

2005

03060



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la
zona de cizalla "Baja Verapaz", Guatemala**

Tesis que para obtener el grado de:
Maestro en Ciencias de la Tierra presenta:

Ing. Carlos Ortega Obregón

Dirigida por:
Dr. Luigi Solari Lovati

Enero, 2005

0342060

Ortega Obregón, Carlos



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Con Cariño para Elisa

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: CARLOS ORTEGA
ORTEGA

FECHA: 75 - MARZO - 2009

FIRMA: 

Agradecimientos

Deseo aprovechar este espacio para agradecer a todos los que me han ayudado a que esta tesis sea posible, especialmente a mi mujer Elisa Fitz que me ha brindado el apoyo, tiempo y cariño para sacar adelante este proyecto y a quien se lo dedico con mucho cariño. A mi madre Maria del Carmen Obregón por su incondicional apoyo y cariño. A la memoria de mi padre Roberto Ortega (†) de quien aprendí más de lo que el mismo intentó enseñarme. A mis hermanos Alejandra, René, Anabel y Rosario por estar conmigo en todo momento. A la familia de mi mujer por el cariño y apoyo que me han brindando desde el primer momento.

Este trabajo recibió apoyo del proyecto PAPIIT No. IN100002 "Geocronología y tectónica del bloque Chortis y bloques colindantes en Guatemala y norte de Honduras, y sus relaciones con el basamento del sur de México", del cual forma parte. El proyecto CONACyT No. J-39783 "Geocronología De U-Pb, Isotopía Y Geología Estructural En Las Migmatitas Del Complejo Xolapa, Edo De Guerrero" colaboró en esta tesis mediante el financiamiento para infraestructura de los laboratorios utilizados durante el desarrollo de este trabajo.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por brindarnos la oportunidad de dar continuidad a la educación superior mediante la Dirección General de Estudios de Posgrado. A los institutos de Geología y Geofísica, así como a sus Directivos en especial al Doctor Gustavo Tolson, al personal académico y técnico por brindarnos el espacio, la educación y las facilidades para el desarrollo de nuestro trabajo. A la Universidad de San Carlos en Cobán, Guatemala y a los profesores de la misma ingenieros Uwe Martens, Sergio Morán Ical y Mauricio Chiquin por su valiosa ayuda y compañía en campo.

Agradezco especialmente al Doctor Luigi Solari, asesor de esta tesis, por la invitación y la confianza a participar en el proyecto, al Doctor Fernando Ortega Gutiérrez quién ha enriquecido en mucho el contenido de esta tesis y a los doctores Mariano Elías Herrera, Peter Schaaf, Arturo Gómez Tuena y Jesús Solé Viñas por las aportaciones hechas a este trabajo con sus revisiones.

A mis compañeros de campo Maestra Elisa Fitz, doctores Luigi Solari, Fernando Ortega, Duncan Keppie, e ingenieros Uwe Martens, Segio Morán, Rafael Torres por sus valiosas discusiones y observaciones durante la parte más importante de este trabajo. Igualmente a mis amigos que vivieron conmigo este proceso de Tesis: Lucy, Karina, Daniel, Giovanni, Salvador y demás.

Al personal de los laboratorios y talleres de los institutos de Geología y Geofísica, especialmente al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) y al Doctor Jesús Solé por la datación K-Ar que aparecen en este trabajo. A la maestra Gabriela Solís, Consuelo Macias Romo por las facilidades y ayuda durante los procesos de separación de minerales. A Diego Aparicio por su ayuda en la preparación de las secciones delgadas.

A todos ellos muchas gracias

Carlos

Índice

Índice de Figuras y Tablas	vii
Resumen	ix
Abstract	x
I. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Ubicación.....	1
1.2 Fisiografía.....	3
1.3 Marco Geológico	3
1.3.1 La Zona de Sutura Motagua-Polochic (SZMP).....	4
1.3.2 El complejo Chuacús.....	9
1.3.3 Cubierta Sedimentaria.....	18
1.4 Planteamiento del Problema	21
1.5 Objetivos.....	22
II. GEOLOGÍA, PETROGRAFÍA y ESTRUCTURAS	23
2.1 Secuencia Salamá	26
2.2 Rocas Graníticas	34
2.2.1 El Granito Rabinal	34
2.2.2 Dique granítico.....	38
2.2.3 El Granito Matanzas.....	39
2.3 Pegmatitas.....	42
2.4 Cubierta Sedimentaria	44
2.5 Geología Estructural	46

III. GEOQUÍMICA y GEOCRONOLOGÍA K-Ar	59
3.1 Metodología (Geoquímica).....	60
3.1.1 Resultados	60
3.1.1.1 Elementos mayores.....	63
3.1.1.2 Elementos traza	70
3.1.2 Discriminantes tectónicos	77
3.2 Metodología (Edades K-Ar)	83
3.2.1 Resultados	83
IV. DISCUSIÓN	85
V. CONCLUSIONES	94
Referencias bibliográficas	97

Índice de Figuras y Tablas

Figuras-	Pág.
<u>Fig. 1.1.</u> Mapa de ubicación de la zona de estudio	2
<u>Fig. 1.2.</u> Mapa estructural de la Placa Caribe (Beccaluva et al., 1995)	5
<u>Fig. 1.3.</u> Secuencia estructural de la unidades norte y sur Motagua (Giunta et al., 2002)	8
<u>Fig. 1.4.</u> Secuencia estructural de las unidades Juan de Paz y Baja Verapaz (Giunta et al., 2002)	8
<u>Fig. 1.5.</u> Fragmento del mapa de van den Boom (1972) correspondiente al cuadrángulo Salamá.	12
<u>Fig. 1.6.</u> Sección estructural al norte del cuadrángulo Salamá (Moran-Icál, 1998)	15
<u>Fig. 1.7.</u> Evolución de P-T-t propuesta para eclogitas del complejo Chuacús (Ortega-Gutiérrez et al., 2004)	17
<u>Fig. 1.8.</u> Secciones estratigráficas del norte y noreste de Guatemala	20
▲	
<u>Fig. 2.1.</u> Mapa esquemático y secciones de las diferentes unidades que afloran en el cuadrángulo Salamá.	25 (anexo)
<u>Fig. 2.2.</u> Fotografías y fotomicrografías de las rocas de grano tamaño arena de la secuencia Salamá.	28
<u>Fig. 2.3.</u> Fotomicrografías de algunas de las rocas de grano fino de la secuencia Salamá	30
<u>Fig. 2.4.</u> Campos de estabilidad de las diferentes fases presentes en rocas pelíticas (Bucher y Frey, 1994).	32
<u>Fig. 2.5.</u> Evidencias en campo y sección delgada de la relación intrusiva del granito Rabinal con la secuencia Salamá.	36
<u>Fig. 2.6.</u> Fotomicrografías de los principales constituyentes minerales del granito Rabinal.	37
<u>Fig. 2.7.</u> Fotografías y fotomicrografías del dique que intrusióna al complejo Chuacús (muestra Gt03113)	40
<u>Fig. 2.8.</u> Fotografías y fotomicrografías de muestras del granito Matanzas	41
<u>Fig. 2.9.</u> Diagrama de clasificación de rocas graníticas de área según su contenido modal de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas (Streckeisen, 1976)	42
<u>Fig. 2.10.</u> Fotografías en afloramiento de distintas pegmatitas que cortan a la secuencia Salamá.	43
<u>Fig. 2.11.</u> Fotografías y fotomicrografías de las rocas que forman parte de la cubierta sedimentaria paleozoica de la Formación Sacapulas.	45

<u>Fig. 2.12.</u> Zona de falla frágil que pone en contacto las rocas del complejo Chuacús con la secuencia Salamá y el granito Rabinal.	48
<u>Fig. 2.13.</u> Diagramas estereográficos de la primera foliación en la secuencia Salamá y el granito Rabinal.	50
<u>Fig. 2.14.</u> Diagramas estereográficos de bandas 'kink' que pliegan la primera foliación.	51
<u>Fig. 2.15 (1).</u> Fotografías en afloramientos de los indicadores cinemáticos de esta zona de cizalla.	54
<u>Fig. 2.15 (2).</u> Fotomicrografías de microestructuras que indican el sentido de transporte en la zona de cizalla Baja Verapaz.	55
<u>Fig. 2.16.</u> Fotografías de algunas evidencias de la deformación en las rocas del complejo Chuacús.	57
<u>Fig. 2.17.</u> Diagramas estereográficos de la foliación en rocas del complejo Chuacús.	58
▲	
<u>Fig. 3.1.</u> Diagramas de variación 'Harker' de algunos elementos mayores de las muestras graníticas.	66
<u>Fig. 3.2.</u> Diagramas de dos y tres variables de elementos mayores de las muestras graníticas.	67
<u>Fig. 3.3.</u> Diagrama de clasificación para rocas sedimentarias según su contenido de los elementos mayores $\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ y $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988).	69
<u>Fig. 3.4.</u> Diagramas de elementos traza incompatibles normalizados de las rocas graníticas de la zona de estudio.	71
<u>Fig. 3.5.</u> Diagramas de elementos de tierras raras normalizados con condritas (Sun y McDonough, 1989) de las rocas graníticas de la zona de estudio.	73
<u>Fig. 3.6.</u> Diagramas de elementos traza incompatibles normalizados de las rocas metasedimentarias de la zona de estudio.	75
<u>Fig. 3.7.</u> Diagramas de discriminación tectónica para rocas graníticas (Pearce et al., 1984)	78
<u>Fig. 3.8.</u> Diagramas de discriminación tectónica de rocas metasedimentarias (Bhatia, 1983; Bhatia y Crook, 1986)	82
▲	
<u>Fig. 4.1.</u> Modelo de evolución de los eventos de depósito y deformación de las rocas involucradas en la zona de cizalla Baja Verapaz.	89
Tablas	Pág.
<u>Tabla 3.1</u> Resultados de los análisis químicos de muestras de la zona de estudio	61
<u>Tabla 3.2</u> Composición mineral normativa (CIPW) de las muestras analizadas	64
<u>Tabla 3.3</u> Resultados de los análisis por K-Ar a micas de las unidades de la secuencia Salamá y el granito Rabinal.	84

Resumen

La zona de cizalla de Baja Verapaz está ubicada en la parte central de Guatemala entre la Zona de Falla Motagua (ZFM) y la Falla Polochic. La ZFM es considerada actualmente el límite norte de la Placa Caribe (Bloque Chortis) con la Placa Norteamérica (Bloque Maya). En esta región, justo al norte de la ZFM se encuentran dos bloques limitados por una falla frágil subvertical con rumbo aproximado E-W. Ambos bloques están afectados por cizallamiento.

El bloque al norte consiste principalmente en un granito de moscovita peraluminoso de tipo “S” (granito Rabinal) con pegmatitas asociadas que tienen una edad de K-Ar (micas) de 429.7 ± 5.3 y 440 ± 4.7 Ma y que intrusió a una secuencia sedimentaria y vulcano-sedimentaria de lutitas, limolitas, areniscas y metatobas que en este trabajo se llama informalmente secuencia Salamá. En contacto tectónico con esta secuencia se encuentra otra secuencia sedimentaria clástica y carbonatada formada por conglomerados con clastos de areniscas, limolitas y granito deformado, areniscas conglomeráticas, limolitas, lutitas y calizas en las cuales se encontraron conodontos de *Siphonodella sp.*, que datan de la base del Misisípico (Tournasiano). Los clastos encontrados en las partes conglomeráticas de esta formación (Formación Sacapulas) y las edades de K-Ar en las pegmatitas asociadas a la intrusión de este granito, sugieren que inicialmente estas rocas se encontraban en contacto estratigráfico.

Las estructuras encontradas así como las asociaciones mineralógicas de estos paquetes indican que fueron metamorfoseadas en condiciones de bajo grado metamórfico (parte baja de esquistos verdes). Están caracterizadas estructuralmente por una foliación penetrativa en escala de afloramiento y sección delgada que buza al SW y una lineación de estiramiento de cuarzo que buza al SW. La cinemática, tanto de indicadores en campo como de sección delgada, sugiere un movimiento inverso con una componente lateral izquierda hacia el NNE.

El bloque al sur lo constituye el complejo Chuacús que consiste en general en una secuencia de gneises cuarzo-feldespáticos de gran espesor y rocas ígneas félsicas y máficas que sufrieron metamorfismo y deformación en condiciones de alta y posiblemente ultra alta presión y alta temperatura. La diferencia en historia de deformación y metamorfismo de este complejo con las rocas de la secuencia Salamá descartan un contacto transicional en grado metamórfico entre estos dos bloques.

Abstract

The Baja Verapaz shear zone is located in central Guatemala between the Motagua (MFZ) and the Polochic Fault zones. The MFZ has been considered the boundary of the Caribbean plate (Chortis block) with the North America plate (Maya block). In this region, about 40 Km to the north of the MFZ, there are two blocks bounded with a steep dipping fault. These blocks have clear evidence of shearing which increases towards its contact.

