaron sedimentos clásticos que conformaron el relleno. Estos sedimentos constituyen una potente unidad sedimentaria, que se extiende hacia el sur en disposición paralela al río Motagua.

Paralelo a las zonas de falla citadas se emplazaron⁸ cuerpos intrusivos ultrabásicos y serpentinitas. Éstas conforman las pendientes septentrionales del valle del río Motagua y una notable fila de colinas en el límite norte de la zona de trabajo.

De los sistemas de falla mencionados resulta claro que las fallas del flanco norte del graben de Motagua sirvieron para el ascenso de los materiales que dieron origen a las lavas y tobas más recientes. Derrames lávicos andesíticos y basálticos y cenizas marcan la dirección del fallamiento y cubren localmente el flanco norte del graben, que en general es bien reconocible.

2.1. El basamento metamórfico

Similar a lo propuesto por McBirney (1963), se decidió nombrar 'Grupo Chuacús' al conjunto de metamorfitas de protolito sedimentario de la cordillera Central de Guatemala. No obstante, y a diferencia de la idea de McBirney, se decidió usar el término 'grupo' en lugar de 'serie'.

Corrientemente, un grupo comprende un conjunto mayor de rocas, que puede ser subdividido en formaciones particulares (en el sentido de los norteamericanos).

Para unificar los resultados de las diferentes investigaciones geológicas que tratan el metamorfismo de las cadenas montañosas de Guatemala, y teniendo en cuenta los trabajos por venir, se recomienda adoptar el nombre "Grupo Chuacús" para todo el conjunto de rocas de metamorfismo regional de la cordillera Central de Guatemala. Ello con el fin de evitar un elevado y molesto número de unidades locales para rocas de facies o edad similar.

2.1.1. Esquistos de Salamá (Zona de Clorita)

Como la mayoría de afloramientos donde esta formación rocosa se presenta de modo característico están ubicados cerca a la capital departamental, Salamá, se propone nombrar esta unidad de roca 'Esquistos de Salamá'.

⁷ N. del T.: Actualmente pocos autores, o ninguno, consideran al valle del Motagua como 'graben'. Locamente hay zonas de transtensión asociadas al fallamiento de rumbo que, según la escala, podrían considerarse 'grábenes'.

⁸ N. del T.: El término que aparece en el texto original es "aufgedrungen", que implica un emplazamiento de las ultramafitas de abajo hacia arriba. No obstante, las ideas respecto a tal emplazamiento han cambiado radicalmente; hoy se acepta que fueron emplazadas por grandes cabalgamientos asociados a una sutura.

Las rocas de esta unidad afloran en las laderas septentrionales de la sierra de Chuacús, en los alrededores de las ciudades de Salamá, Rabinal y Cubulco, y su contacto al norte lo constituyen los ríos Salamá y Cachil y una línea imaginaria que se extiende más hacia el noroeste.

En el flanco sur del sistema montañoso, al sur de la falla de Motagua y dentro del complejo de serpentinitas del Motagua, también afloran cuerpos discretos y aislados pertenecientes a esta unidad.

Dentro de la unidad Esquistos de Salamá se agrupan rocas de bajo grado, que se caracterizan por la asociación de los minerales clorita+sericita, y la presencia subordinada de epidota, actinolita y estilpnomelana. Los componentes félsicos se limitan a la presencia de cuarzo y albita. Así pues, estos esquistos pertenecen a la facies esquistos verde, dentro de la subfacies de cuarzo-albita-moscovita-clorita.

A continuación se presentan las rocas que pertenecen a esta unidad, listadas de primera a última según su abundancia:

1. Esquistos sericíticos y esquistos sericíticos con clorita
2. Meta-grauvacas y meta-arcosas
3. Granitoides
4. Cuarcitas y esquistos cuarcíticos
5. Esquistos de epidota-actinolita
6. Esquistos de moscovita-estilpnomelana
7. Mármoles
8. Para-anfibolitas

Los representantes principales de esta formación en las laderas septentrionales y en el flanco sur (valle del río Motagua) de la sierra son los esquistos sericíticos y los esquistos sericíticos con clorita. Estas rocas constituyen la base y el techo de esta unidad. La parte central de la unidad la componen las meta-grauvacas, meta-arcosas y los granitoides.

Estos últimos se presentan como cuerpos de gran tamaño, dispuestos paralelamente según la esquistosidad principal de las rocas adyacentes. Petrográficamente se distingue que la transición entre granitoides y esquistos sericíticos corresponden a las meta-grauvacas y las meta-arcosas.

El proceso regional más reciente, entre aquellos que determinaron el metamorfismo, es la granitización. Las rocas que no fueron afectadas por la granitización conservaron una clara y fuerte esquistosidad. Aquellas que sí lo fueron denotan, sucesivamente, la pérdida de la esquistosidad y el desarrollo de una textura blástica⁹.

Dentro del metamorfismo que transformó las rocas, se distingue que la granitización es el evento de escala regional más reciente. Las rocas que no fueron afectadas por ésta muestran una esquistosidad notable. En las rocas que sufrieron la granitización se nota la eliminación paulatina de la esquistosidad, y la aparición de una textura blástica. Localmente en la Zona de Clorita aparecen minerales formados por movilización de componentes. No obstante, éstos no son representativos en el contexto regional.

⁹ N. del T.: En general, el término 'blástico' se refiere al crecimiento de un mineral por metamorfismo (véase por ejemplo, Philpotts, 1990). No obstante, y como se define más adelante, aquí debe entenderse blastesis como la recristalización debida a un proceso de granitización.

La textura en las rocas que han sido mayormente afectadas por el proceso de blastesis (que principalmente generó feldespatos) indican claramente que la secuencia de eventos fue: metamorfismo dinámico → granitización. La esquistosidad original se conserva en las abundantes inclusiones contenidas en los porfidoblastos.

Durante el trabajo cartográfico se separaron las rocas de la Formación Salamá que fueron afectadas por el proceso de granitización. En su mayoría son rocas transformadas por el proceso de blastesis. Es posible reconocer una sucesión de rocas que han sido granitizadas y otras que conservaron sus rasgos originales. El límite entre los dominios granitizados y aquellos que no fueron afectados por tal proceso, siempre aparece tajante según la dirección perpendicular al rumbo de la esquistosidad, y difuso según la dirección paralela a ésta. Los límites tajantes entre las bandas de un tipo de roca y otro, se pueden atribuir, en su mayoría, a diferencias composicionales del protolito.

De hecho, se comprobó en la zona donde afloran los Esquistos de Salamá, que en la mayoría de los casos, la transformación por procesos de blastesis sólo fue posible en rocas cuya composición mineralógica primaria incluía feldespato. Rocas que originariamente no contenían feldespato, rara vez muestran el desarrollo de nuevas plagioclasas. De lo anterior se puede concluir, que la blastesis de feldespatos se dio sin la introducción de elementos desde los alrededores, sino por una 'reorganización' del contenido mineral de cada tipo de roca.

2.1.2. Esquistos de El Chol (Zona de Biotita)

En la región de El Chol se encuentra muy bien representada la zona de biotita, resultado de la conversión dinamotérmica. La exposición es extensa y de fácil acceso. Por esto se decidió darle el nombre de "Esquistos de El Chol" a esta unidad metamórfica.

Metamorfitas pertenecientes a esta unidad afloran a lo largo de la parte central de la sierra de Chuacús.

En la vertiente norte de la cadena montañosa, la zona de biotita se extiende como un cinturón cuyo ancho varía entre 2 y 15 km, y que atraviesa la zona de estudio con rumbo este-oeste. En el este, aprox. 5 km al sur de Salamá, el cinturón presenta su mínima anchura (2 km). En dirección oeste la unidad aflora más ampliamente hasta Cubulco, donde se alcanza el ancho máximo indicado antes.

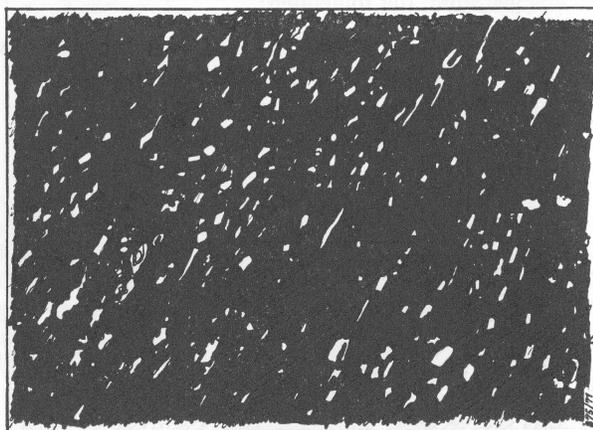


Figura 4: Blastesis de plagioclasa en filita.

El límite norte de esta zona determina una línea que une las localidades de Rabinal y Cubulco, y que se extiende al este y oeste.

La máxima amplitud de la zona de biotita en la región de Cubulco se debe a la presencia de fallas con rumbo nordeste-suroeste y a la inclinación, en dirección oeste, del eje del plegamiento. Precisamente allí la superficie de la cadena montañosa la constituyen, casi íntegramente, rocas pertenecientes a esta unidad.

En la vertiente sur de la cadena montañosa, los Esquistos de El Chol presentan una exposición limitada, ya que fueron cortados por una de las grandes fallas de rumbo con dirección aproximada este-oeste.

Se incluyen dentro de la unidad de "Esquistos de El Chol" las metamorfitas que se caracterizan por la paragénesis biotita-moscovita-hornblenda-epidota. Estas rocas aún pertenecen a la facies esquistos verde, pero constituyen la subfacies inmediatamente superior a la de cuarzo-albita-epidota.

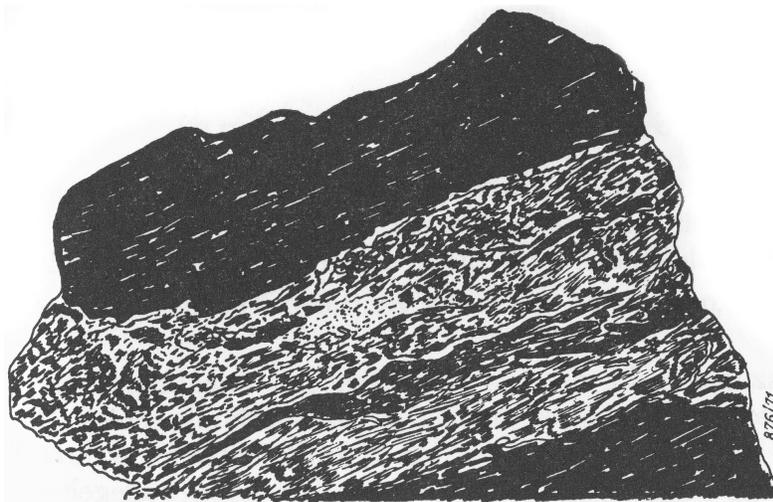


Figura 5: Concentración de feldespatos generados por blastesis, en bandas por movilización parcial.