The north block is mainly composed of a muscovite bearing "S" type granite (Rabinal granite) with associated pegmatites that have a K-Ar muscovite age of 429.7 ± 5.3 and 440.7 ± 4.7 . This granite intrudes a metasedimentary and a metavolcanic sequence composed of shales, mudstones, sandstone and tuffs informally called Salama sequence in this work. This sequence is in contact with the Sacapulas Formation composed of conglomerates, sandstones, mudstones, shales and limestones. Lenses of limestones bear fragments of Tournasian (Mississippian) *Siphonodella* sp conodont. Deformed granite, sandstone and phyllite fragments were found into the conglomeratic member of this formation. Conodont fragments and the age of the pegmatites suggest an original stratigraphic relationship between the Sacapulas Formation and the Salama sequence.

The mineral assemblages of the Salama sequence are typical of the low greenschist metamorphic facies. These rocks have developed a penetrative foliation at outcrop and thin section scale, as well as stretching lineation that generally plunges toward SW. Both field kinematic indicators and microstructures in oriented samples show an inverse movement with a left lateral component (top to the NE).

The Chuacus complex (south block) consists of a thick sequence of metasedimentary rocks and mafic and felsic orthogneisses, that together, underwent high pressure and high temperature metamorphism and deformation. There are clear differences in deformation history and metamorphism of the Chuacus complex and the Salama sequence invalidating previous models of a transitional contact between them.

I. INTRODUCCIÓN

1.1 Ubicación

La zona de estudio es una zona de cizalla denominada informalmente zona de cizalla Baja Verapaz (ZCBV) que afecta rocas ubicadas dentro de los valles de Salamá, Chicaj, San Gabriel y Urrán, así como una pequeña porción del norte de la Sierra de Chuacús. Estos valles se encuentran ubicados dentro del cuadrángulo Salamá escala 1:50,000 (No. 21613, Instituto Geográfico Nacional de Guatemala), aproximadamente a 50 Km al NNE en línea recta de Ciudad Guatemala, Capital de la República de Guatemala, dentro del departamento de Baja Verapaz. Únicamente se ha estudiado esta zona de cizalla dentro del cuadrángulo Salamá (IGN, 1987) que se encuentra limitado por las intersecciones de los planos geográficos 90° 30' longitud E, 15° 00' latitud N (esquina inferior izquierda) y 90° 15' longitud E, 15° 10' latitud N (esquina superior derecha).

Esta zona se encuentra limitada regionalmente por dos importantes rasgos geográficos y geológicos: el Sistema de Falla Motagua (SFM) al sur y la Falla Polochic al Norte (Fig. 1.1).

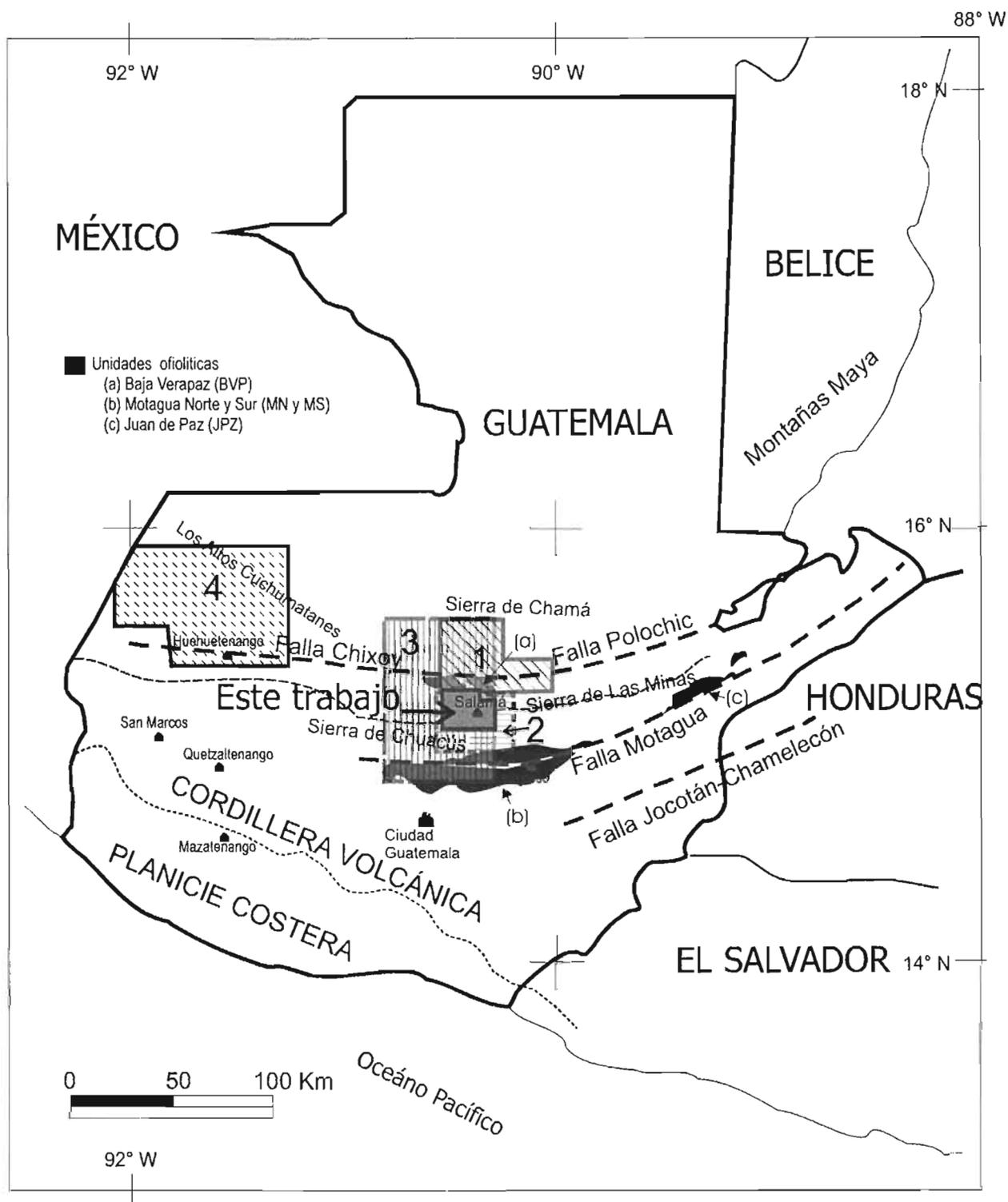


Fig. 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio en Guatemala. También se muestran con números algunas de las áreas anteriormente estudiadas por diferentes autores (1) Walper, 1960; (2) McBirney, 1963; (3) van den Boom, 1972; (4) Anderson et al., 1973.

1.2 Fisiografía

La Sierra de Chuacús constituye una de las sierras que se extienden en dirección E-W a lo largo de la parte central de Guatemala, justo al norte de la SFM. Esta sierra cambia su nombre hacia el oriente después del Valle de Salamá por el de Sierra de las Minas, la cual se extiende hacia la costa oriental. El Río Salamá-San Jerónimo, ubicado en el Valle de Salamá, es el que divide a las sierras de Chuacús hacia el poniente y de Las Minas hacia el oriente. Este río corre de norte a sureste y es alimentado por una serie de afluentes provenientes de la Sierra de Chuacús al sur, entre estos el Río Payaque y La Estancia en el Valle de Salamá, el Río San Miguel en el Valle Chicaj y el río de la Quebrada Xolá en el Valle San Gabriel. Dentro del área de estudio, también existe una serie de quebradas estrechas que se extienden por varios kilómetros en dirección aproximada E-W como las quebradas Pacoy, San Luís, Oratán, Corralabaj, etc., que sugieren ser el producto de una tectónica reciente asociada al movimiento del SFM.

Los valles dentro del área de estudio (Salamá, Chicaj, San Gabriel y parte del Urrán) se encuentran a una elevación de entre 950 y 1000 m.s.n.m. Por otro lado, la Montaña Chiquihuital dentro de la Sierra de Chuacús en la margen sur del cuadrángulo Salamá es uno de los puntos con mayor elevación con 2342 m.s.n.m. así como la Cumbre Balamche que alcanza los 2100 m.s.n.m. formando relieves de hasta 1100 m con respecto a estos valles.

1.3 Marco Geológico

La zona de cizalla Baja Verapaz se encuentra ubicada entre dos importantes sistemas de fallas que no constituyen sus límites, pero cuya actividad reciente se refleja en muchas de las estructuras ubicadas dentro de esta zona: La Falla Polochic al norte y el Sistema de Falla Motagua (SFM) al sur, considerados parte de lo que Giunta et al., (2002 a y b) llamó la Zona de Sutura Motagua-Polochic. El sistema Motagua-Polochic, es considerado actualmente el límite norte de la Placa Caribe con la Placa de Norteamérica, y por tanto, el límite entre dos bloques tectónicos cuyo basamento no ha sido definido en forma precisa: El Bloque Maya y Bloque Chortís.

La zona de cizalla afecta a parte de la margen norte del complejo Chuacús formado en general por rocas que sufrieron metamorfismo de alta presión (Ortega-Gutiérrez et al., 2004) y a rocas de bajo grado del Esquisto Salamá (van den Boom, 1972) y de la Formación Sacapúlas (Forth, 1971). No existen estudios previos que documenten en esta región una zona de cizalla que ponga en contacto a ambos bloques. El complejo Chuacús y el Esquisto Salamá, ubicados al norte de la Falla Motagua, han sido considerados parte de un mismo basamento (basamento del bloque Maya) sobre el que se depositaron secuencias paleozoicas del grupo Santa Rosa (McBirney, 1963; van den Boom, 1972; Donnelly et al., 1990; Giunta et al., 2002 a y b).

Esta zona de cizalla se encuentran limitada al norte, por un cuerpo de roca de afinidad oceánica conocido como Unidad de Baja Verapaz (Giunta et al., 2002a).

1.3.1 La Zona de Sutura Motagua-Polochic (SZMP)

Esta zona representa para Giunta et al., (2002 a y b) parte del límite norte- noroeste de la placa Caribe con la placa de Norteamérica (Fig. 1.2), y es una zona de falla lateral izquierda entre los bloques continentales Maya y Chortís e incluye el sistema de falla Motagua (SFM). Este sistema comprende las fallas laterales de rumbo E-W y ENE-WSW (algunas aún activas) de los subsistemas Polochic, Motagua, Cabañas y Jocotán. El SFM es muy complejo e incluye levantamientos con una dirección E-W (Sierra de Chuacús, Sierra de la Minas, Montañas del Mico) y cuencas pull-apart (Lago Izabal, Bananeras, etc), además de algunos grabens N-S (Guatemala, Chiquimila, etc) resultado de la interacción entre la zona de Motagua y la subducción de la corteza oceánica del Pacífico.

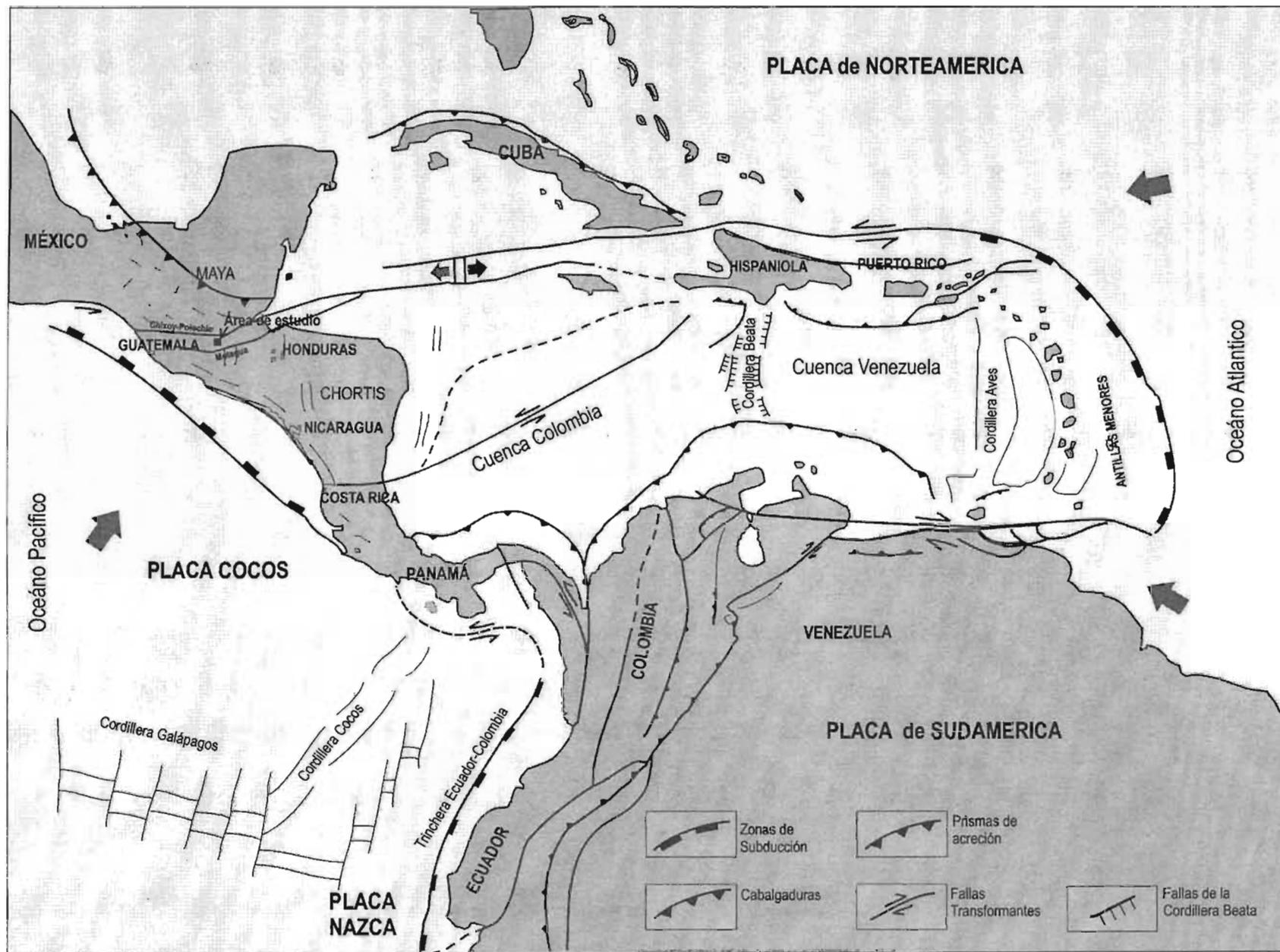


Fig. 1.2. Mapa estructural del área del Caribe. Las flechas representan el movimiento relativo de las placas principales (modificado de Beccaluva, 1996).

El Grupo el Tambor emplazado a lo largo del SFM consiste de varias escamas tectónicas imbricadas tanto en el Bloque Maya (al norte) como en el Bloque Chortís (al sur) con vergencias opuestas definiendo una clara estructura de “flor”. La parte que se encuentra sobre el Bloque Maya fue nombrada por Giunta et al. (2002 a) como Unidad Motagua Norte (MN) mientras que la que está imbricada sobre el Bloque Chortís como Unidad Motagua Sur (MS). Estas unidades están constituidas por secuencias ofiolíticas desmembradas en las cuales se puede reconocer de la cima a la base: peridotitas del manto serpentinizadas (incluyendo bloques de eclogitas, jadeitas, y anfibolitas), gabros foliados, lavas basálticas almohadilladas, pedernales de radiolarios y filitas (metalimolitas y metarenitas) intercaladas con flujos basálticos (Fig. 1.3). La parte superior está representada por metalimolitas alternadas con mármoles y metacalcarenitas negras que hacia la cima se vuelven meta calizas (Fm. Cerro de la Virgen). Estas unidades muestran una clara afinidad con los basaltos de cordillera mesoceánica “normal” (N-MORB), con solo una muestra que tiene una afinidad de manto enriquecida (E-MORB), interpretada como probable montaña marina (seamount) (Giunta et al., 2002 a).

La unidad MS ha sido localmente deformada y metamorfoseada bajo condiciones de alta presión / baja temperatura (HP/LT) (Giunta et al., 2002 a). En esta unidad los autores reconocieron al menos tres fases de deformación: la primera (D1) representada por asociaciones relictas de metamorfismo HP/LT, la segunda (D2) por el desarrollo en condiciones retrógradas de P-T hacia las facies de esquistos verde-anfibolita (clorita, albita, cuarzo, hornblenda verde, tremolita-actinolita, etc) y, finalmente la fase (D3) representada por superposición de clivaje de creanulación desarrollado en facies metamórficas de bajo y muy bajo grado metamórfico (prehnita-pumpellyita).

Otras unidades importantes descritas en la parte norte de la Sierra de Chuacús por Giunta et al. (2002 a) son la Sierra de Santa Cruz (SSC) y las unidades de la Baja Verapaz (BVP) y Juan de Paz (JPZ). Ésta última está en contacto tectónico de cabalgadura con la Sierra de Chuacús, la Sierra de las Minas y las Montañas del Mico, consideradas todas como parte del bloque Maya, y consiste principalmente de varias escamas tectónicas de harzburgitas del manto serpentinizadas, gabros, doleritas, escasos basaltos así como pedernales de radiolarios (Fig. 1.4).

La secuencia en su totalidad muestra una afinidad de arco de isla caracterizada por la cristalización de Ol-Cpx-Plag. En las rocas de las secuencias de la base, los elementos incompatibles y tierras raras (REE) muestran patrones con afinidad arco de islas toleíticas (IAT), mientras que los basaltos porfídicos que caracterizan a la secuencia superior son principalmente de carácter de arco de islas calialcalino (IAC). Al igual que esta secuencia, las unidades de SSC y BVP consisten en general de harzburgitas del manto serpentinizadas, gabros estratificados, doleritas, basaltos y escasas andesitas. Estas tres unidades se han interpretado como secuencias de arcos magmáticos asociados con rocas del manto del sub-arco con base en datos geoquímicos (Giunta et al., 2002 a).

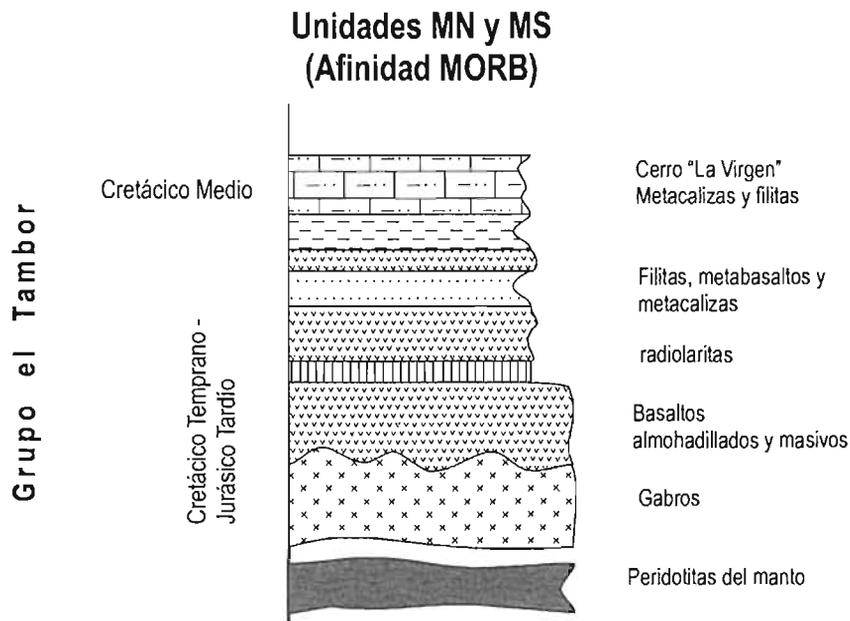


Fig. 1.3. Secuencia litológica de las Unidades Motagua Norte (MN) y Motagua Sur (MS) simplificada (tomado de Giunta et al., 2002a)

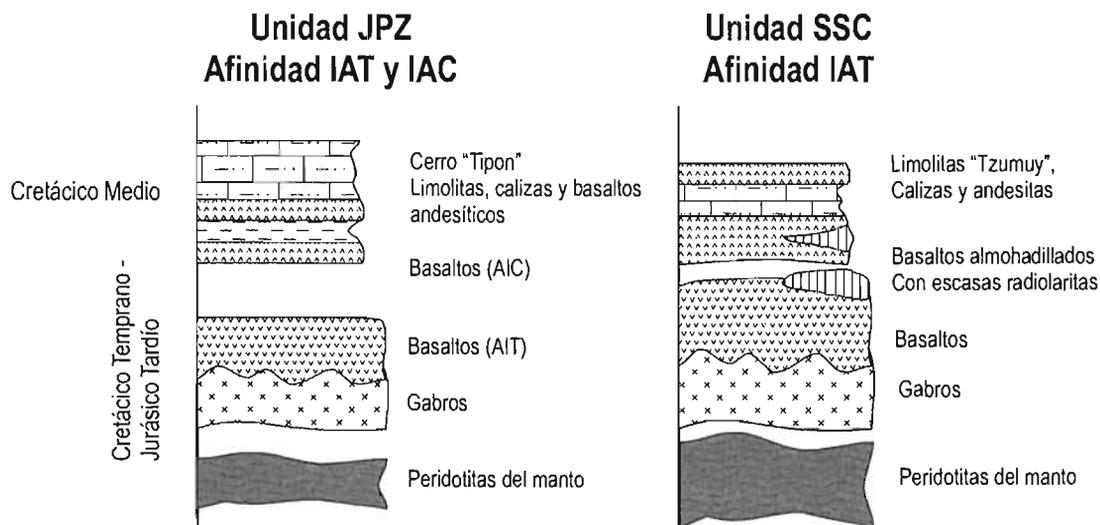


Fig. 1.4. Secuencia litológica de las unidades Sierra de Santa Cruz (SSC), Juan de Paz (JPZ) (tomado de Giunta et al., 2002).

1.3.2 El complejo Chuacús

El complejo Chuacús descrito por Ortega-Gutiérrez et al. (2004) consiste principalmente de una secuencia de gneises cuarzo feldespáticos (paragneises) y migmatíticos, una secuencia bandeada y localmente migmatizada y replegada de mica-esquistos, cuarzitas, mármoles, y anfibolitas. Estas unidades sufrieron metamorfismo y deformación en condiciones de alta presión y alta temperatura (Ortega-Gutiérrez et al., 2004).

Los gneises cuarzo-feldespáticos (paragneises) son las rocas más abundantes dentro del complejo Chuacús y están caracterizados por plagioclasas sódicas poikiloblásticas y mica blanca. Los minerales encontrados en las rocas de composición intermedia dentro de este cuerpo y que incluyen algunas facies que evidencian un metamorfismo de alta presión son: clinopiroxeno, rutilo, granate, fengita y zoisita como inclusiones en albita poikilítica asociado con algunos minerales de retrogresión como cuarzo, plagioclasa, biotita, mica blanca, granate así como algunos accesorios como apatito, óxidos de Fe y Ti, zircón y titanita. Los gneises migmatíticos están fuertemente bandeados y plegados y presentan evidencias de movilización neosomatica expresada por bandas félsicas plegadas y pegmatitas de albita-cuarzo-fengita que cortan en forma paralela y oblicua al bandeamiento. Las bandas melanocráticas consisten de anfibolita-granate-biotita-albita-rutilo/titanita-epidota/zoisita-apatito, mientras que las leucocráticas presentan asociaciones de cuarzo-fengita-albita-zoisita/epidota/allanita-apatito (Ortega-Gutiérrez et al., 2004). Los mica-esquistos constituyen también una de las series más abundantes y consisten principalmente de mica blanca, cuarzo, biotita (en ocasiones detrítica y parcialmente cloritizada), granate, mega cristales de cianita, epidota, albita, rutilo y titanita (secundaria). Las cuarcitas están estrechamente asociadas a las metapelitas y están caracterizadas por la asociación de cuarzo \pm granate \pm anfíbol \pm fengita \pm turmalina con minerales accesorios como rutilo, biotita y zircón. Algunos de los mármoles del complejo Chuacús contienen la asociación mineral de cuarzo-carbonato-rutilo-mica blanca-sulfuros-zircón y se encuentran ínter estratificados con anfibolitas y bandas de calco-silicatos, que preservan evidencias de una superposición de dos eventos metamórficos, ambos de alta presión (Ortega-Gutiérrez et al., 2004). Por otra parte, las rocas anfibolíticas presentan asociaciones de onfacita-granate-rutilo-cuarzo con fengita, zoisita y

aragonita como accesorios que sugieren metamorfismo en facies de eclogita mientras que la asociación de anfíboles cálcicos y sódicos, biotita, carbonato, clinopiroxeno, además de minerales de una segunda generación como granate, rutilo y plagioclasa sódica también presentes en las rocas se desarrollaron posteriormente, muy probablemente, como producto de una descompresión a alta temperatura que provocó también fusión parcial (Ortega-Gutiérrez et al., 2004).

McBirney (1963) clasificó a las rocas de lo que nombró “la serie Chuacús” basado en las asociaciones minerales que encontró dentro de los siguientes grupos principales:

- (A) esquistos de cuarzo-albita-epidota-moscovita-clorita
- (B) esquistos de cuarzo-albita-epidota-moscovita-biotita-clorita
- (C) esquistos de cuarzo-albita-epidota-moscovita-biotita-granate
- (D) gneises de cuarzo-albita-epidota-biotita-hornblenda-granate
- (E) gneises de estaurolita-cianita-almandino
- (F) migmatitas de microclina-albita-epidota-clorita

El granito Rabinal descrito por McBirney (1963) se distribuye a lo largo de un área 20 Km de largo por 2 Km de ancho y en general es de grano grueso y no está foliado, excepto en la zona entre San Miguel Chicaj y Salamá donde está afectado por una zona de intensa cizalla y fallamiento. Dentro de este cuerpo McBirney (1963) observó entre otras cosas reemplazamiento de albita por microclina en forma de cristales de albita saussuritizada encerrados dentro de grandes cristales de microclina perfitica. Esto se había considerado como evidencia del producto final del metasomatismo de rocas metamórficas. Otro de los cuerpos graníticos estudiados por McBirney (1963) es el granito Matanzas al oriente del valle Salamá, que a diferencia del granito Rabinal, tiene contactos claramente intrusivos con los esquistos de biotita y granate adyacentes

van den Boom (1972) dividió a las rocas metamórficas de la Sierra de Chuacús en tres diferentes zonas dependiendo de las asociaciones minerales que encontraron y que corresponderían con la serie de metamorfismo de tipo Barroviano (Fig. 1.5). Las zonas con sus respectivas asociaciones son:

1. Zona de clorita y sericita: Subfacies Cuarzo – Albita – Moscovita – Clorita;
2. Zona de Biotita: Subfacies Cuarzo – Albita – Epidota – Biotita;

3. Zona de Granate: Subfacies Cuarzo – Albita – Epidota – Almandino;

Esta última corresponde en general con la que se denomina en el presente trabajo como Zona de Cizalla “Baja Verapaz”, solo que se extiende más al Sur y no tiene según los autores un contacto tectónico, sino que más bien representa una zona con metamorfismo retrógrado de las otras zonas. Por otro lado el denominado Granito Rabinal cuya localidad tipo se encuentra al norte del poblado homónimo no es interpretado como un cuerpo magmático intrusivo, sino como el producto final de la transformación por granitización de una metarcosa (van den Boom, 1972). La granitización es considerada por los autores como el proceso final en un evento metamórfico, pero no se especifica en que facies.