A continuación se listan en orden de abundancia las rocas que pertenecen a la zona de biotita:

1. Esquistos de biotita y moscovita, y esquistos moscovíticos
2. Esquistos de moscovita y epidota
3. Para-anfibolitas
4. Mármoles
5. Cuarcitas

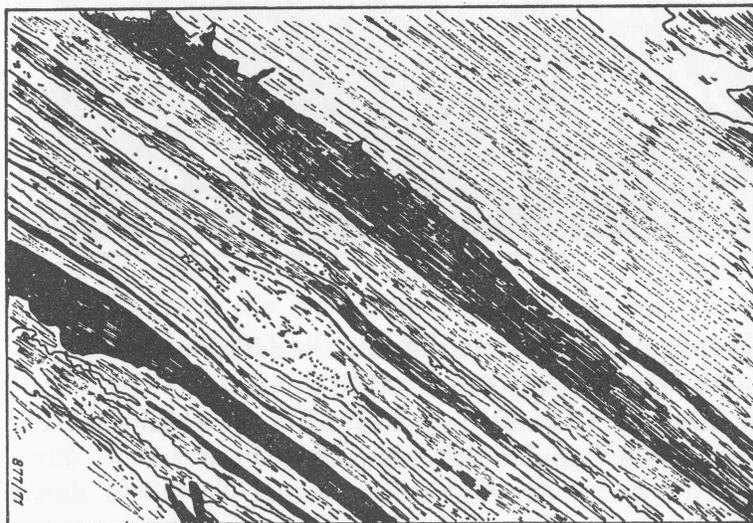


Figura 6: Gneis bandeado con capas pegmatíticas (metatexita).

La granitización de las metamorfitas de la zona de estudio es especialmente fuerte en la región donde aflora la unidad de El Chol. Asimismo, la movilización metatéctica¹⁰ se presenta con mayor intensidad en esta región. Raramente se encuentran porciones de rocas que no fueron afectadas por la granitización. Asociados a rocas con textura blástica, que en el caso de las plagioclasas pueden llegar a tamaños de varios cm, se encuentran rocas metatécticas con complejas bandas claras y oscuras de tipo "schlieren"¹¹ (véase fotografía No. 1).

Mehnert (1953, pág. 75-77) muestra detalladamente a través de figuras, cómo se desarrolla paulatinamente la compleja textura de las rocas migmatíticas, e identifica las diferentes etapas de su formación.

En la sierra de Chuacús se puede identificar un desarrollo similar de las rocas con la ayuda de algunos ilustraciones. Partiendo de la generación de porfidoblastos aislados de plagioclasa en el esquistos biotítico (figura 4), se puede generar por enriquecimiento y concentración sucesiva de minerales nuevos en ciertas capas o partes, una roca compuesta, en la que se pueden diferenciar claramente el neosoma y el paleosoma. La estructura original fina del esquisto desaparece dando lugar a una textura gruesa en bandas o "schlieren" (figuras 5-7).

¹⁰N. del T.: Mobilización metatéctica es una traducción literal del término "metatektischer Mobilisation".

¹¹N. del T.: En el texto original aparece "Schlierenverbänder". Se toma la definición literal de 'schlieren' que presenta Shelley (1993): "General term for any abnormality (usually some streak or layer) of cryptic origin in plutonic rocks, particularly granitoids".

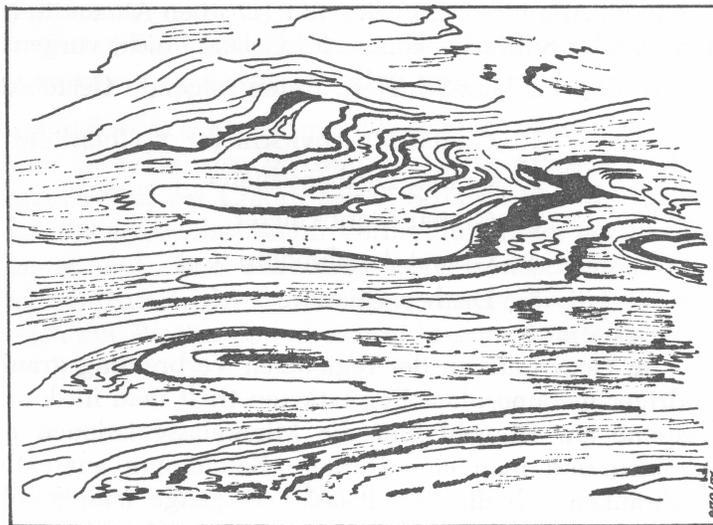


Figura 7: Se muestra la textura de una metatexita deformada.

2.1.3. Los Esquistos de Palibatz (Zona de Granate)

Cerca a la población de Palibatz yacen esquistos moscovíticos con granates idioblásticos¹² cuyo tamaño llega al orden de varios centímetros. Efectivamente en este lugar se encuentran los afloramientos más representativos de estas rocas, lo cual motivo a llamarlas según la población citada.

En la zona de granate se presentan las rocas de mayor grado metamórfico en la zona de estudio. Éstas afloran hoy día en la superficie únicamente en núcleos de pliegues que han sido expuestos por la erosión. Los núcleos de pliegues están expuestos tanto en el eje de la cadena montañosa, como sobre los flancos norte y sur de ésta.

Al sur de las poblaciones de Salamá y Rabinal, el eje de la cordillera se compone de rocas con abundante contenido de granate. Una falla con dirección NE-SW interrumpe la unidad, que se encuentra aflorando seguidamente al sur de Cubulco, en el flanco sur de la cadena montañosa. En tal lugar hay una asociación estrecha entre rocas que contienen granate y parcialmente distena, con cuerpos de serpentinita; esto lleva a considerar que también las serpentinitas se hayan en los núcleos de los pliegues.

Las metamorfitas que se caracterizan por la asociación entre granate - distena - moscovita - hornblenda y - cloritoide pertenecen a la zona de granate.

Es posible que una parte de estas metamorfitas pertenezca aún a la facies esquistos verde (subfacies de cuarzo - albita - almandino). Empero, la presencia de distena implica que efectivamente se alcanzaron las condiciones de la facies anfíbolita-almandino (subfacies de

¹²N. del T.: Idioblástico es el término con el que se nombran (o nombraban, pues ha caído en desuso) cristales con buen desarrollo de caras cristalográficas, que crecieron durante el metamorfismo. Es equivalente decir que los cristales son idiomorfos o euhedrales, aunque estos términos no hacen referencia específica a un crecimiento metamórfico. En lo que sigue del texto se usa euhedral.

distena - almandino - moscovita). En el trabajo de campo no fue posible diferenciar una subfacies de la otra.

A continuación se listan los tipos de roca que constituyen los Esquistos de Palibatz:

1. Esquistos moscovítico-granatíferos \pm cloritoide
2. Esquistos de granate y distena
3. Esquistos de granate y biotita
4. Anfibolitas granatíferas
5. Cuarcitas con distena

En oposición a la amplia distribución que tienen las rocas granitizadas dentro de las unidades de metamorfitas de más bajo grado, no es común encontrar rocas migmatíticas en la zona de granate. Si bien las asociaciones de minerales indican un grado mayor de metamorfismo asociado al cual se esperaría una presencia aún mayor de rocas anatécicas, los procesos de granitización se limitan esencialmente a crecimientos blásticos de feldespatos.

Antes de explicar cada uno de los procesos de granitización y, en general, las modificaciones que por ello se dieron en las rocas, es necesario considerar detenidamente la composición que éstas tenían antes.

Se analizarán únicamente los tipos principales de rocas, que a la vez son las que mejor muestran las modificaciones.

3. PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS QUE NO FUERON GRANITIZADAS

A continuación se analizará el contenido mineral de las rocas antes de la granitización. Para el muestreo se tomaron rocas en el campo que macroscópicamente no denotaban ninguna señal de granitización.

En el dominio de las rocas metamórficas de bajo grado al interior de la zona de clorita fue posible elegir fácilmente muestras que no mostraban granitización.

En esta zona, el cambio de las rocas se limita espacial- y litológicamente a lugares en la parte central (de la zona), en donde se produjo la transformación de meta-arcosas en granitoides. En su mayoría, la unidad de esquistos sericíticos con clorita no está granitizada, y por ello se deja estudiar fácilmente. La blastesis de plagioclasa se reconoce macroscópicamente con facilidad en la región donde afloran las filitas, y se dejaron de lado en el muestreo. Asimismo, las rocas de la zona de granate no fueron afectadas y se distribuyen ampliamente. Por el contrario, fue difícil seleccionar muestras en la zona de biotita, ya que allí sólo se encontraron excepcionalmente rocas no granitizadas.

3.1. Las rocas metamórficas de la zona de clorita

3.1.1. Esquistos sericíticos y esquistos sericíticos con clorita (filitas)

Dada la considerable finura de los cristales no es posible identificar macroscópicamente las especies minerales que constituyen las rocas.

En general, las coloraciones que predominan en la roca son gris verdoso, gris azulado, negro, acompañadas de brillo. La meteorización transforma el color de la roca en un pardo sucio o gris opaco y el brillo sedoso se pierde. Los planos de esquistosidad de la roca están separados menos de un milímetro entre sí, muestran microplegamiento y bandeo composicional localmente¹³. En algunos lugares, la asociación típica de cristales finos se ve interrumpida por la aparición de lentes félsicos, que contienen cristales más gruesos, principalmente de cuarzo. Estos lentes tienen espesores de orden centimétrico a decimétrico, penetran la esquistosidad de la roca, comúnmente presentan abundante fracturamiento y están aplanados por la deformación.

El contenido mineral que parece invariable a nivel macroscópico en las filitas, permite subdividir las microscópicamente en dos grupos de rocas que se diferencian en su textura y la distribución del tamaño de los granos.

El primer grupo de esquistos está compuesto mineralógicamente por sericita, clorita, poco cuarzo y minerales opacos. El tamaño de los cristales que predomina es fino y varía poco. Valores

¹³N. del T.: En el texto original aparece al final de la oración que las rocas presentan localmente 'foliación'. El significado de este concepto como se entiende actualmente en inglés (véase por ejemplo, Passchier y Trouw, 1996), no tiene mucho sentido al combinarlo con una descripción más detallada, precisamente, de la foliación de la roca.

promedios del tamaño son 0,04 – 0,1 mm para la clorita; 0,02 – 0,03 mm para el cuarzo; y 0,05 – 0,12 mm para los opacos.

Teniendo en cuenta la finura y la uniformidad del tamaño de grano, se propone que el protolito de estos esquistos posiblemente era una sedimentita arcillosa a limosa.

El segundo grupo de filitas que aparecen en el área de estudio se diferencia del primero, no tanto en el contenido mineral, como en la textura y la distribución del tamaño de grano. A pesar de que predomina el grano fino en los esquistos, el tamaño de los granos es desigual. Dentro de la matriz compuesta por sericita y cuarzo, se encuentran granos individuales de cuarzo redondeado o fracturado, agregados de cuarzo, feldespatos con contactos tangenciales, agregados de cuarzo y feldespato, y agregados micáceos, principalmente de clorita y subordinadamente de moscovita. En este grupo de rocas es posible distinguir una matriz muy fina a fina en la cual el tamaño de grano no supera 0,1 mm, de otros granos que efectivamente se muestran más gruesos. El denso enrejado que forma la sericita en la matriz, aún permite distinguir los contornos de cristales y fragmentos de plagioclasas antiguas que fueron muy o totalmente alteradas por la sericitización. En promedio, el tamaño de grano de los cristales gruesos está entre 0,2 mm – 0,4 mm; ocasionalmente se observan cristales de cuarzo cuyo tamaño llega a ser de 1 mm. Los granos, especialmente los más gruesos, muestran extinción ondulatoria. Debido a los esfuerzos a que fue sometida la roca, todos los componentes minerales se orientaron según la dirección de esquistosidad. Similarmente, los granos más gruesos y los agregados fueron adelgazados y estirados. La relación entre ejes en los cuarzos es aproximadamente 1 : 3.

El tamaño de grano desigual y la presencia de relictos de fragmentos de roca (agregados de cuarzo, agregados de cuarzo y feldespato, concentraciones de biotita y clorita) que componen parcialmente los esquistos indican un ambiente sedimentario caracterizado principalmente por grauvacas y arcosas.

3.1.2. Meta-grauvacas y meta-arcosas

En la región norte de la cordillera, ocurren meta-grauvacas y meta-arcosas en la zona de clorita y sericita, determinando en planta una faja de algunos kilómetros de ancho entre los esquistos cloritico-sericiticos y los granitoides. La distribución de estas rocas se da en los alrededores y paralelamente a la vía que comunica las poblaciones de Salamá y Rabinal. Siguiendo su rumbo aproximadamente E – W, las meta-grauvacas y meta-arcosas se siguen hasta el borde de la zona de estudio.

La distribución desigual del tamaño de grano en estas rocas se reconoce incluso macroscópicamente, ya que se destacan grandes cristales de cuarzo y feldespato dentro de una matriz fina. La coloración de las rocas varía entre pardo y gris claro. En contraposición a los esquistos descritos anteriormente, los tipos de roca considerados presentan una pobre esquistosidad o ninguna.

Bajo el microscopio se observaron cristales de cuarzo, moscovita, enrejados de sericita, feldespatos, cristales finos opacos y epidota como accesorio. El tamaño de los cristales es desigual. También se reconocen relictos de feldespatos fuertemente sericitizados, que formaban parte del protolito. El tamaño máximo de grano ocurre en ciertos cuarzos que llegan a 2 mm. En general el tamaño de los granos varía entre este máximo y 0,3 mm. La extinción ondulatoria es especialmente notable en los cristales de mayor tamaño. Los agregados de cuarzo y las

asociaciones de cuarzo y feldespato indican la presencia de fragmentos de roca. La moscovita y la sericita indican, por una parte, que los sedimentos originalmente tenían concentraciones de arcillas, y que parcialmente se formaron a partir de plagioclasas de mayor tamaño. En campo no es posible realizar la diferenciación entre meta-grauvacas y meta-arcosas; sólo microscópicamente, y teniendo en cuenta el contenido de feldespato, es posible clasificar una muestra particular como perteneciente a uno u otro grupo.

3.1.3. Cuarcitas

Al norte de la población de Rabinal, en el sitio arqueológico denominado Cajyup, yacen potentes paquetes de cuarcitas de hasta 200 m de espesor, cuyo rumbo es hacia el sur a partir de San Miguel Chicaj. Las cuarcitas se siguen al oeste hasta la población de Cubulco. Adicionalmente aparecen algunos paquetes de algunos metros de espesor, por ejemplo, en el cerro Salto de Agua, pero que aquí no se discutirán con más detalle.

Macroscópicamente es posible reconocer dos tipos de cuarcita, con base en diferencias del tamaño de los granos.

Paquetes duros de cuarcita que sobresalen en el terreno por erosión diferencial corresponden, en general, con un tamaño de grano más grueso. Por el contrario, las cuarcitas finas se desintegran fácilmente, y no determinan promontorios en la morfología.

Estas rocas presentan consistentemente coloraciones desde el blanco intenso hasta el gris claro, aunque la mayoría posee pátina secundaria de color pardo claro por soluciones de hierro.

Se observó frecuentemente foliación¹⁴ en estas rocas. Bajo el microscopio se observó que las cuarcitas más gruesas están constituidas por granos gruesos de cuarzo, con extinción ondulatoria, contactos serrados, cuyo diámetro llega a ser de 1 mm. En los bordes de los granos de cuarzo se desarrolló parcialmente una textura en mosaico. Otros minerales que aparecen son epidota, clinozoisita, sericita o moscovita. Llama la atención el notable tamaño de las epidotas y clinozoisitas idioblásticas, cuyo tamaño también llega a ser de 1 mm.

Las cuarcitas finas están compuestas por cristales de cuarzo con textura poligonal. El diámetro máximo de los cristales es de 0,1 mm, predominando los tamaños de aprox. 0,05 mm. En éstas sólo aparece como mineral adicional la moscovita en cristales notablemente hojosos de 0,02 – 0,1 mm.

3.1.4. Esquisto de epidota y actinolita

Unos 5 km al este de Rabinal, en la quebrada Corralabaj, se encontró una roca de color gris claro con brillo sedoso y buena esquistosidad que contiene minerales aciculares de anfíbol paralelos a la esquistosidad, que se dejan reconocer macroscópicamente con facilidad. Estas rocas no son frecuentes en la región de estudio y aparecen únicamente cerca del límite con la zona de biotita.

¹⁴N. del T.: En el texto original dice "Schieferung" que literalmente significa esquistosidad. No obstante, las cuarcitas a las que se refiere presentan esencialmente lineación y bandeo, y por eso se prefirió usar el término foliación en la traducción.

Microscópicamente se reconocen bandas de clorita, bandas lenticulares de clinozoisita y actinolitas columnares dispuestas más o menos paralelas a la esquistosidad. En algunas partes aparecen minerales máficos intercrecidos con cuarzos poligonales; por otro lado se observan fracciones alargadas sin minerales máficos, conteniendo principalmente cuarzos con contactos serrados y en mucho menor cantidad albita.

Los cristales con caras de mayor tamaño son las actinolitas que miden 1 mm en dirección paralela a la exfoliación. Esta especie mineral parece haber crecido porfidoblásticamente, al menos parcialmente, aunque los cristales en general no son euhedrales. Acompañando siempre a la actinolita aparece clorita intercrecida. El mineral del grupo de la epidota que aparece es la clinozoisita, que se diferencia sin dificultad por su característico color anómalo de interferencia. También aparecen, como componente secundario, manchas de calcita cuyo diámetro llega a 1 mm.

3.1.5. Esquisto moscovítico con estilpnomelana

Este tipo de esquistos no es muy común en el área de trabajo. Unos 3 km al oeste de San Miguel Chicaj, sobre la carretera que lleva a Rabinal, existe un afloramiento de fácil acceso. La roca presenta una coloración pardo grisácea clara y su esquistosidad es leve. A simple vista es posible distinguir grandes minerales hojosos de moscovita, los cuales no necesariamente siguen la dirección de la esquistosidad.

Bajo el microscopio se observan grandes cristales de moscovita, que se han transformado parcialmente en un enrejado de sericita. A parte de la sericita, los cristales que constituyen esta roca tienen diámetros mayores a aquellos que constituyen las rocas descritas antes. El cuarzo presenta contactos irregulares, extinción ondulatoria y se nota únicamente una incipiente orientación de los cristales alargados en dirección a la esquistosidad. Predominan los cristales con tamaño de 1 mm. Incluso los cristales de moscovita sólo muestran una leve orientación según el plano de esquistosidad. Es común encontrar paquetes desordenados de micas con bordes de grano irregulares. El tamaño de las micas varía entre 0,1 – 1,0 mm. La estilpnomelana es amarilla, tiene pleocroísmo entre amarillo claro y amarillo oro, su tamaño es similar a la de la moscovita y se dispone parcialmente en agregados que asemejan manojos.

En los cristales opacos predominan las formas redondeadas. Sus diámetros varían entre 0,01 – 0,03 mm. Localmente los minerales opacos se disponen alineadamente, aunque también es común encontrarlos diseminados por toda la sección delgada.

3.1.6. Calizas recristalizadas

Las calizas recristalizadas de la zona de clorita se encuentran sobre todo al oeste de la población de Cubulco y al norte de Rabinal. Su dirección de rumbo coincide con la dirección local predominante de esquistosidad en las rocas. Localmente se puede seguir esta unidad por 12 km a lo largo del rumbo. Los espesores observados varían entre 1 y 200 m. Comúnmente se observa sucesión de capas calcáreas y de esquistos sericiticos. Casi todas las rocas calcáreas muestran relictos de los fósiles que había en el protolito, ya que contienen tallos deformados de crinoideos.

Estas rocas son grises a gris-azulosas, de aspecto sucio, generan topografía de karst a pequeña escala, y determinan la precipitación de nuevos cristales de calcita en diaclasas y fracturas. Bajo el microscopio se reconocen dos tamaños principales en los cristales de calcita.

Los mayores tienen diámetros entre 0,3 – 0,4 mm y presentan longitudes de hasta 1,2 mm cuando están deformados. Otra fracción de calcitas finas está formada por cristales entre 0,1 y 0,2 mm de diámetro.