Los esquistos de El Chol que afloran a lo largo de la parte central de la Sierra de Chuacús corresponderían con la *zona de biotita*. Se incluyen dentro de la unidad de “Esquistos El Chol” las rocas metamórficas caracterizadas por la paragénesis de 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. Las rocas en orden de abundancia que pertenecen a la zona de biotita son: (1) esquistos de biotita y moscovita, y esquistos de moscovita; (2) esquistos de moscovita y epidota (3) anfibolitas (migmatitas); (4) mármoles y; (5) cuarcitas.

La *zona de granate* que aflora cerca a la población de Palibatz está representada por esquistos de moscovita con granates idioblásticos cuyo tamaño llega al orden de varios centímetros. En esta zona se presentan las rocas de mayor grado metamórfico, caracterizadas por la asociación entre granate - cianita - moscovita - hornblenda y – cloritoide. Existe según los autores la posibilidad de que una parte de estas rocas pertenezca aún a la facies esquistos verde (subfacies de cuarzo - albita - almandino). Sin embargo, la presencia de cianita implica que efectivamente se alcanzaron las condiciones de la facies anfibolita-almandino (subfacies de cianita - almandino - moscovita). Los tipos de roca que constituyen los Esquistos de Palibatz son: (1) Esquistos muscovítico-granatíferos ± cloritoide; (2) Esquistos de granate y cianita; (3) Esquistos de granate y biotita (4) Anfibolitas granatíferas y; (5) Cuarcitas con cianita.

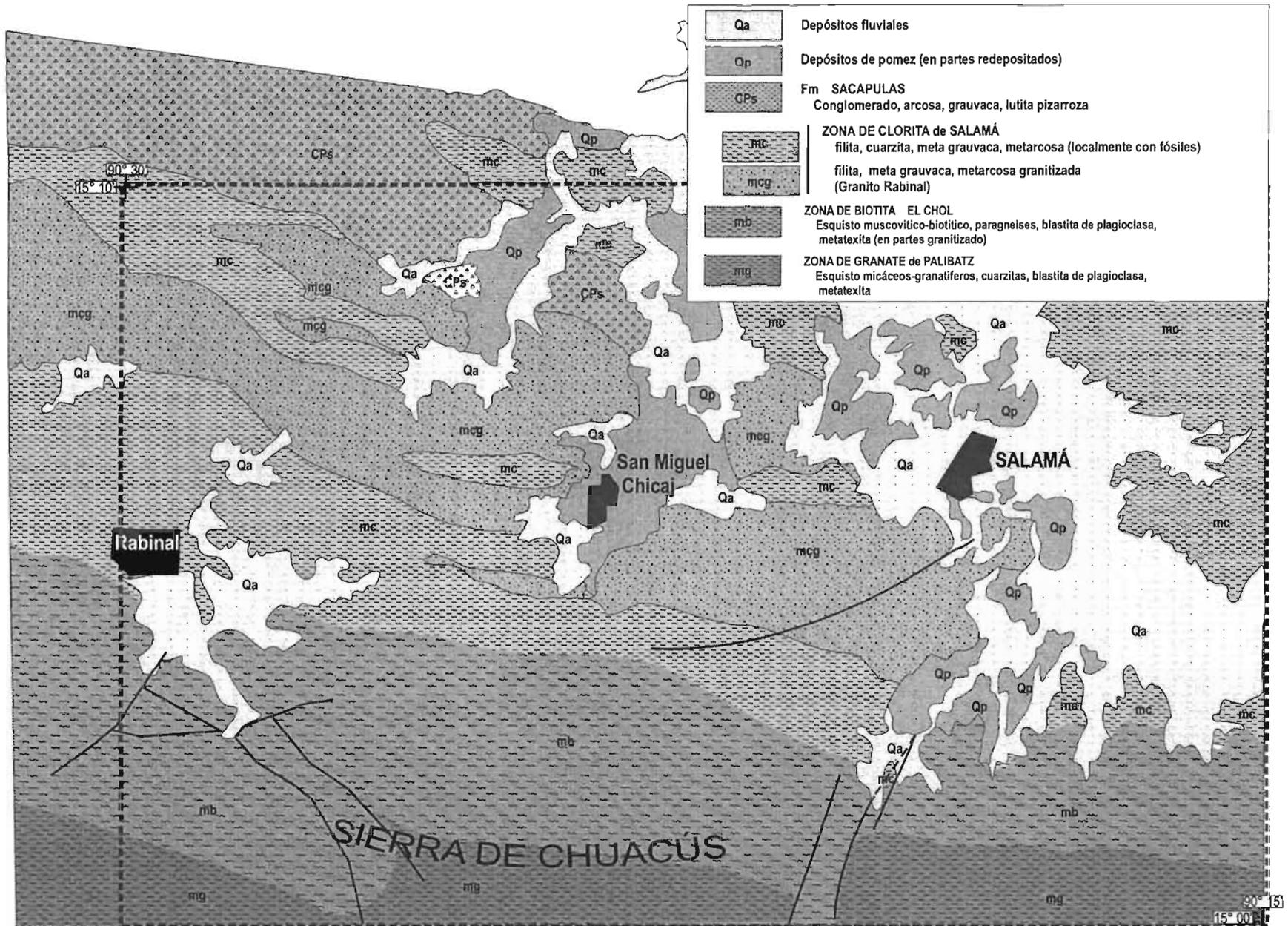


Fig. 1.5. Mapa geológico de van Den Boom (1973) del área de estudio de esta tesis (Ver figura 1.1). El rectángulo con línea discontinua corresponde con el cuadrángulo Salamá.

Muchas de las unidades rocosas y estructuras (foliación, fallas, fracturas mayores, etc.) que se pueden observar en la zona de estudio están caracterizadas por una orientación general E-W. Según lo observado por McBirney (1963), el contacto entre las unidades metamórficas y las sedimentarias es por una serie de fallas inversas de alto ángulo que buzaban ligeramente hacia el SSW y que elevaron a las rocas del sur y produjeron un incremento progresivo en edad de las rocas hacia el sur. Este mismo patrón de fallas elevó al granito Matanzas y Rabinal colocando a este último en contacto con las rocas sedimentarias del grupo Santa Rosa, aunque originalmente este pudo haber sido un contacto estratigráfico.

Morán (1998) describe en forma macroscópica al norte del cuadrángulo Salamá distintas unidades litológicas de tres bloques “tectónicos”: bloque sur, central y norte. Dentro del bloque sur (único dentro de la zona de estudio de esta tesis) supone un contacto de concordante a erosional entre lo que llama la Unidad de Siliciclásticos San Gabriel depositada sobre la Unidad de Flujos de Detritos San Francisco (Fig. 1.6). Ésta última fue subdividida en dos unidades llamadas informalmente sub unidad de flujos de detritos Buena Vista en la base (al norte) y sub-unidad de flujos de detritos San Francisco en la cima (al sur). El contacto entre estas sub-unidades es propuesto como erosional a gradual.

La base de la unidad de flujos de detritos San Francisco (base de la sub-unidad Buena Vista) está en contacto tectónico (falla) con la Formación Todos Santos (Morán, 1998). En la cima (sub-unidad de detritos San Francisco) se pone en contacto erosivo a concordante con la unidad de siliciclásticos San Gabriel. En general la unidad de detritos está constituida de secuencias conglomeráticas hacia la base, secuencias arenosas en las partes intermedias y filitas y limolitas en la parte superior con algunas intercalaciones de mármol con estructuras sedimentarias preservadas, aunque el total de la secuencia se encuentra metamorfoseada en bajo grado.

La unidad de detritos San Francisco, en su contacto norte (cima) con la unidad de siliciclásticos San Gabriel, está caracterizada por una primera foliación (S1) que coincide con la estratificación (S0) con orientación preferencial N70W con buzamiento de 50° al SW. El plegamiento tiene una geometría “Z” y los planos axiales se orientan preferentemente al N50W con vergencia de 60° al

SW. Los ejes de estos pliegues buzcan entre 10 y 15° al SE. Otro rasgo estructural predominante es el desarrollo de una segunda foliación caracterizada por pliegues de creanulación y bandas kink con distintas orientaciones. Finalmente todas estas estructuras están cortadas por un sistema de fallas, fracturas y diaclasas de régimen frágil (Morán, 1998)

Por otra parte, la unidad de siliciclásticos San Gabriel está caracterizada según Morán, (1998) por un metaconglomerado en la base con clastos de mármol, cuarzo, rocas cuarzo-feldespáticas (granitoides), pizarras y areniscas que gradúa hacia la cima a un cuerpo de metarcosa (MA) conglomerática con algunas intercalaciones de filitas y que finalmente gradúa a otra metarcosa (MB) la cual según el autor, muestra una textura recrystalizada de aspecto ígneo compuesta de mica, cuarzo, feldespato-K y plagioclasa, y que había sido referida anteriormente por McBirney (1963) como un cuerpo granítico al que denominó Granito Rabinal. En su trabajo Morán (1998) considera que este cuerpo de metarcosa B sufrió una recrystalización parcial sin llegar a la fusión, argumentando la inexistencia de estructuras correspondientes con el nivel de fusión (pliegues de flujo, “rolls” o minerales metamórficos de alto grado), por lo que solo hay, según el autor, una sola fase de metamorfismo de tipo regional para estos metasedimentos. La foliación general en estos cuerpos es S70E con vergencia entre 30 y 60° al SW. Dentro de la metarcosa B (recrystalizada) la foliación general es de N70W con inclinación de 55° al SW.

Las unidades y sub-unidades en que Morán I. (1998) dividió a lo que él mismo denominó bloque sur, formarían parte, según el autor, muy probablemente de la Formación Sacapulas, que representa la base del denominado Grupo “Santa Rosa” (Dollfus y De Montserrat, 1868; Anderson et al., 1973; Clemons et al., 1974). Según van Den Boom (1972), sobre los esquistos de Salamá yacen las capas de la Formación Sacapulas y no presentan metamorfismo. La edad que asocian a estas secuencias se encuentra posiblemente en el Carbonífero Superior al Pérmico Inferior.

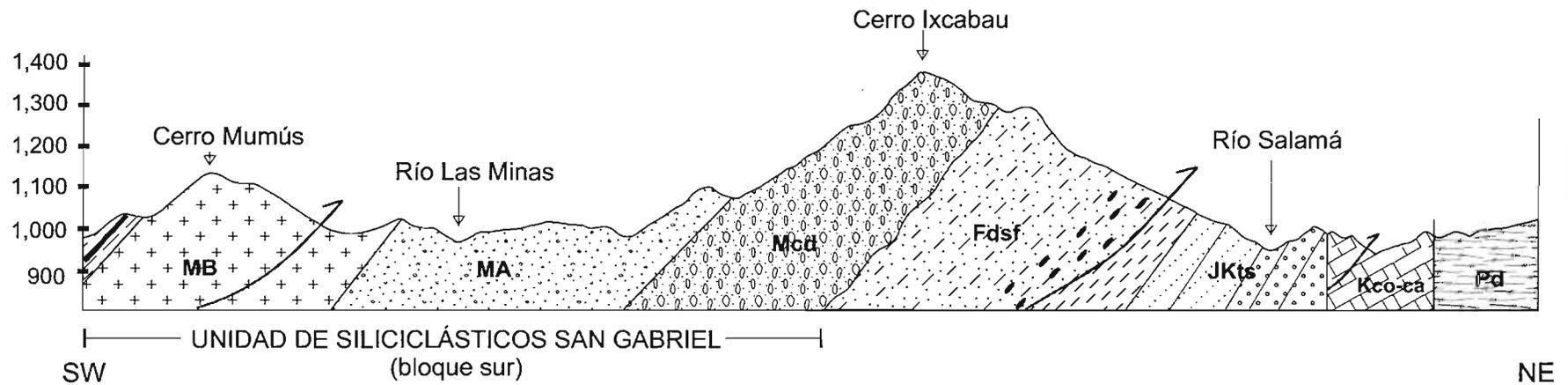


Fig. 1.6. Sección esquemática al norte del cuadrángulo Salamá donde se muestran las relaciones entre las distintas unidades y bloques en que Morán (1998) dividió su área de trabajo (NE del cuadrángulo). Escala horizontal= 1:25,000; Escala vertical= 1:125,000, abreviaturas: MA= sub unidad metarcosa A; MB= sub unidad metarcosa B; Mcd = sub unidad de metaconglomerados deformados; Fdsf = unidad de flujos de detritos San Francisco; JKts = unidad de siliciclasticos Todos Santos; Kco-ca = formaciones Cobán-Campur (no diferenciadas); Pd = unidad de peridotitas.