Las calcitas más pequeñas se disponen de tal manera que revelan una textura orientada. Esta textura se interrumpe por el desarrollo de los cristales de calcita más gruesos; donde éstos son abundantes se observa una textura granoblástica que reemplaza a la orientada.

La roca contiene en cantidad secundaria cristales de cuarzo, sericita y minerales opacos. Los cuarzos tienen bordes muy irregulares¹⁵ y su diámetro alcanza a ser 0,2 mm. La roca contiene cristales euhedrales de magnetita que aparecen aislados o en asociaciones con orientación incipiente. Es común encontrar lentes de minerales opacos (magnetita?) orientados paralelamente a la débil esquistosidad de la roca.

3.2. Las metamorfitas de la zona de biotita

3.2.1. Esquisto biotítico-moscovítico, esquisto moscovítico

El límite entre las filitas y los esquistos biotítico-moscovíticos se deja reconocer patentemente con base en las siguientes características:

- a) El tamaño de los cristales en los esquistos micáceos es parcialmente mucho mayor.
- b) Aparece la biotita como nueva especie mineral.
- c) Desaparece la sericita y es reemplazada por cristales mayores y hojosos de moscovita.

Los diferentes tipos de roca que en este informe se agrupan en la unidad de esquistos biotítico-moscovíticos, efectivamente poseen una composición mineral cualitativa similar, pero varían abundantemente en su composición cuantitativa. Se distinguen esquistos que contienen esencialmente biotita y que macroscópicamente tiene color negro intenso, y esquistos en donde la cantidad relativa de biotita y moscovita es igual. Adicionalmente se encontraron metamorfitas en esta unidad en las cuales el componente principal es moscovita y en las que el contenido de biotita es muy bajo.

La combinación de biotita y moscovita se presenta típicamente en la región limítrofe entre la zona de clorita (Esquisto de Salamá) y la zona de biotita. El contenido de biotita es en principio incipiente, pero aumenta paulatinamente y localmente incluso constituye la mayor parte de los minerales máficos. No obstante, el contenido de biotita disminuye en dirección a las metamorfitas de más alto grado dando lugar al crecimiento de moscovita. De esta forma se da la transición en el contenido de micas hacia los esquistos de granate y moscovita. El límite entre la zona de biotita y la de granate se reconoce con claridad por la súbita aparición de este último mineral.

Las rocas de esta unidad, que también se podrían agrupar bajo el nombre de paragneises de la zona de biotita, contienen feldespato y cuarzo, a parte de micas. Las rocas muestran una esquistosidad notable, que se acentúa por la disposición paralela de las hojas de mica. Por otro

¹⁵N. del T.: La traducción literal de la expresión "Die Quarze sind oft stark korrodiert..." es: " los cuarzos corrientemente presentan signos de corrosión...". Se ha preferido la traducción tal como aparece en el texto.

lado, la esquistosidad no es tan notable cuando la roca presenta una distribución en el tamaño de los cristales más típica de grauvacas y rocas similares, y cuando el contenido de micas es menor.

Bajo el microscopio se observa, en todos los casos, que las biotitas y las moscovitas se disponen paralelamente a la esquistosidad. Los granos de cuarzo tienen diámetros entre 0,2 y 0,7 mm, muestran extinción ondulatoria y tienen contactos serrados entre sí y con la plagioclasa. En muchos casos se observó deformación por estiramiento en los componentes félsicos de la roca.

Los granos más gruesos de cuarzo (>0,4 mm) corrientemente tienen fracturas por cataclasis. Hay cuarzoes estrechamente relacionados y unidos entre sí que determinan agregados monominerálicos y que quizá se puedan interpretar como antiguos detritos finos del protolito.

El tamaño de los cristales de plagioclasa varía dentro del mismo rango que se expuso para los granos de cuarzo. Si bien los feldespatos sólo presentan raramente macla polisintética, se distinguen con facilidad del cuarzo, ya que su exfoliación siempre es notable. Localmente se detectó desmezcla y formación de perfitas. Se encontraron cristales de microclina con macla polisintética compleja formando un enrejado. Se interpreta que éstos fueron generados por metasomatismo. Las microclinas reemplazan parcialmente plagioclasas más antiguas.

Las micas no se encuentran como cristales aislados, sino como agregados o bandas, y su diámetro llega a los 0,8 mm. Es común que la moscovita aparezca asociada a la epidota bordeando cristales más grandes de cuarzo o agregados de este mineral. Efectivamente hay diferencias en el tamaño de las micas. Las oscuras tienden a ser mayores (0,5 mm; máx. 0,8 mm) en relación a las claras (0,2 – 0,4 mm).

3.2.2. Esquisto moscovítico con epidota

Cuando el contenido de biotita en los paragneises antes descritos disminuye tanto que no es posible reconocerla macroscópicamente, es posible diferenciar otra unidad de roca, que aquí se ha denominado esquisto moscovítico con epidota; también podría referirse a estas rocas como gneises.

Estas rocas contienen una abundante cantidad de mica y poseen generalmente buena esquistosidad. Si bien no poseen cantidades apreciables de biotita, ésta a veces falta por completo, se decidió clasificar estas rocas dentro de la zona de biotita dado el tamaño grueso de la moscovita. El tamaño de éstas no corresponde a las condiciones de la zona de clorita.

Bajo el microscopio se reconoce que los circones son los minerales más antiguos. Es corriente encontrarlos y normalmente están intercrecidos con cristales de moscovita. Su tamaño llega a ser 0,18 mm. Comúnmente se presentan grupos de circones cuya disposición recuerda la de una cadena de perlas. Los circones se ubican entre los cristales tabulares de moscovita. La epidota y la moscovita parecen haberse formado simultáneamente. El tamaño de las epidotas llega a considerables 0,5 mm; los cristales son euhedrales con esquinas levemente redondeadas.

No es extraño encontrar hojas de moscovita de varios milímetros de diámetro. La orientación de los cristales de esta especie se ciñe estrictamente a la esquistosidad, determinando textura lepidoblástica donde hay concentraciones de las micas. Estas concentraciones se dan en capas finas y alternan con niveles cuarzo-feldespáticos en los que predomina el primer mineral. En éstos no es clara la orientación según la superficie de esquistosidad y se observa localmente textura granoblástica. El diámetro máximo de los cuarzoes es de 0,9 mm.

El tamaño de los cristales de las rocas pertenecientes a esta unidad es muy variable. Junto a micas cuyo diámetro supera 1 mm, hay otras cuyo tamaño no supera 0,5 mm. El tamaño del cuarzo es muy variable; en algunas partes su diámetro es de 0,02 – 0,03 mm, en otras 0,4 – 0,5 mm e incluso llegan a 1 mm. Una situación similar se da en los feldespatos, cuyo tamaño varía a veces entre 0,07 – 0,1 mm y otras entre 0,4 – 0,8 mm.

Debido a la mala selección del tamaño de grano de los materiales primarios es concebible que las condiciones de sedimentación fuesen tales, que determinarían la formación de grauvacas.

3.2.3. Anfibolitas

Teniendo en cuenta que las anfibolitas aparecen en el campo asociadas a mármoles, es válido asumir que el protolito de las anfibolitas fue un sedimento margoso. En los diferentes afloramientos analizados aparecen paquetes de espesor métrico de anfibolitas intercaladas con potentes paquetes de mármoles. Ocasionalmente se observaron esquistos biotítico-moscovíticos de espesor centimétrico a decimétrico separando un tipo de roca del otro.

Las rocas tienen color verde oscuro a negro y al ojo limpio es posible reconocer anfíboles, feldespatos y esporádicamente cristales de biotita. Localmente las rocas muestran esquistosidad.

Bajo el microscopio se reconoce que el principal mineral de la roca es un anfíbol con fuerte pleocroísmo. Éste varía entre amarillo claro o prácticamente incoloro a verde azulado. El ángulo de extinción $z \wedge c$ varía entre $16^\circ - 20^\circ (-23^\circ)$, lo cual permite clasificar el anfíbol como barroisita. Los minerales son prismáticos y no es claro el desarrollo de caras. El tamaño de los cristales es muy variable; los más grandes llegan a 1,6 mm (en dirección paralela al eje c) que yacen junto a cristales más pequeños cuya longitud corresponde a 0,3 mm. Otro componente importante de la roca son las epidotas. El tamaño de los cristales de esta especie varía entre 0,03 y 0,2 mm, y es corriente encontrarlos juntos formando agregados de mayor tamaño.

La mayor parte de los feldespatos se formaron por procesos asociados a la granitización. Una exposición más exhaustiva sobre éstos se encuentra más adelante. El feldespato original de la roca se consumió durante la formación de la segunda generación de feldespatos formados durante la granitización.

Los minerales accesorios que vale la pena mencionar son titanita, biotita, clorita (común), opacos y calcita.

3.2.4. Mármoles

Ya se había mencionado en el párrafo anterior la ocurrencia de capas de mármoles en la zona de estudio y su estrecha asociación a las para-anfibolitas. Los afloramientos de mármol yacen en las áreas pendientes de la zona de biotita entre Cubulco y Rabinal. Muchos de éstos muestran capas de mármol con espesores que varían entre unos cuantos y 50 m, las cuales están intercaladas con anfibolitas y esquistos micáceos. A parte de mármoles blancos, aparecen rocas grises y gris azulas. El tamaño de los granos de la roca es grueso. En superficies frescas se observan cristales grandes de calcita asociados a cristales centimétricos y claros de tremolita. Estos cristales se identifican fácilmente al ojo limpio.

Estas rocas de granos grueso y textura granoblástica están compuestas primordialmente por

cristales anhedrales de calcita, cuyo tamaño máximo es de 3 mm. Bajo el microscopio se reconocen claramente maclas polisintéticas por compresión.

En relación a minerales no carbonatados ha de mencionarse la presencia de granos redondeados de cuarzo de 0,5 mm, sin extinción ondulatoria. Aisladamente se observaron cristales hojosos de moscovita, que se disponen sin orientación preferencial como inclusión dentro de los cristales de calcita. Hay agregados donde se concentran cristales opacos; estos también aparecen definiendo capas finas.

3.3. Las rocas metamórficas de la zona de granate

3.3.1. Esquisto moscovítico con granate (\pm cloritoide)

El tipo de roca más común en la zona de granate es el esquisto moscovítico con granate.

Macroscópicamente se distinguen, a parte de los minerales principales moscovita y granate, cristales de cuarzo y cloritoide, y agregados del primero. El color de la roca, cuando está fresca, es plateado con puntos de color rojo oscuro. En general las rocas muestran una esquistosidad buena a regular.

Bajo el microscopio se reconocen los cristales de moscovita orientados según el plano de esquistosidad y los cuarzos deformados según la misma orientación. Los granates son finos (0,02 – 0,04 mm \varnothing) y son bordeados por los minerales que determinan la esquistosidad. Los cristales de plagioclasa no muestran macla polisintética (albita?) y también están orientados según la esquistosidad. El tamaño de grano de esta especie llega a 0,5 mm. Los cuarzos presentan contactos serrados y su extinción es ondulatoria.

Localmente en la roca aparecen porfidoblastos de cloritoide en agregados de 4 mm de diámetro junto a granates de 1,5 mm de diámetro.

Los cristales más antiguos son los circones que fueron observados como inclusión en moscovita, cuarzo, plagioclasa y cloritoide. Su presentación es como granos levemente redondeados cuyo tamaño no supera los 50 μ . Dentro de los minerales más viejos también se pueden mencionar las especies opacas, que aparecen como inclusión en todos los componentes principales de la roca.

Los porfidoblastos de granate tienen una clara tendencia a ser euhedrales y localmente están envueltos por porfidoblastos de cloritoide. De la misma manera las fracturas del granate están rellenas por cloritoide. La disposición de las inclusiones en los granates no indica que los porfidoblastos hayan rotado durante su crecimiento.

3.3.2. Esquisto biotítico con granate

Estas rocas de color oscuro, casi negro, presentan buena esquistosidad. Se reconocen principalmente cristales de biotita y asociados a éstos, granos de granate de hasta 2 mm. Bajo el microscopio se nota que la biotitas y cloritas están orientadas según la dirección de esquistosidad. También los cuarzos y los feldespatos alargados se disponen según estos planos. Debido a la deformación se reconoce en el cuarzo un cociente entre ejes de 1 : 3 – 1 : 8.

También aparecen cristales redondeados de clinozoisita que se disponen uno al lado del otro formando bandas muy delgadas distinguibles microscópicamente y paralelas a la esquistosidad. Los granates, por el contrario, aparecen en parte fracturados, se disponen en desorden y no presentan deformación.

3.3.3. Esquistos de granate y distena

Los esquistos de granate y distena se diferencian tanto macro- como microscópicamente de los esquistos moscovíticos con granate por la aparición de la distena.

Los cristales de distena son azul grisáceos, a veces casi blancos, y tienen aspecto manchado. Su tamaño varía entre 0,5 cm y 2 cm. También se observaron, especialmente en capas cuarcíticas, cristales cuyo tamaño llega a 10 cm.

Bajo el microscopio se reconoce claramente la exfoliación de la distena, que unida a la extinción oblicua, facilita la distinción de esta especie mineral.

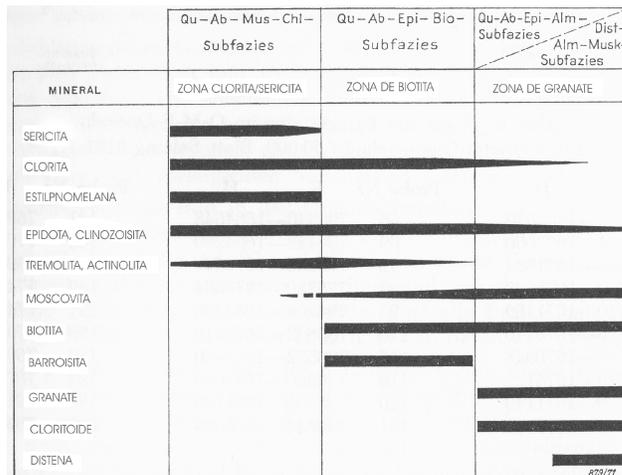


Figura 8: Zonas de metamorfismo según minerales índice

3.4. Contenido mineral de los principales tipos de roca

Para la determinación cuantitativa del contenido mineral se dejaron de lado las rocas cuya composición es muy distinta a la promedio y que representan extremos, como:

Mármoles

Cuarcitas y esquistos cuarcíticos

Para-anfibolitas y esquistos anfibólicos

La composición mineral de los tipos más importantes de roca se representa sobre el diagrama Q - M - F (M = minerales máficos; Q = cuarzo; F = feldespatos). Debe anotarse que no se diferenció el tipo de feldespato ni el tipo de mineral máfico.

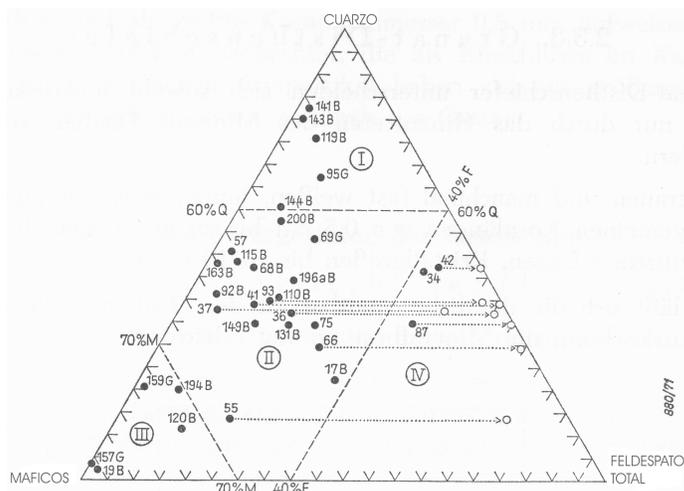


Figura 9: Representación de las metamorfitas de protolito sedimentario en el diagrama Q – M – F.

Coordenadas de estaciones: Guatemala, Hoja Salamá 2161 III, escala 1 : 50 000

Muestra No.	W	N	Muestra No.	W	N	Muestra No.	W	N
17	788280	1664040	68	793940	1664648	141	769808	1666936
19	788610	1667000	69	794448	1664200	143	770200	1666800
34	778680	1671564	92	776180	1670884	144	769798	1666936
36	776720	1671020	93	775280	1670884	149	774240	1665360
37	776720	1671180	95	794208	1664208	157	774280	1665360
41	783876	1670740	110	788832	1665416	159	770980	1661520
42	783888	1670948	115	786552	1661480	163	769568	1664882
55	776240	1675122	119	786360	1661000	194	787764	1662564
57	773920	1671140	120	785580	1661160	196	791208	1666540
66	778990	1668208	131	780664	1666084	200	785640	1663680

Con base en la composición mineralógica cuantitativa, es posible reconocer 4 tipos diferentes de roca, así:

1. Esquistos cuarzosos, que macroscópicamente no se reconocen como cuarcitas o esquistos cuarcíticos.
2. Esquistos intermedios, cuyo protolito claramente era una gravaca, ya que se encuentran relictos microscópicos que así lo indican.
3. Esquistos ricos en minerales máficos, exceptuando las anfibolitas, para las que se propone un protolito sedimentario arcilloso.

4. Rocas ricas en feldespatos, que claramente se derivaron de grauvacas ricas en feldespato y arcosas.

A continuación se indican los rangos de variación de los constituyentes minerales principales en los tipos de roca anotados:

	Cuarzo	Feldespato	Min. Máficos
Esquistos cuarzosos	61 – 83	2 – 12	15 – 32
Esquistos intermedios	23 – 58	2 – 37	29 – 53
Esquistos máficos	2 – 21	1 – 14	72 – 96
Rocas ricas en feldespato	13 – 47	42 – 75	1 – 12

El grupo de rocas ricas en cuarzo no es frecuente en el área de estudio. Es válido suponer que el alto contenido de cuarzo no se debe a una silicificación secundaria. Este tipo de rocas posiblemente sean transiciones entre esquistos y cuarcitas. Hay paquetes notablemente potentes de cuarcitas en la zona de estudio.

Las rocas de mayor distribución son los esquistos intermedios. Su textura indica que el protolito eran grauvacas (fragmentos de roca redondeadas formados por roca; mala selección del tamaño de los granos).

Esquistos moscovíticos y filitas componen principalmente a los esquistos máficos.

La fracción de feldespato en las rocas feldespáticas se compone por una parte de los feldespatos que presentan una fuerte sericitización y de los restos de feldespato, como de la sericita en sí misma. Es válido suponer que la sericita proviene de feldespatos preexistentes. Frecuentemente los conjuntos de sericita delimitan los contornos de antiguos feldespatos. Entre las sericitas aún se reconocen restos de feldespato en continuidad óptica. Así, los restos de feldespato y las sericitas corresponden hoy a lo que fueron antes feldespatos de mayor tamaño.

Este fenómeno se representa en la figura con dos puntos que corresponden a la misma muestra y que están unidos por una línea punteada. En las muestras 36, 37, 41, 42, 55, 66, 87 y 93 se tomó la fracción de sericita como parte de los minerales máficos, y para el contenido de feldespato se tomó en cuenta únicamente el restante después de la sericitización. Los puntos llenos en el diagrama corresponden a este cálculo. Casi todas las muestras, salvo la 42 y la 87 caen dentro del campo simbolizado con II en el diagrama, es decir en el campo de las rocas intermedias.

Si se toma en cuenta que la mayor parte de la sericita deriva de feldespatos que existieron previamente, lo cual tiene mucho sentido ya que la sericita delimita contornos antiguos y aún se reconocen restos de feldespato en continuidad óptica entre las sericitas, y se estima el contenido total de feldespato que poseían las rocas antes de la sericitización, y se incorporan los puntos nuevamente al diagrama, se advierte que todos caen en el campo IV, es decir, dentro de las rocas ricas en feldespato. En la transformación no se consideraron las sericitas que por su forma y las inclusiones no permiten dilucidar un origen cierto a partir del feldespato. Una parte de las sericitas posiblemente es sedimentaria y estaba contenida en el protolito arcillo-lítico.

Si se sintetizan las observaciones y el análisis realizado hasta este punto, es válido concluir que el protolito de estas metamorfitas intermedias de origen sedimentario eran arcosas y grauvacas ricas en feldespato. Ya se había hecho referencia antes sobre la distribución y selección del tamaño de grano.

3.5. Series de facies y división en zonas de metamorfismo

La división de las metamorfitas de la región de estudio en zonas de metamorfismo se basa en la determinación macroscópica de diferencias en la composición mineralógica. En el análisis microscópico de los diferentes tipos de roca no se detectaron contradicciones en relación a la división que se había efectuado en campo macroscópicamente.

La división en zonas de metamorfismo que aquí se presenta corresponde a la serie de facies de tipo barroviario. Esta serie de facies se caracteriza por la formación de rocas metamórficas bajo un gradiente geotérmico normal y presiones moderadamente altas¹⁶.