Las condiciones de temperatura y presión en que se dio el metamorfismo fueron calculadas por Ortega-Gutiérrez et al., (2004) a partir de las asociaciones minerales encontradas en distintas rocas y del análisis por microsonda de algunos minerales como feldespato potásico, plagioclasa, granate, biotita, clinopiroxeno, fengita, anfíbol y epidota. Los datos que obtuvieron les sugieren una historia metamórfica prolongada de cuatro fases que culminaron muy probablemente en condiciones de metamorfismo de ultra-alta presión, seguida por un regreso a condiciones más superficiales con alta temperatura y que culmina con un evento de grado medio a bajo asociado con un intenso cizallamiento (Fig. 1.7). Mediante tres geotermómetros utilizados obtuvieron temperaturas que variaban entre 685 y 832° C, con un valor de presión asumida de 20 Kbar. La presión más alta obtenida por los autores usando como barómetro de fengita-onfacita-granate (Waters y Martin, 1993) fue de 26.5 Kbar para una temperatura de 738° C.

Por otra parte las edades obtenidas en el leucosoma de los gneises migmatíticos por U-Pb en zircones por Ortega-Gutiérrez et al., (2004) fueron de 302 ± 4.6 Ma como intersección inferior que se interpreta como coincidente con el evento de descompresión y fusión parcial y de 1049 ± 8.8 Ma como intersección superior que ha sido interpretada como material heredado de alguna fuente grenvilliana dentro del complejo Chuacús. Las edades de K-Ar en diferentes micas que varían entre los 60 y 72 Ma han sido interpretadas como producto de un evento de recalentamiento asociado muy probablemente con la colisión al sur del complejo Chuacús con la margen occidental del arco de las Antillas cuando este se movía hacia el poniente desde el centro de expansión de la parte oceánica de la placa Caribe.

El metamorfismo de las rocas paleozoicas de origen sedimentario de la sierra de Chuacús, se dio según van den Boom (1972) muy probablemente durante el Misisípico (Carbonífero Inferior). Estas edades están basadas en las obtenidas por Gomberg et al. (1968) mediante U-Pb en zircones del Granito Rabinal y a fósiles carboníferos encontrados en la secuencias superiores del Esquisto Salamá.

Las relaciones estratigráficas que McBirney (1963) establece, solo le permiten deducir que las rocas de la serie Chuacús son pre-pensilvánicas, ya que según el autor, se encuentran sobreyacidas por las rocas sedimentarias del Grupo Santa Rosa de edad pensilvánica. Parte de la evidencia de estas relaciones son los detritos del granito Rabinal y Matanzas que McBirney (1963) encontró en las rocas de la formación Santa Rosa.

Uno de los escenarios propuestos para la evolución del complejo Chuacús por Ortega-Gutiérrez et al. (2004) lo ubica en un marco apalachiano como un prisma sedimentario al margen de un bloque continental (margen pasiva) atrapado entre la colisión de dos masas continentales. La edad de Carbonífero tardío que obtienen para el pico metamórfico la asocian con la colisión ocurrida en el Paleozoico tardío entre los supercontinentes de Laurentia y Gondwana para formar Pangea, siendo este prisma la raíz más profunda de la colisión posteriormente exhumada rápidamente. Sin embargo, no ha sido posible establecer claramente a cual masa continental perteneció este prisma sedimentario debido a los grandes desplazamientos ocurridos desde el Mesozoico hasta el Terciario y que pudieron moverlo hacia su posición actual entre los sistemas de falla Polochic-Motagua. Por otra parte, no se ha podido establecer todavía una correlación válida entre este prisma sedimentario con los basamentos cristalinos tanto del bloque Maya (Montañas Maya y Altos Cuchumatanes) y del sur de México (Acatlán, Xolapa, Oaxaqueño) como del bloque Chortís (Complejo las Ovejas).

1.3.3 Cubierta Sedimentaria

La figura 1.8 resume en forma esquemática la correlación de las unidades sedimentarias depositadas sobre lo que cada autor considera como el basamento del Bloque Maya. Dentro del área de estudio de esta tesis, únicamente aflora parte de la secuencia inferior del Grupo Santa Rosa. Este grupo consiste de las siguientes formaciones de la más vieja a la más joven: (1) Formación Sacapulas y Formación Chicol (Anderson et al., 1973) que pueden ser equivalentes lateralmente, aunque ésta última se encuentra separada de las unidades que las subyacen y sobreyacen por fallas; (2) la Formación Tactic; (3) la Formación Esperanza y; (4) Formación

Chochal, la cual contiene localmente al Miembro Tuilán como la unidad superior (Clemons et al., 1974).

La base del Grupo “Santa Rosa” en el área de Salamá estaría representada por la Formación Sacapulas, que tiene una edad estimada entre el Carbonífero tardío y el Pérmico tardío (Anderson et al., 1973). La Formación Sacapulas es una secuencia de conglomerados que transicionalmente cambian a areniscas y limolitas con algunos horizontes de calizas hacia la cima, con un espesor hasta de 600 m, y que localmente contiene interestratificadas rocas volcánicas y metavolcánicas (Forth, 1971). Esta formación es litológicamente muy similar a la Formación Chicol excepto por carecer de los miembros calcáreos en su cima. A pesar de esto, estas formaciones han sido correlacionadas y consideradas como la base del Grupo Santa Rosa. La edad que asignan a la Formación Chicol cae dentro del intervalo del Ordovícico al Pérmico. Esta edad se basa en la presencia de placas de crinoides dentro de clastos de caliza en los conglomerados (Anderson et al., 1973).

Edad		Clemons y Burkart (1971) NW Guatemala	Anderson et al., (1973) NW Guatemala	Bohnenberger (1966) Centro de Guatemala	van den Boom (1973) Centro de Guatemala
CENOZOICO	Terciario- Cuaternario	Aluvi3n y Tills Dep3sitos volc3nicos	Aluvi3n y Tills Dep3sitos volc3nicos		
		Formaci3n Sepur	Formaci3n Sepur ?		
		Formaci3n Ixcoy	Formaci3n Ixcoy ?		
MESOZOICO	Cret3cico	Formaci3n Todos Santos	Formaci3n Todos Santos ?		
		Formaci3n Todos Santos	Formaci3n Todos Santos		Formaci3n Todos Santos
PALEOZOICO	P3rmico	Leonardiano	Formaci3n Choch3l	Miembro Tuli3n Formaci3n Choch3l	Formaci3n Choch3l
			Formaci3n Esperanza	Formaci3n Esperanza	Formaci3n Tactic Superior
	Wolfcampiano	Grupo "Santa Rosa"	Formaci3n Tactic	Formaci3n Tactic	Formaci3n Tactic inferior
			Formaci3n Chicol / Sacap3las	Formaci3n Chicol	Formaci3n Sacap3las
	Pre P3rmicas	?	Grupo Chuac3s Occidental	Grupo Chuac3s	Grupo Chuac3s
			Rocas cristalinas		

Fig. 1.8. Secci3n estratigr3fica generalizada del noroeste y centro de Guatemala. Las formaciones sombreadas son las de inter3s para este trabajo (modificada de Clemons y Burkart, 1971)

1.4 Planteamiento del Problema

A pesar de que han sido estudiada con anterioridad las rocas que afloran al norte de la Sierra de Chuacús y en parte de los valles de Salamá, Urrán, San Gabriel y Chicaj, conocidas como esquisto Salamá (van den Boom, 1972), poco se conocía de su relación de campo, estructura, química y edad. El esquisto Salamá conjuntamente con el complejo Chuacús, han sido considerados como parte del basamento del Bloque Maya (van den Boom, 1972; Donnelly et al., 1990; Giunta et al., 2002) por haberse encontrado evidencias que muestran una relación discordante con rocas Paleozoicas del Grupo Santa Rosa, así como detritos de los granitos Rabinal y Matanzas dentro de los conglomerados basales del mismo grupo (McBirney, 1963). No obstante, el contacto entre la zona de cizalla Baja Verapaz o esquisto Salamá con el complejo Chuacús (Ortega-Gutiérrez et al., 2004) es por una falla inversa de alto ángulo y no transicional como se había considerado con anterioridad, lo que obliga a diferenciarlos en dos unidades distintas o buscar otras evidencias que pudieran probar que efectivamente se trate de una sola unidad. Por otro lado no se ha encontrado rocas del Grupo Santa Rosa depositadas sobre las unidades metamórficas del complejo Chuacús o detritos de este mismo complejo dentro de las formaciones del Grupo Santa Rosa (Ortega-Gutiérrez et al., 2004). Por lo anterior, la comprensión de la secuencia Salamá permitirá establecer en forma más clara las relaciones tanto del complejo Chuacús como de la propia zona de cizalla con los bloques Chortís (placa Caribe) y Maya (placa de Norteamérica). Un elemento importante dentro de esta zona es el granito Rabinal, considerado por McBirney (1963) como producto de una serie granítica progresiva que comienza con fusión parcial (anatexis) y finaliza con el emplazamiento de una gran masa granítica, mientras que para van den Boom (1972) representa el resultado de la “granitización” de una metarcosa en estado sólido. Por otro lado tampoco se ha establecido en forma clara el ambiente tectónico en que este cuerpo se originó y las dataciones por U-Pb realizadas por Gomberg et al. (1968) no son lo suficientemente concluyentes para establecer una edad de emplazamiento de este cuerpo.

1.5 Objetivos

Esta tesis tiene como objetivo principal la caracterización tanto petrológica, estructural, geoquímica y geocronológica de las rocas metasedimentarias, metavolcánicas de la secuencia Salamá, el granito Rabinal y parte de la Formación Sacapulas y que se vieron afectadas por la deformación de la zona de cizalla Baja Verapaz en la parte norte de la Sierra de Chuacús y dentro de los valles de Salamá, Urrán, Chicaj y San Gabriel, todos ellos ubicados dentro del cuadrángulo Salamá.

Particularmente se pretende en este trabajo: (1) establecer la distribución geográfica y cinemática en campo como en secciones delgadas de esta zona de cizalla dentro del cuadrángulo Salamá; (2) establecer en forma general las condiciones de metamorfismo (grado metamórfico) mediante las asociaciones minerales encontradas en las rocas afectadas por cizallamiento y; (3) hacer inferencias sobre la posible edad del protolito y del metamorfismo de las unidades en la zona de cizalla, aplicando técnicas isotópicas.

II. GEOLOGÍA, PETROGRAFÍA y ESTRUCTURAS

Dentro del cuadrángulo Salamá aflora un paquete de rocas metasedimentarias y metavolcánicas de bajo grado metamórfico a las que se hará referencia como secuencia Salamá intrusionadas por un granito-granodiorita de mica blanca denominado previamente como granito Rabinal (McBirney, 1963; van den Boom, 1972). Al norte de esta secuencia afloran rocas meta sedimentarias, principalmente metaconglomerados y metareniscas conglomeráticas con miembros de grano más fino (filitas y pizarras) así como calizas consideradas por algunos autores como parte de la Formación Sacapulas (van den Boom, 1972; Morán, 1998) que presentan también metamorfismo de bajo grado y que se encuentran en contacto tectónico con la secuencia Salamá (Morán, 1998). Sin embargo, clastos de granito deformado (muy similares al granito Rabinal) y de rocas metasedimentarias dentro de los conglomerados sugieren que originalmente la Formación Sacapulas cubría discordantemente a la secuencia Salamá y al granito Rabinal.

Al sur de este mismo cuadrángulo afloran rocas metamórficas de alto grado del complejo Chuacús (Ortega-Gutiérrez et al., 2004) que están en contacto por una falla inversa de alto ángulo con una componente lateral izquierda con la secuencia Salamá. Las localidades donde se ha podido observar este contacto están al SW del poblado de Rabinal, al poniente del cuadrángulo Salamá (dentro del cuadrángulo Cubulco: 20612), y al SE del poblado de Salamá, saliendo por la antigua carretera a Ciudad Guatemala muy cerca de la localidad llamada Las Piedrecitas.

La zona de cizalla de Baja Verapaz tiene dentro del área de estudio un ancho que varía en superficie desde ~2 Km al oriente y hasta ~8 Km al occidente. Esta zona de cizalla afecta principalmente a las rocas metasedimentarias y metavolcánicas de la secuencia Salamá, así como al cuerpo granítico que las intrusión (Granito Rabinal). Parte de la cubierta sedimentaria paleozoica (Formación Sacapulas) al norte del cuadrángulo y rocas pertenecientes al complejo Chuacús muy cerca del contacto con la secuencia Salamá tienen impresa la misma deformación de esta zona de cizalla.