La exposición clásica de la serie barroviaria se encuentra en Escocia y se popularizó por los trabajos de Barrow (1893 y 1912). Esta misma serie aparece en las metamorfitas Caledonianas de Noruega y las metamorfitas de los Apalaches en Norteamérica.

Las subfacies de la facies esquisto verde y gradiente barroviario se caracterizan por las siguientes paragénesis minerales:

- B 1.1. Cuarzo – Albita – Moscovita – Clorita
- B 1.2. Cuarzo – Albita – Moscovita – Biotita
- B 1.3. Cuarzo – Albita – Moscovita – Almandino

En cualquiera de las tres subfacies puede aparecer adicionalmente cloritoide.

Según Winkler (1965, pág. 77) es crítica la presencia de estilpnomelana para la subfacies Cuarzo-Albita-Moscovita-Clorita.

En la región de estudio se comprobó la presencia de las siguientes paragénesis:

- Cuarzo – Albita – Sericita – Estilpnomelana
- y Cuarzo – Albita – Epidota – Clorita – Estilpnomelana

que implican que los sedimentos originales que se metamorfizaron tenían una composición química muy peculiar. Según Winkler (1965, pág. 77) es probable que los sedimentos fueran ricos en Fe²⁺, muy pobres en magnesio y asimismo pobres en aluminio. Cuando la presencia de Fe²⁺ no es significativamente superior a la de Mg, no se forma estilpnomelana sino únicamente clorita. Si adicionalmente el contenido de Al es alto junto al de Fe, se forma cloritoide, que es un mineral rico en Al. En este caso es la química del protolito, y no las condiciones de presión y temperatura,

¹⁶N. del T.: El texto en alemán dice: "Dieser Typ zeichnet sich durch einen kleinen geothermischen Gradient bei gleichzeitig hohem Druck aus,...", y en español "Esta serie de facies se caracteriza por un gradiente geotérmico pequeño y simultáneamente por alta presión...". Ello no es verdad para la serie Barroviana sino para la Franciscana con esquistos azules y eclogitas. Para más información puede consultarse cualquier libro moderno de petrología metamórfica, como Miyashiro, 1994; Bucher y Frey, 1994; Yardley, 1989.

la que determina la formación de uno u otro mineral. Según Zen (1968), la estilpnomelana y el cloritoide nunca aparecen juntos.

Otras paragénesis minerales que se encuentran en la zona de clorita son: Cuarzo – (Albita) – Sericita – Clorita, y Cuarzo – Albita – Epidota – Clorita – Actinolita.

La primera de estas asociaciones es la típica de esta subfacies. Según Winkler (1965), la actinolita correspondiente a la segunda paragénesis expuesta sólo se origina si en la fase gaseosa X_{CO_2} es bajo, como por ejemplo, durante el metamorfismo de rocas básicas libres de carbonatos.

Dadas las paragénesis encontradas dentro de la zona de clorita, se puede igualar esta zona metamórfica con la subfacies Cuarzo – Albita – Moscovita – Clorita de la serie de facies Barroviana.

Las asociaciones minerales que aparecen en la región de estudio a temperaturas más altas correspondientes a la zona de biotita son las siguientes:

- a) Cuarzo – Albita – Moscovita – Biotita – Epidota – Clorita
- b) Cuarzo – Albita – Moscovita – Epidota
- c) (Cuarzo) – Albita – Barroisita – Epidota – Clorita
- d) Cuarzo – Calcita – Tremolita – (Moscovita)

A diferencia de la zona de clorita, aparece aquí por primera vez biotita cuando la composición química de la roca lo permite.

Las paragénesis notadas por a) y b) corresponden, según Winkler (1965) a protolitos arcillolíticos que se metamorfixaron bajo las condiciones de la subfacies Cuarzo – Albita – Epidota – Biotita. La tercera paragénesis, notada por c), corresponde a un protolito margoso, en tanto que un sedimento conglomerático síliceo y carbonático podría producir una paragénesis como la expuesta en d).

Así pues, las paragénesis minerales existentes en la zona de biotita corresponden a la subfacies Cuarzo – Albita – Epidota – Biotita de la serie de facies Barroviana.

La ocurrencia de cloritoide y granate en la zona de granate permite suponer un protolito rico en Fe y Al. Como se mencionó antes, es esta condición química la que permite la formación del cloritoide. La formación de granate rico en Fe pudo darse a partir de cloritas ricas en Fe.

Las paragénesis que se encontraron en la zona de granate son:

- a) Cuarzo – Albita – Biotita – Granate – Epidota
- b) Cuarzo – (Albita) – Moscovita – Granate – Cloritoide
- c) Cuarzo – Albita – Moscovita – Granate – Epidota

Según Winkler (1965, pág. 84) los protolitos de este tipo de rocas eran sedimentos arcillolíticos, los cuales fueron metamorfixados en la subfacies Cuarzo-Albita-Epidota-Almandino perteneciente a la serie de facies Barroviana.

El grado metamórfico más alto detectado en la región de estudio lo representan las rocas en la subfacies Distena-Almandino-Moscovita. Esta subfacies pertenece a la facies anfibolita-almandino de la serie Barroviana. La división en campo de las rocas pertenecientes a esta

subfacies de las otras que contienen granate en su paragénesis no siempre es posible, ya que sólo se puede probar la ocurrencia de distena microscópicamente.

La presión moderadamente alta que caracteriza a la serie Barroviana queda patente en las paragénesis minerales que se encontraron. En estas rocas está ausente la biotita lo que indica que posiblemente el granate consumió el magnesio por completo.

También en este caso, y siguiendo a Winkler (1965, pág. 91), parece que el protolito de las rocas fueron rocas arcillosas.

Cuadro 1: Resumen del contenido mineral cuantitativo de las metamorfitas de origen sedimentario de la sierra de Chuacús, Guatemala

Muestra	Cuarzo	Plag.	ΣFeld.	Feld. K	Biot.	Mosc.	Epid.	Clorita	Granate	Cloritoide	Sericita	Opacos	Acces.	Calcita	Hbld.
GRUPO I: Rocas ricas en cuarzo															
9/95	67,0	10,6		1,5	14,4		2,4	2,7	0,3			1,1			
9/119	76,0	6,6				13,0	1,3	1,6					1,5		
9/141	82,7	1,6		0,3	4,1	11,3									
9/143	80,1	2,0			3,7	14,2									
9/144	60,8	7,6			0,5	30,4	0,3					0,4			
GRUPO II: Rocas intermedias															
9/17	22,6	35,9		1,2	100	52	107	10,3						4,1	
9/36	37,2		21,8				11	0,7			38,8		0,4		
9/37	37,7	7,0						7,0			43,9	2,3	2,1		
9/41	39,0	13,1		0,2	6		10				46,1				
9/55	13,3	21,2					71	11,7			46,4	0,3			
9/57	51,0		3,2				28				40,6	2,4			
9/66	29,3	25,7		4,8	5		138	0,5			25,4				
9/68	47,6	8,0		1,0		312	121						0,1		
9/69	53,5	14,9		2,8		224	43		2,1						
9/75	34,3	27,0		0,9			7				36,8				
9/92	41,5		5,0			135					40,0				
9/93	39,8		16,7				10	35			40,0				
9/110	41,1	17,1			35		383								
9/115	48,5	4,6		0,6		254	154			5,5					
9/131	34,4	19,5		2,9	115	301	14		0,2						
9/149	35,0	14,8		0,8	77	374	35					0,8			
9/163	48,1		1,8				501								
9/196a	44,6		18,3			341	30								
9/200	57,5	9,1			42	255	14	1,1					0,5	0,7	
GRUPO III: Rocas ricas en máficos															
9/19	2,3	1,6				84,9	1,8					9,4			
9/120	11,2	13,8			61,3		1,1						11,4		1,2
9/157	3,3	0,7				81,6			7,7	4,2		2,4	0,1		
9/159	20,9	0,5		0,8		67,3	0,4	6,3	1,8			2,0			
9/194	20,9	6,9		1,5		45,8	10,9	13,6				1,3			
GRUPO IV: Rocas ricas en feldespatos															
9/34	46,6		41,6				11,8				7,7				
9/42	47,5	41,8		2,5				0,5			19,0				
9/87	34,5	22,9		23,1				0,5							

4. FORMAS DE OCURRENCIA DE LA GRANITIZACIÓN

Granitización significa, según Mehnert (1967, pág. 257) la “conversión de rocas no graníticas en rocas similares a los granitos (también llamados granitoides) sin que se presente una etapa magmática en el proceso”.

Durante las primeras fases de la granitización aún es posible distinguir los productos de ésta de los componentes previos de la roca. La granitización se caracteriza por la recristalización de una parte de los minerales presentes en las rocas y el crecimiento posterior de ciertas especies minerales particulares. Este proceso se conoce con el nombre de blastesis. A continuación se presentan ejemplos característicos de blastesis de feldespatos en las rocas que se encontraron en la región de estudio.

4.1. Blastesis sin segregación de los componentes móviles

La generación de nuevas plagioclasas en los esquistos metamórficos de la sierra de Chuacús implica que la textura original de los esquistos sea reemplazada por una más granular en las rocas. Dado el aumento paulatino del número y tamaño de los blastos, se encuentran rocas en todos los estadios de esta transformación. Donde mejor se reconoce la blastesis es en aquellas filitas pertenecientes a los esquistos de Salamá que denotan una notable esquistosidad milimétrica. Los nuevos blastos de plagioclasa, cuyo diámetro llega a 2 cm, interrumpen la fina esquistosidad de la roca, y forman en ciertas partes de la roca una textura granular.

En el área de mayor grado metamórfico (zona de biotita), donde de hecho el tamaño de los cristales es mayor, se reconocen plagioclasas de hasta 5 cm de diámetro formadas por la blastesis. Los minerales nuevos generados por la blastesis se reconocen especialmente bien en las rocas micáceas, en las que las hojas de mica se orientan según el plano de esquistosidad.

Naturalmente, la blastesis también genera cristales más pequeños. Hay una transición de tamaños que llega hasta granos microscópicos.

4.1.1. Blastitas de plagioclasa a partir de filitas

Notables individuos de blastos de plagioclasa ocurren en las finas filitas y se pueden reconocer con facilidad macroscópicamente. Bajo el microscopio se pueden observar aquellos blastos que al ojo limpio no se pueden reconocer. No obstante, incluso los blastos que únicamente se reconocen bajo el microscopio son mayores a los otros minerales que existían antes en la roca. Una excepción la constituyen, por su tamaño, algunos cristales o agregados de cuarzo. Se identifican microscópicamente las siguientes diferencias entre los feldespatos que existían en la roca y aquellos que crecieron por los procesos de granitización:

	Feldespatos anteriores	Feldespatos nuevos
Tamaño de grano máximo	0,4 mm	1,2 mm
Sericitización	Fuerte	Débil
Inclusiones	No presentan	Abundantes

Las inclusiones que se encuentran son cristales que pre-existían en la roca.

4.1.2. Blastitas de plagioclasa a partir de meta-arcosas (granitoides)

Al norte de las meta-arcosas y meta-grauvacas en la región premontañosa, aparecen localmente rocas graníticas. Se trata de cuerpos rocosos elongados, cuya dirección de alargamiento es paralela a la dirección de esquistosidad predominante que se detecta en las metamorfitas adyacentes.

En la hoja Salamá (2161 III) comienza uno de estos cuerpos graníticos, al oeste de la localidad de Salamá y se extiende pasando San Gabriel hasta el oeste de la población de Las Minas, en donde se transforma transicionalmente en filitas. Su extensión en planta comprende 9 km² aproximadamente. Otro complejo se detectó en la región oeste de la hoja citada, 3 a 3,5 km al norte de Rabinal, y se extiende en dirección WNW a la hoja Cubulco (2061 II) terminando aproximadamente en la laguna Xeococ. Este cuerpo de roca se extiende en una área de aproximadamente 20 km², y es el mayor de su tipo en la región de estudio. Un tercer granitoide ubicado unos 5 km al norte de Cubulco se extiende 4 km² y constituye el límite norte de la hoja topográfica.

Los granitoides se asemejan macroscópicamente a los granitos, pero no contienen los minerales máficos típicos de estos últimos, como son la moscovita, biotita u hornblenda. En su lugar aparece clorita, que no aparece como cristales diseminados aleatoriamente en la roca, sino como manchas, bandas o formando concentraciones con forma de "schlieren" alargados y bordes irregulares.

El color de la roca es muy claro, localmente casi blanca o levemente verdosa. En estado meteorizado las superficies de la roca frecuentemente son granudas y deleznales. Buenas muestras de mano sólo se obtienen en los cauces de ríos y quebradas.

El análisis microscópico de las rocas permite distinguir entre los minerales antiguos de aquellos que se generaron posteriormente por la granitización. Los minerales presentes antes de la granitización eran cuarzo, plagioclasa, epidota, sericita y ocasionalmente biotita y actinolita. Los minerales formados por granitización que se observaron son cristales pequeños de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino. El cuarzo se presenta tanto en cristales grandes con extinción ondulatoria como en pequeños parches. La forma de los granos grandes de cuarzo es muy irregular. En los bordes se distinguen reemplazamientos; los minerales que reemplazan son cuarzos pequeños, plagioclasas y feldespatos potásicos. Asimismo el tamaño de los granos de cuarzo varía entre límites amplios. Se observaron tamaños máximos de 3 mm. Los cuarzos finos, que parecen el producto de la recristalización de granos mayores, tienen tamaños que varían entre 0,05 y 0,2 mm. Llama la atención el bajo contenido de plagioclasas previas. El contenido de plagioclasa en los granitoides varía entre 13 % y 20 %. Por el contrario, el contenido en las meta-arcosas es del orden de 40 %. Lo descrito anteriormente permite asumir que un buen número de plagioclasas nuevas se generaron por la movilización de feldespatos antiguos. La suma de los feldespatos viejos y nuevos sobrepasa el contenido de feldespatos de las meta-arcosas.

Las plagioclasas antiguas se reconocen claramente de las nuevas, ya que contienen inclusiones, y porque presentan una sericitización muy fuerte, que afecta casi la totalidad de cada cristal; la mayoría de las veces la sericitización sólo deja residuos del mineral original. Las

plagioclasas nueva contienen un alto número de inclusiones de los minerales presentes antes de la granitización. Llama la atención los cuarzos redondeados, que a veces se asemejan en su forma a cuarzos con caras bien desarrolladas de tamaño fino. Además hay inclusiones de plagioclasas más viejas y de mafitas en los minerales que crecieron en la granitización. Es muy notable el reemplazamiento de las plagioclasas que se transforman en feldespatos potásicos; este proceso generalmente se da del centro hacia afuera. Los representantes principales de feldespato potásico que aparecen son las pertitas y la microclina. Esta última no presenta su típica macla polisintética compleja (como una reja), pero se reconoce por su extinción irregular. Es probable que el reemplazamiento de las plagioclasas comenzara a partir de antipertitas al interior de los granos. Como en los feldespatos potásicos únicamente se encontraron inclusiones de cuarzo anhedral, es válido proponer, que las micas que había como inclusión en las plagioclasas fueron consumidas por completo durante el reemplazamiento.

En muchos casos el reemplazamiento no es completo, ya que aún hay residuos de plagioclasas ópticamente continuas que aparecen irregularmente distribuidas dentro de feldespatos potásicos.

4.2. Blastesis y evolución de las rocas durante la segregación de componentes móviles en la zona de biotita

Las rocas metamórficas de origen sedimentario más típicas en la zona de biotita se pueden clasificar en tres categorías según el estado de avance de la granitización:

I. Como en la zona de clorita-sericita, aparecen aquí blastitas a partir de esquistos micáceos, que se diferencian únicamente por el tamaño de los blastos de plagioclasa, de rocas similares pertenecientes a grados metamórficos menores.

En este caso sólo se presentó una recrystalización de los paquetes de roca, mas no hubo movilización de los componentes.

II. La acción mutua y simultánea de blastesis y movilización implica un ordenamiento en bandas de los blastos de feldespato (fotografía No.2).

III. Movilización fuerte, posiblemente asociada a una fusión anatética incipiente. Se generan leucosomas pegmatíticos (fotografía No.3).

Se presentan transiciones continuas entre los diferentes tipos de rocas, lo cual dificulta la clasificación de éstas en una de las categorías antes descritas.

Las blastitas de la zona de biotita se componen de minerales que estaban presentes antes de la migmatización, y de feldespatos que crecieron por blastesis. El diámetro de los minerales previos son, en general, considerablemente mayores a los que se encuentran en rocas comparables de menor grado pertenecientes a la zona de clorita. También las plagioclasas debidas a la blastesis son mayores (hasta 5 cm \varnothing) a aquellas de la zona de clorita.

La disposición de los blastos en los esquistos micáceos permite proponer un origen similar al que se expuso para los blastos en las filitas y meta-arcosas. Así, los feldespatos generados por blastesis se formaron principalmente a partir de los feldespatos que contenían las rocas originalmente (véase página anterior).

Los primeros signos de una movilización parcial aparecen en las rocas bandeadas de la zona de biotita. Las bandas claras están compuestas principalmente por una mezcla de cuarzo y feldespato, en las que aún aparecen algunos minerales oscuros que había en la roca antes de la formación de las bandas. La delimitación de cada uno de los componentes aún se puede reconocer con precisión. Hay una amplia distribución de rocas que representan la transición paulatina entre gneises bandeados y blastitas (fotografía No. 2).

Según Mehnert (1953, pág 5 y 6) el cuarzo y el feldespato se movilizan en conjunto y se reubican en un lugar adecuado (en este caso paralelo a la superficie de esquistosidad). Se trata de una movilización mayor a nivel molecular que afecta a los componentes previos de la roca, y en la que a pesar de la segregación de los componentes, se mantiene una composición química constante a nivel global (Mehnert, 1953, pág. 6).

En las fotografías 4 – 6 se muestran ejemplos de rocas cuyo estado es intermedio entre los grupos II y III. En éstas hay segregaciones pegmatíticas a parte del bandeo composicional. Efectivamente hay claras diferencias entre unas y otras.

Siguiendo a Mehnert (1962, pág. 208 – 245), los leucosomas pegmatíticos son, finalmente, productos de una fusión anatéctica incipiente.



Fotografía 1: Metatextia. Río Agua Caliente (Hoja Salamá).



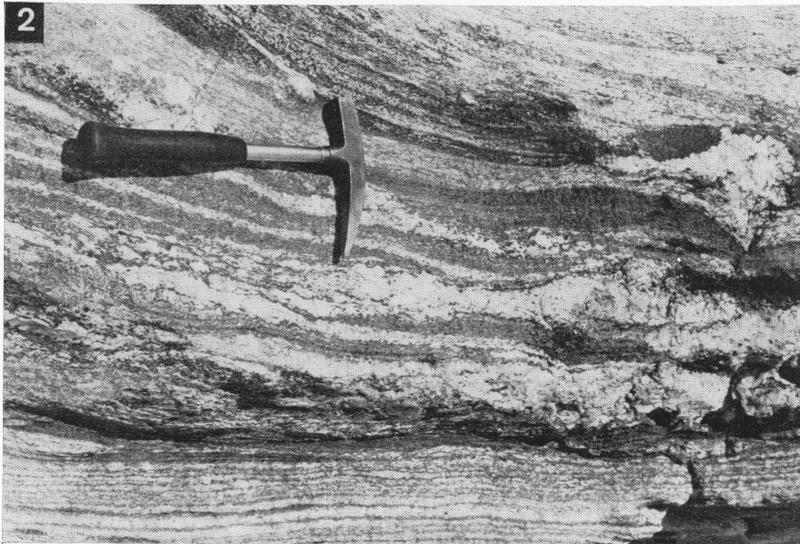
Fotografía 2: Gneis migmatítico de biotita. Contienen paquetes anchos de material metatéctico de color claro.. En parte es clara la blastesis de plagioclasa. Carretera Pachalum - Caquil, aprox. 1 km NW de Pachalum (Hoja Granados, 1:50.000).



Fotografía 3: Paquete pegmatítico dentro de una metatexita bandeada. Cauce del río Tanilar, en la carretera Pachalum – Caquil (Hoja Granados, 1:50.000).



Fotografía 4: Gneis migmatítico con biotita y bandas pegmatíticas. Cauce del río Tzulba, 3 km SSW Patzan.



Fotografía 5: Metatextita bandeada con capas de neosoma pegmatíticas. Cauce del río Tanilar, carretera Pachalum - Caquil.



Fotografía 6: Metatextita con paquetes pegmatíticos. Río Tanilar (Hoja Granados, 1:50.000).