La figura 2.1 (mapa anexo) muestra la distribución geográfica de las distintas unidades afectadas por esta zona de cizalla dentro del cuadrángulo Salamá así como una serie de secciones (A1-A5, B1-B3 y C1-C4) donde se puede observar la relación entre las distintas unidades litológicas mostradas en el mapa. Los datos estructurales se proyectaron a estas secciones utilizando la relación geométrica:

$$\delta = \tan^{-1} (\tan \phi * \cos \beta)$$

Donde δ representa el ángulo de buzamiento aparente; ϕ el buzamiento real de la foliación y; β el ángulo entre la dirección del buzamiento real y la línea de sección (medido en un plano horizontal) (Marshak y Mitra, 1988)

Las sub-áreas I, II, III, IV y V diferenciadas por líneas discontinuas en la figura 2.1 (mapa anexo) son para mostrar el carácter de la foliación en cada una de ellas mediante los diagramas estereográficos de polos mostrados en las figuras 2.8 y 2.11.

FIGURA 2.1 (VER MAPA ANEXO)

2.1 Secuencia Salamá

Esta secuencia está compuesta principalmente por rocas metasedimentarias que varían desde metareniscas, metarcosas, metagrauvas, hasta filitas y pizarras y por rocas metavolcánicas (principalmente metatobas de composición félsica a intermedia) con algunos derrames de lavas interfoliados de composición más máfica. Las rocas de esta secuencia afloran principalmente en los cortes de carretera que comunican las poblaciones de San Miguel Chicaj con San Gabriel y con Rabinal (Fig. 2.1)

Los paquetes de rocas metasedimentarias (Fig. 2.2) de tamaño del grano arena encontrados dentro de la secuencia Salamá se componen de metareniscas subfeldespáticas, metareniscas feldespáticas y metagrauvas tanto cuarzosas como feldespáticas según la clasificación de Pettijohn et al. (1972). La foliación en estas rocas en términos morfológicos (Borradaile et al., 1982; Passchier y Trouw, 1998) es espaciada a escala de afloramiento y en sección delgada. La relación que se observa entre los dominios de clivaje constituidos principalmente por mica blanca, sericita, minerales arcillosos y clorita en la mayoría de las rocas analizadas es anastomosada y el volumen de estos dominios de clivaje está entre el 30 y 40%. La transición entre los dominios de clivaje y los microlitones es discreta. Localmente esta foliación está plegada, aunque este plegamiento solo es penetrante en este tipo de rocas y en las de grano más fino.

Los microlitones en las metareniscas feldespáticas y sub-feldespáticas son en ocasiones monominerálicos evidenciado por el desarrollo de listones de cuarzo. En algunas muestras estos listones están plegados. Otros elementos de fábrica son porfiroclastos de cuarzo con desarrollo de subgranos en forma de 'alas' (objeto σ) que indican un sentido de desplazamiento inverso, en otros casos de plagioclasas generalmente de tipo oligoclasa que solo presenta evidencias de deformación de tipo frágil (fracturamiento) o también de mica blanca (moscovita) con evidencias de deformación como plegamiento de los planos de cruceo y extinción ondulante pero que no presentan una orientación preferencial. También los microlitones son en ocasiones poliminerálicos formados por cristales de plagioclasa, cuarzo, mica blanca y minerales opacos

(generalmente pirita) (Fig. 2.2). En el total de secciones delgadas realizadas a las rocas de esta unidad no se encontraron minerales detríticos dentro de los dominios de clivaje o los microlitones como granate, rutilo, titanita o cianita que pudieran sugerir una proveniencia de rocas del complejo Chuacús, ni tampoco evidencias o algún remanente de condiciones metamórficas de más alto grado.

En condiciones de bajo a muy bajo grado metamórfico ($< 300^{\circ}\text{C}$) los mecanismos de deformación que operan en el cuarzo son fracturamiento frágil, disolución por presión y transferencia del material en solución. Las estructuras características por tanto son: fracturamiento, extinción ondulante y evidencias de disolución por presión y redepositación del material (generalmente en forma de vetas) (Passchier y Trouw, 1998). En condiciones de bajo grado ($300\text{-}400^{\circ}\text{C}$) los mecanismos de dislocación (*dislocation glide*) y reptación (*creep*) son los que predominan, especialmente en los planos de desplazamiento y las estructuras que se desarrollan son una extinción de ‘barrido’ y fibras (*lamellae*) de deformación.

Las rocas metavolcánicas que se encuentran interfoliadas con las secuencias metasedimentarias tienen una composición variada aunque generalmente son félsicas y corresponden más bien a depósitos de piroclastos deformados. Sin embargo, se han encontrado interfoliadas rocas cuyo protolito fue producto de derrames basálticos cerca del poblado de San Miguel Chicaj. No se ha hecho un estudio sistemático de las muestras de origen volcánico en este trabajo. Sin embargo algunas de las muestras interestratificadas que se colectaron consisten principalmente de plagioclasa euedrales y subedrales dentro de una matriz criptocristalina (vítrea) sin cuarzo ni feldespatos potásicos. Algunas otras muestras colectadas contienen cuarzo, muy escaso feldespato, anfíboles y epidota magmáticos (Fig. 2.2 E).

Cada uno de estos paquetes ha sufrido deformación y metamorfismo de bajo grado (parte baja de las facies esquisto verde). Las facies metamórficas definidas originalmente por Eskola (1915), implican una asociación mineralógica característica formada en condiciones particulares de temperatura y presión y no la existencia de un único mineral o llamado también mineral índice. La asociación diagnóstica para rocas en facies de esquisto verde derivada de una metabasita es (Bucher y Frey, 1994): actinolita + clorita + epidota + albita + cloritoide.

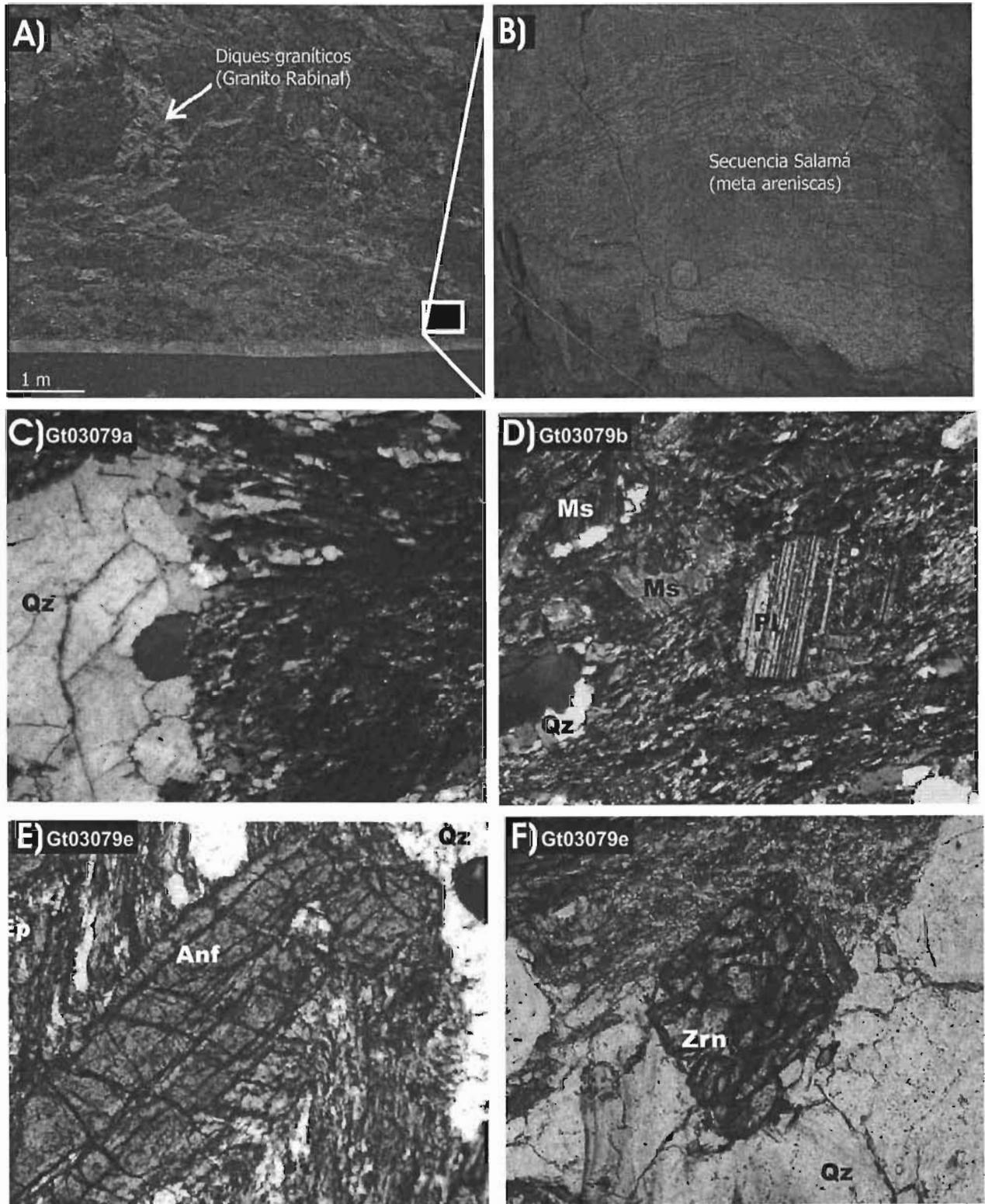


Figura 2.2. Rocas meta-sedimentarias de grano tamaño arena y meta-volcánicas de la secuencia Salamá. (A) Afloramiento de las secuencias arenosas entre las poblaciones de San Miguel Chicaj y Rabinal cortadas por diques del Granito Rabinal donde se colectó la muestra Gt0379; (B) Detalle del paquete meta-sedimentario, donde se puede observar que se preservan rasgos de estratificación; (C) Sección delgada (muestra Gt0379b) donde se observa algunos porfiroclastos de cuarzo [Qz] con desarrollo de alas por deformación con cinemática inversa; (D) Detritos de plagioclasa [PI] subredondeada, cuarzo y muscovita [Ms] dentro de la muestra Gt0379b; (E) y (F) Algunos de los minerales dentro de las secuencias meta-volcánicas interestratificadas con las meta-areniscas (muestra Gt0379e). Ep = Epidota; Anf = Anfíbol (probablemente hornblenda); Zrn = zircón (metamictico). Base de las fotos C, D y E = 1.0 mm; base de la foto F = 0.5 mm

Los paquetes de rocas siliciclásticas de grano más fino (filitas y pizarras) se encuentran interfoliados (o interestratificados) con las secuencias de metareniscas. Debido a la competencia de estos paquetes metasedimentarios, han desarrollado clivaje por pliegues de creanulación y clivaje por bandas de cizalla de tipo C y C'. Este tipo de clivaje es útil como indicador de movimiento y en las secciones orientadas el tipo y la dirección de transporte resulto inverso hacia el NE (Fig. 2.3 A). En ocasiones estos tipos de clivaje se pueden confundir, solo que en el primer caso es debido a la compresión y en el último debido a la extensión (Passchier y Trouw, 1998). Algunos autores han preferido los términos clivaje de creanulación 'compresional' y clivaje de creanulación 'extensional' (Platt y Vissers, 1980). Las bandas de cizalla de tipo C (también llamadas S/C) consisten de planos S (del francés '*schistosite*') cortados por bandas planares distintivas C (del francés '*cisaillement*') las cuales son paralelas a las zonas de cizalla (Berthé et al., 1979; Passchier y Trouw, 1998). Las bandas de cizalla C' son oblicuas a los límites de la zona de cizalla y a una foliación previa en la milonitas micáceas. El ángulo entre estas bandas de cizalla y el margen de la zona de cizalla varía entre 15 y 35° (nunca es mayor a 45° como en el caso del clivaje de creanulación) (Passchier y Trouw, 1998).

La foliación en este paquete de rocas es, según su morfología (Borradaile et al., 1982; Passchier y Trouw, 1998), espaciada en sección delgada aunque a nivel de afloramiento aparenta ser continua. La relación entre los dominios de clivaje en sección delgada es paralela y anastomosada. Estos dominios están formados por filosilicatos, mica blanca de grano fino, sericita y clorita. En estas rocas el porcentaje de los dominios de clivaje es cercano al 70%, definiendo en algunos casos una foliación continua (Fig. 2.3 C). La transición entre los dominios del clivaje y los microlitones es discreta. Los microlitones monominerálicos están constituidos principalmente de cuarzo deformado en condiciones dúctiles (Fig. 2.3 B) con evidencias de recristalización dinámica (formación de subgranos) además de desarrollo de 'alas' por deformación (Fig. 2.3 C) y de mica blanca (moscovita). Los microlitones poliminerálicos están constituidos principalmente de cuarzo y mica blanca (Fig. 2.3 D, E y F) y no presentan ninguna orientación preferencial. También hay dentro de estas rocas minerales opacos, principalmente pirita y óxidos de hierro que muestran evidencias de disolución por presión (franjas de presión).