5. EDAD DEL METAMORFISMO Y DE LA GRANITIZACIÓN

En relación a la edad absoluta de las metamorfitas de la región de estudio, existen 5 dataciones que se exponen a continuación:

Autor	Roca	Método	Edad
Gomberg, Banks & McBirney, 1968	Gneis de biotita y albita	U – Pb (circón)	1075 ± 25 Ma
Pushkar, 1968	Gneis de biotita y albita	Rb – Sr	386 Ma
Gomberg, Banks & McBirney, 1968	“Granito de Rabinal”	U – Pb (circón)	345 ± 20 Ma
Gomberg, Banks & McBirney, 1968	Gneis de biotita, albita y epidota	U – Pb (circón)	1075 ± 25 Ma
McBirney, 1963	Gneis de biotita, albita y epidota	K – Ar	66 Ma

Los restos de fósiles que se encontraron en la parte superior de los esquistos de Salamá se asignan al Carbonífero (comunicación verbal de Nicolaus, 1969; posiblemente al Carbonífero Inferior). Ello implica una edad del metamorfismo entre el Carbonífero Inferior y el Superior. Encima de los esquistos de Salamá yacen las capas de Sacapulas. Estas rocas no presentan metamorfismo y su edad se encuentra posiblemente en el período Carbonífero Superior a Pérmico Inferior. Por ello, no es razonable plantear una edad de metamorfismo posterior a la indicada.

Si se deja de lado la edad K – Ar, se pueden identificar dos grupos de edades: 1075 ± 20 Ma y 345 ± 20 Ma (o 386 Ma) que se discutirán a continuación.

Gomberg, Banks y McBirney (1968) elaboran una figura en la que representan la posición de los puntos que corresponden a fracciones particulares de circones en relación a la curva de Concordia. Los puntos se ubican por debajo de la curva mencionada y se dejan unir adecuadamente por una línea recta. Los interceptos de esta línea con la curva de Concordia arrojan ambas edades, es decir, 1075 ± 25 Ma y 345 ± 20 Ma.

Estos autores presentan dos posibilidades de interpretación en su discusión, que se resumirán cortamente a continuación:

I. Interpretación: La edad 1075 ± 25 Ma representa la edad de los circones analizados y así, la edad de las rocas ígneas en las que se formaron estos minerales. La segunda edad, es decir, 345 ± 20 Ma representa la edad del metamorfismo y el emplazamiento de la intrusión del “granito de Rabinal”.

Los siguientes hechos apoyan esta interpretación de las edades:

- La similitud estructural y química del “granito” y los gneises indica que su formación fue simultánea.
- La presencia de sedimentos Paleozoicos débilmente metamorfizados indican que la edad

del metamorfismo posiblemente es Paleozoica.

- Una edad obtenida con el método Rb – Sr (Pushkar, 1968) apoya la suposición de un metamorfismo Paleozoico.

II. Interpretación: La edad de 1075 ± 25 Ma corresponde a la edad de metamorfismo. El "granito de Rabinal" se intruyó hace 345 Ma.

Esta interpretación se soporta en las siguientes observaciones, la mayoría de ellas indirectas:

- Edades obtenidas en pegmatitas dentro de los gneises de Oaxaca, México, arrojaron edades de 1000 Ma. Las metamorfitas de la sierra de Chuacús podrían representar una continuación oriental del "Orógeno de Oaxaca".
- Los sobrecrecimientos observados en los circones se dejan interpretar mejor como debidos a un segundo evento térmico que a un metamorfismo tardío.

Estos tres autores prefieren seguir la segunda interpretación para explicar sus resultados.

Las observaciones realizadas en el campo durante este trabajo, sugieren que la primera interpretación presentada por Gomberg, Banks y McBirney es más plausible, es decir, que la edad de 1075 ± 25 Ma representa la edad de los circones y así la edad de las rocas ígneas en las que éstos se generaron. Las metamorfitas en las que hoy día aparecen los circones tienen una edad posterior.

Según los resultados de esta investigación, sólo se pudo dar un único evento metamórfico. Esta idea se apoya en la continuidad que se encuentra en la serie de facies. Si se hubieran dado varios eventos metamórficos, la secuencia de facies estaría perturbada; algunas facies faltarían y otras se repetirían.

Además no se observó ninguna evidencia que indicara un metamorfismo retrógrado.

El denominado "granito de Rabinal" no se interpreta en este trabajo como un cuerpo magmático intrusivo, sino como el producto final de la transformación por granitización de una meta-arcosa. La granitización se toma como el proceso final en un metamorfismo.

La edad del metamorfismo puede corresponder efectivamente a 345 ± 20 Ma. Ello se apoya, por un lado, en el análisis geocronológico de Pushkar (1968), y además en el descubrimiento de fósiles en los esquistos de bajo grado dentro de la zona de clorita.

Así pues, el metamorfismo de las rocas Paleozoicas de origen sedimentario de la sierra de Chuacús, se dio durante el Misisipiano (Carbonífero Inferior).

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARROW, G. (1893) On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the SE-Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism. *Quart. J. Geol. Soc.*, 49, Londres, p. 330 – 358.

_____ (1912) The geology of lower Deeside and the southern Highland border. *Proc. Geol. Assoc.*, 23, p. 268 – 290.

BARTH, T.F.W. (1965) *Theoretical petrology; a textbook on the origin and the evolution of rocks.* 2a. Ed. Wiley, Nueva York, Londres y Sydney. 416 p.

DENGO, G. (1968) Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central. Centro Regional de Ayuda Técnica (A.I.D.), México, 50 p.

DOLLFUS A. y De MONSERRAT, E. (1968) *Voyage géologique dans les républiques de Guatemala et de Salvador.* Paris.

FELIX, J. y LENK, h. (1890) *Beiträge zur Geologie un Paläontologie der Republik Mexiko.* I. Tl., Leipzig, 114 p.

GOMBERG, D.N., BANKS, P.O. y McBIRNEY, A.R. (1968) Guatemala: preliminary zircon ages from Central Cordillera. *Science*, 162. Nueva York, P. 121 – 122.

LEVY, E. (1970) Mapa metalogénico de América Central, 1 : 2'000.000. Estudios metalogénicos de América Central. *Publ. Geol. del ICAITI*, No. II, 57 p.

LJUNGGREN, P. (1959) Granitic rocks of the crystalline core of the Antillean Cordillera, Central Guatemala. *Geologiska Föreningens Förhandlingar*, 81, H. 3. Universidad de Lund, Suecia, p. 467 – 477.

McBIRNEY, A. (1963) Geology of a part of the central Guatemalan Cordillera. *Univ. Of California Publ. In Geol. Sci.* 38, No. 4. Berkeley y Los Angeles, p. 177 – 242.

MEHNERT, K. (1953) Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald 1. *N. Jb. F. Min. Abh.* 85. Stuttgart, p. 59 – 140.

_____ (1957) Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald 2. *N. Jb. F. Min. Abh.* 90. Stuttgart, p. 39 – 90.

_____ (1962) Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald 3. *N. Jb. F. Min. Abh.* 98. Stuttgart, p. 208 – 249.

_____ (1963) Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald 4. *N. Jb. F. Min. Abh.* 99. Stuttgart, p. 161 – 199.

_____ (1961) Neue Ergebnisse zur Geochemie der Metamorphose. *Geol. Rdsch.*, 51. Stuttgart, p. 384 – 394.

_____ (1967) Granitisation, Anatexis, Palingenese. En: BRINKMAN, R., *Lehrb. D. Allg. Geol.*, 3, Stuttgart, p. 254 – 284.

MÜLLERFRIED, F. K. G. (1942) Contributions to the geology of north-western Central America. *8th Amer. Sci. Congr. Proc.* 4, p. 469 – 482.

PUSHKAR, P. J. (1968) Strontium isotope ratios in volcanic rocks of three island arc areas. *J.*

Geophys. Res., 73. Baltimore, p. 2701 – 2714.

ROBERTS, R. J. y IRVING, E. M. (1957) Mineral deposits of Central America. US Geol. Surv. Bull. 1034. Washington, 205 p.

SAPPER, K. (1899) Über Gebirgsbau und Böden des nördlichen Mittelamerikas. Petermanns Mitt., Erg. H. 127. Gotha, 119 p.

_____, con la colaboración de W. Staub, Berna (1937) Mittelamerika. Handbuch der Regionalen Geologie, VIII, 4 a. Heidelberg, 160 p.

SCHREYER, W. (1962) Das Moldanubikum um Vilshofen in Niederbayern. Beih. Geol. Jb., 49. Hannover, 121 p.

STYLLE, H. (1940) Einführung in den Bau Amerikas. Bornträger, Berlín, 717 p.

TERMER, F. (1936) Zur Geographie der Republik Guatemala. I. Teil: Beiträge zur physischen Geographie von Mittel- und Südguatemala. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, 44. Hamburgo, p. 89 – 275.

TILLEY, C. E. (1925) A preliminary survey of metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland. Quart. J. Geol. Soc. London, 81. Londres, p. 100 – 110.

TRÖGER, W. E., con la colaboración de H. U. BAMBAUER, O. BRAITSCH, F. TABORSZKY, H. D. TROCHIM (1967) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart (Schweizerbart), 822 p.

TURNER, F. J. y VERHOOGEN, J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. 2ª Ed. McGraw Hill, Nueva York, Toronto, Londres, 694 p.

WAIBEL, L. (1933) Die Sierra Madre de Chiapas. Mitt. Geogr. Ges. Hambg., 43. Hamburgo, p. 13 – 154.

WEYL, R. (1961) Die Geologie Mittelamerikas. Beiträge zur regionalen Geologie der Erde. Bornträger, Berlin – Nikolassee, 226 p.

WINKLER, H. G. F. (1965) Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer, Berlín, Heidelberg, Nueva York, 218 p.

ZEN, E-AN (1968) Metamorphism of Lower Paleozoic Rocks in the Vicinity of the Paconic Range in west-central Vermont. Amer. Miner., 45. Menasha, Wis., p. 129 – 175.

REFERENCIAS CITADAS POR EL TRADUCTOR

BUCHER, K y FREY, M. (1994) Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag. 318 p.

MIYASHIRO, A. (1994) Metamorphic petrology. University College, London. 404 p.

PASSCHIER, C.W. y TROUW, R.A.J. (1996) Microtectonics. Springer Verlag. 289 p.

PHILPOTTS, A.R. (1990) Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall. 498 p.

SHELLEY, D. (1993) Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman & Hall. 445 p.

YARDLEY, B.W.D. (1989) An introduction to metamorphic petrology. Longman earth sciences series. 248 p.