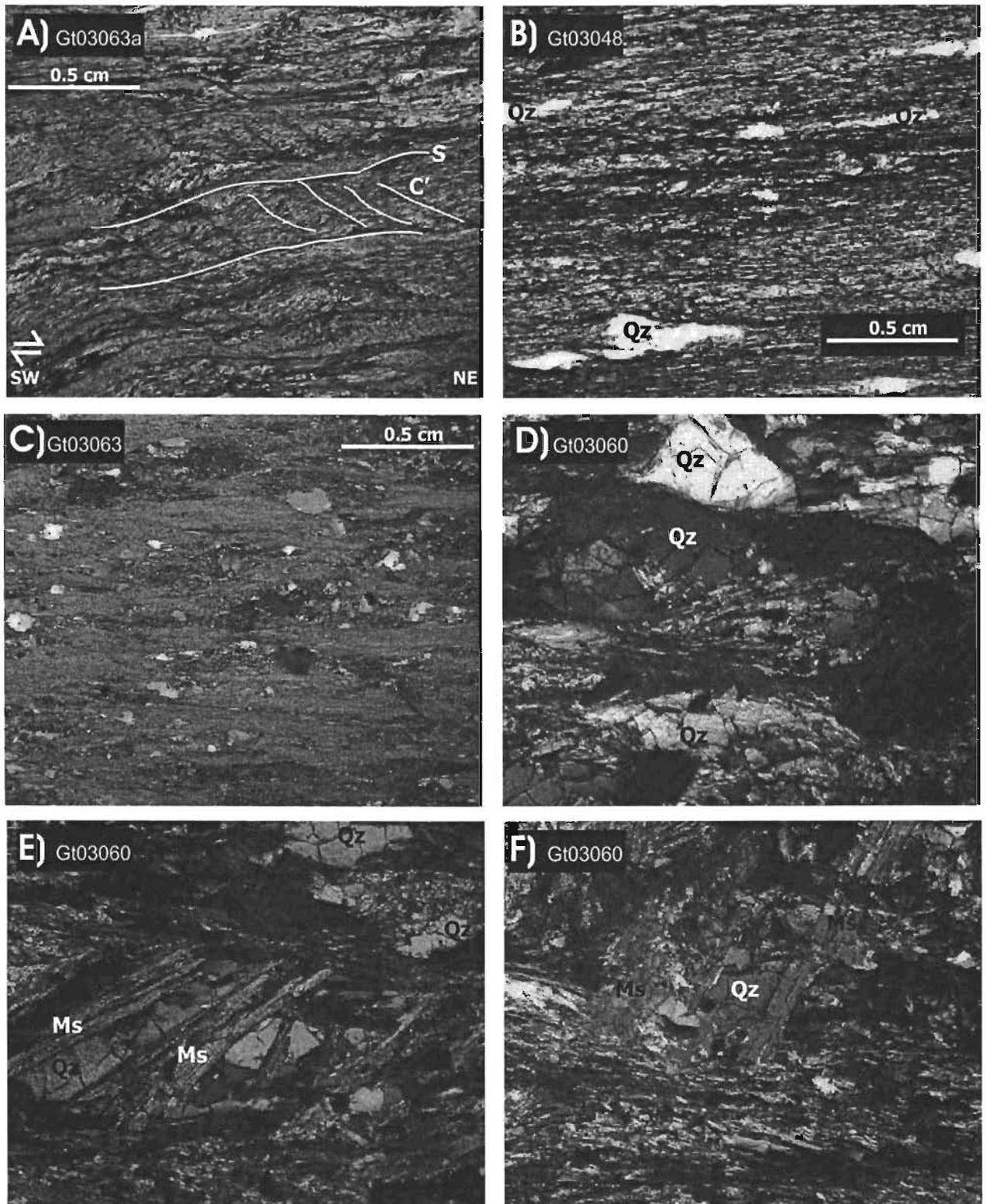
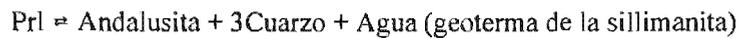
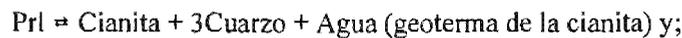
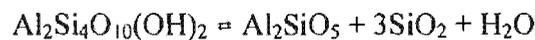
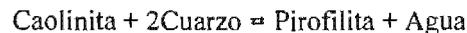
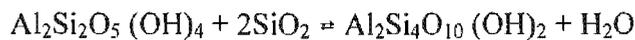


Fig. 2.3. Fotomicrografías de algunas de las rocas de grano fino de la secuencia Salamá. (A) Clivaje de bandas de cizalla C' con dirección de transporte al NE; (B) Cuarzo detrítico deformado en una matriz de minerales arcillosos y sericita; (C) Cuarzo detrítico con desarrollo de alas en filita; (D), (E), (F) Microlitones de cuarzo y muscovita. Base de las fotos: 1.0 mm.

La asociación más común en rocas pelíticas en condiciones de metamorfismo de muy bajo grado es según Bucher y Frey, 1994: illita (moscovita) + clorita + cuarzo + feldespato potásico + albita. Las rocas pelíticas de la secuencia Salamá carecen de aluminosilicatos (cianita, andalusita y sillimanita), comunes en rocas pelíticas que han sufrido metamorfismo en condiciones de temperatura mayores a 350-400° C en presencia de agua y cuarzo. Estos minerales se forman por el rompimiento de la pirofilita (Prl) según las reacciones (Bucher y Frey, 1994):



Por otra parte, la pirofilita se forma a temperaturas cercanas a los 300° C por metamorfismo progrado a partir del rompimiento de la caolinita mediante la siguiente reacción (Bucher y Frey, 1994):



Cuando hay CH₄ por presencia de materia orgánica en estas condiciones (muy común en rocas pelíticas), el equilibrio de las reacciones de deshidratación ocurre a temperaturas mucho menores, y la pirofilita se puede formar aún por debajo de los 200° C, mientras que es extremadamente rara la presencia de caolinita en rocas pelíticas que han estado por arriba de los 200° C (Bucher y Frey, 1994). La figura 2.4 muestra las curvas de equilibrio de las diferentes fases presentes durante el metamorfismo progrado de las rocas pelíticas en el sistema ASH (Aluminio-Sílice-Agua).

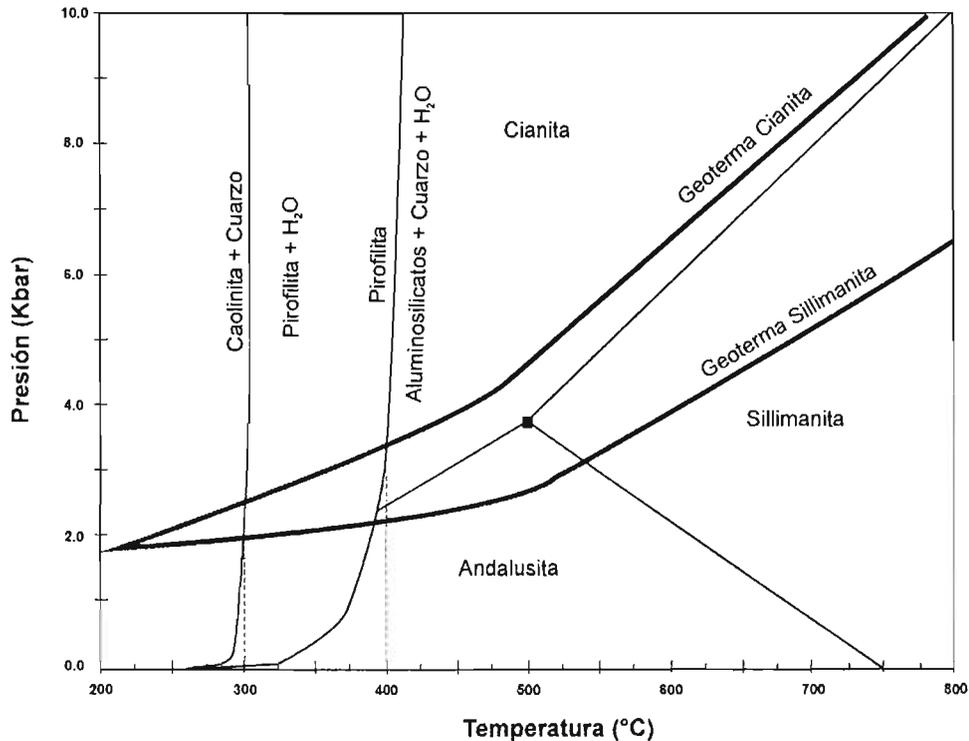


Fig. 2.4. Campos de estabilidad de las diferentes fases presentes en rocas pelíticas. También se muestran las curvas de la geoterma de la cianita y la sillimanita (tomado de Bucher y Frey, 1994).

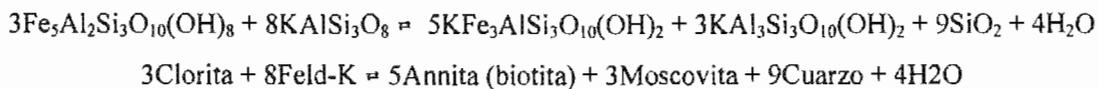
Bucher y Frey (1994) resumen la evolución de las rocas pelíticas comunes para sistemas de seis componentes $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (KFMASH) de bajo grado de la siguiente forma:

- (1) A temperaturas por debajo de los $250^\circ C$, la asociación estable en rocas pelíticas “normales” es cuarzo + illita (moscovita) + clorita + pirofilita (o caolinita) + paragonita. Las semi-pelitas pobres en aluminio pueden contener una abundante cantidad de feldespato potásico en lugar de pirofilita;
- (2) El primer mineral metamórfico que se forma en este tipo de rocas es el cloritoide. Aparece a aproximadamente a $300^\circ C$.
- (3) Cerca de los $400^\circ C$ y a una presión aproximada de 3.5 Kbar, aparecen los primeros cristales de biotita en metapelitas pobres en aluminio. Ésta se forma a partir de una reacción entre el feldespato potásico y la clorita. Las condiciones de equilibrio de esta reacción dependen mucho de la cantidad de FeO en la roca.
- (4) El granate aparece en las rocas metapelíticas a temperaturas alrededor de los $450^\circ C$.

Estas secuencias de grano fino que han sido intrusionadas por el granito Rabinal no manifiestan metamorfismo por contacto térmico o de baja presión. Las aureolas de metamorfismo térmico se desarrollan alrededor de cuerpos intrusivos con rangos de presión que varían generalmente entre 1 y 4 Kbar (3 a 12 Km de profundidad). La temperatura a que pueden calentarse la roca encajonante (en este caso rocas pelíticas) depende de varios factores, entre los más importantes están la composición del magma y el volumen de magma que se emplaza (tamaño del cuerpo intrusivo). Por ejemplo, la temperatura máxima del contacto generada por una intrusión “húmeda” somera de un magma granítico (granito o granodiorita) raramente excede los 650° C. Por otro lado, intrusiones a niveles más profundos de grandes volúmenes de este tipo de magmas pueden alcanzar temperaturas mayores al los 750° C (Bucher y Frey, 1994).

Las intrusiones de grandes cantidades de magmas calientes y “secos” derivados del manto, pueden generar aureolas de metamorfismo térmico con temperaturas entre los 900 y 1000° C. Las aureolas de contacto de mayor temperatura se encuentran generalmente alrededor de las grandes intrusiones máficas (gabros, troctolitas), intrusiones de charnoquitas y mangeritas así como de complejos anortosíticos en terrenos precámbricos (Bucher y Frey, 1994).

El equilibrio en el sistema de 5 componentes KFASH puro (K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O) para metamorfismo de contacto es básicamente el mismo que para el metamorfismo orogénico en facies inferiores a las de esquistos verde. La reacción más importante en el metamorfismo de contacto es (Bucher y Frey, 1994):



porque divide las partes más frías de una aureola de contacto en una zona externa con clorita + feldespato potásico y en una zona más alto grado con biotita + moscovita. La temperatura del límite entre estas zonas está alrededor de los 400° C. En intrusiones graníticas de niveles muy someros, este puede ser el único cambio metamórfico presente. La temperatura máxima que puede alcanzarse en una aureola de contacto entre magmas graníticos que cristalizan muy cerca

de la superficie y rocas pelíticas esta por debajo de los 500° C (temperatura del magma < 800° C; Temperatura de la roca encajonante $T_0 = 200^\circ \text{C}$; $\Delta T = 600^\circ \text{C}$. Temperatura máxima en sedimentos = $T_0 + \frac{1}{2} \Delta T$) con una asociación final de biotita + clorita + moscovita + cuarzo (Bucher y Frey, 1994).

Las reacciones de mayor temperatura pueden resumirse de la siguiente forma (Bucher y Frey, 1994): Entre los 500 y 550° C aparecen los primeros cristales de cordierita en diferentes asociaciones que incluyen a la clorita, la moscovita y la biotita. La estauroлита solo existe si la presión ha rebasado los 3 Kbar. El granate puede o no estar presente a esta temperatura. Arriba de los 600° C, las metapelitas de baja presión contienen la asociación característica: cordierita + feldespato K + biotita ± andalusita (a mayores temperaturas sillimanita).

2.2 Rocas Graníticas

2.2.1 El Granito Rabinal

El granito Rabinal se extiende a todo lo largo dentro del cuadrángulo Salamá en dirección E-W y en dirección N-S desde el contacto con el complejo Chuacús hasta el margen norte, aunque se acuña hacia el oriente hasta prácticamente desaparecer bajo las rocas de la Sierra de las Minas (Fig. 2.1). Las mejores exposiciones de este cuerpo se encuentran en el Río Nibacabaj al norte del poblado de Rabinal donde se aprecia una masa granítica muy homogénea con algunos xenolitos de las rocas de la secuencia Salamá y sobre la carretera que comunica las poblaciones de San Miguel Chicaj y Rabinal, donde se observan una serie de diques que cortan esta misma secuencia.

El granito intrusiona rocas metasedimentarias y metavolcánicas de la secuencia Salamá (Fig. 2.2 y 2.5), la cual no han sido afectada térmicamente o lo han sido en muy bajo grado, porque no hay evidencias de recristalización importante en los metasedimentos.

El granito Rabinal tiene variaciones composicionales aunque la distribución de las mismas no ha sido diferenciada en la cartografía. Sin embargo, en general es más holocristalino y equigranular de grano medio a grueso hacia el poniente (norte y nororiente del poblado de Rabinal) además de presentar deformación en menor grado, al menos no tan visible en escala de afloramiento. Por otra parte, al poniente del poblado de Salamá y entre las poblaciones de San Miguel Chicaj y San Gabriel, el granito es igualmente holocristalino pero inequigranular con tamaño de grano de fino a medio y con porfidoclastos de feldespato potásico, aunque localmente los porfidoclastos pueden ser de cuarzo y en ocasiones de plagioclasa. Además en esta zona está afectado intensamente por cizallamiento.

La mineralogía característica del granito es feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, moscovita y como accesorios apatito, zircón, titanita (escasa) y minerales opacos muy escasos (pirita y óxidos). Algunos minerales secundarios son la sericita desarrollada principalmente como producto de la alteración de la plagioclasa y clorita. El feldespato potásico en todas las secciones delgadas observadas de este granito correspondió con la ortoclasa (>35%) que en ocasiones es pertítica (Fig. 2.6 A y B). Prácticamente carece de microclina. Es común que el feldespato presente extinción ondulante por deformación, lo que habla de condiciones de bajo y muy bajo grado de metamorfismo (Passchier y Trouw, 1998). La plagioclasa en general es de tipo oligoclasa (An_{10-30}). Se observa en ocasiones que es absorbida por el feldespato potásico durante la cristalización (Fig. 2.6 C). La plagioclasa presenta ocasionalmente texturas poiquilíticas con múltiples inclusiones de apatito y zircón. En ocasiones está muy alterada a sericita (Fig. 2.6 C y D). El cuarzo presenta evidencias de recristalización dinámica principalmente como desarrollo de subgranos, cuya extinción ondulante hace suponer condiciones de metamorfismo de bajo (300-400° C) a muy bajo grado (< 300° C) (Passchier y Trouw, 1998). En ocasiones contiene inclusiones de moscovita, lo que evidencia el carácter magmático de esta última (Fig. 2.6 F). La moscovita en la mayor de las ocasiones presenta deformación interna que se manifiesta como plegamiento kink y de los planos de crucero así como extinción ondulante (Fig. 2.6 E).

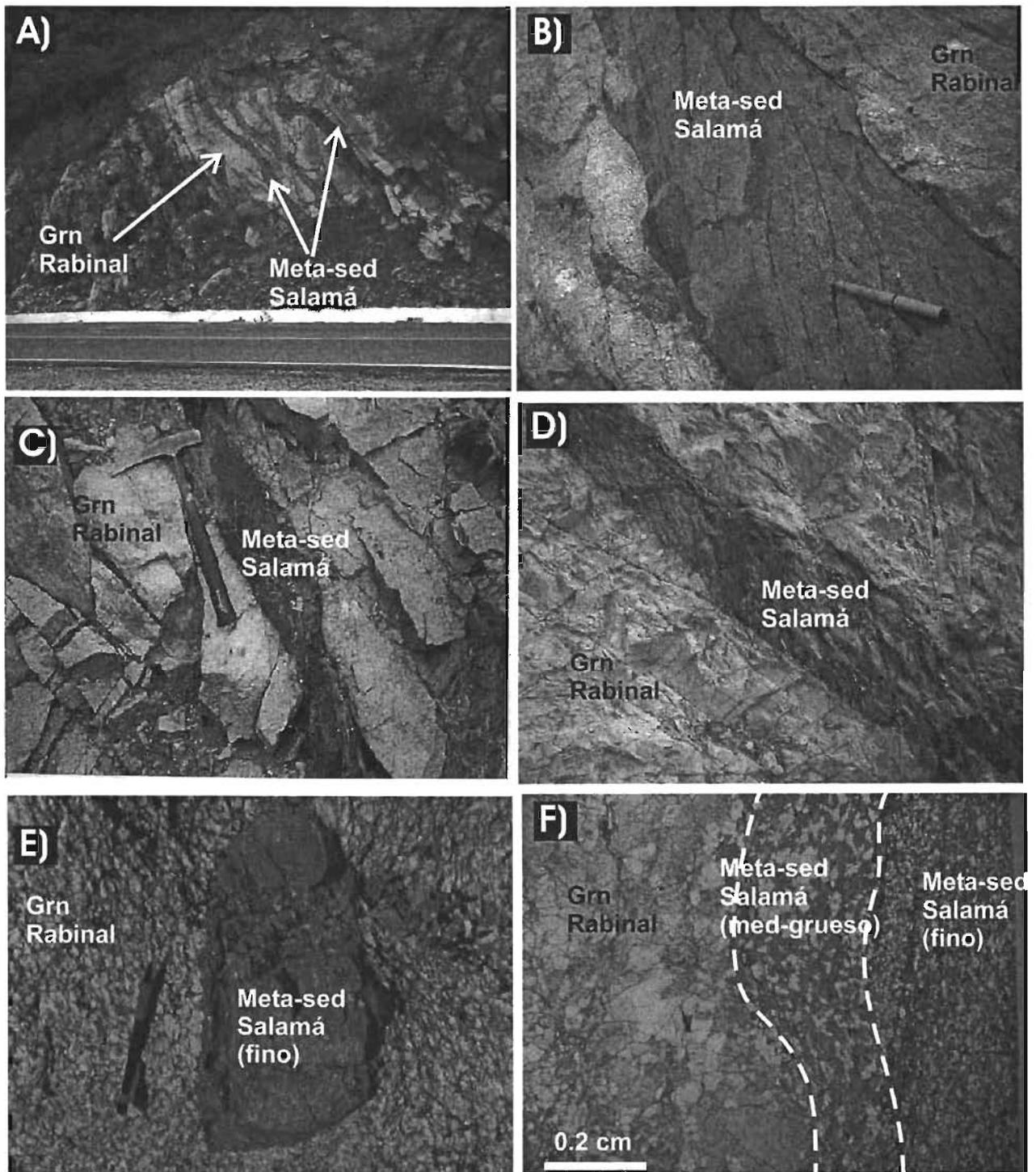


Figura 2.5. Evidencias en campo y sección delgada de la relación intrusiva del Granito Rabinal en la Secuencia Salamá. (A) Afloramiento de esta relación entre los poblados de San Miguel Chicaj y Rabinal (Gt03130); (B) Detalle de xenolitos de filitas en la masa granítica. Algunos de estos xenolitos preservan algunas estructuras primarias. (C) Xenolito de filita dentro del granito; (D) Estrato atrapado dentro de la masa de granito, lo que sugiere un mecanismo de stoping como mecanismo de emplazamiento (también A y B); E) Xenolito de filita dentro de el granito en el Río Nimacabaj al norte de Rabinal (cortesía Uwe Martens); F) Sección delgada en la que se puede apreciar el contacto sedimentario entre sedimentos de grano fino con sedimentos de grano medio y el Granito Rabinal.

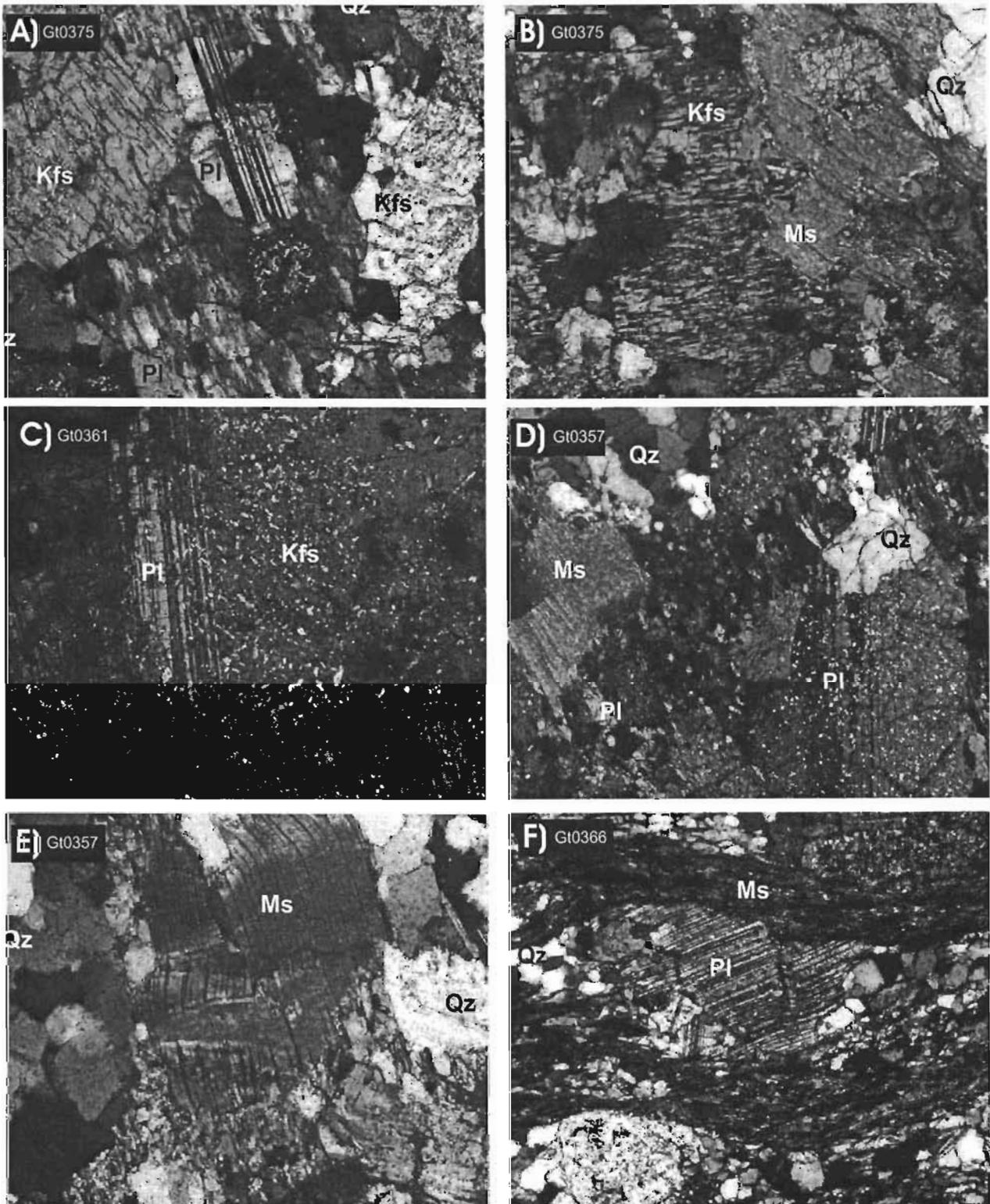


Figura 2.6. Fotomicrografías de los principales componentes minerales del granito Rabinal (A) Cristales de ortoclasa, único feldespato potásico encontrado en las muestras del granito; (B) Cristal perítico de feldespato potásico; (C) Cristal de plagioclasa parcialmente reabsorbido por el feldespato potásico; (D) Cristales de plagioclasa con múltiples inclusiones de sericita, producto de alteración; (E) Cristales de cuarzo con recristalización dinámica [subgranos] y cristal de muscovita con deformación [extinción ondulante y planos de dislocación]; (F) Fotomicrografía de la foliación espaciada desarrollada en el granito. Cristal de plagioclasa fracturado como microlitón (Base de las fotografías A, B y D = 2.5 mm; C, E y F = 1 mm).

En las partes donde es más clara la foliación, a escala de afloramiento es espaciada con dominios de clivaje compuestos por mica blanca (moscovita) con una relación anastomosada y en ocasiones paralela. Estos dominios ocupan un volumen de entre el 20 y 30% y la transición es discreta hacia los microlitones. Los microlitones en la mayoría de los casos son poliminerálicos, formados por cuarzo con extinción ondulante, en algunos casos de barrido, feldespato potásico (ortoclasa) también con extinción ondulante y plagioclasas que en algunos de los casos presentan evidencias de deformación frágil (fracturamiento) (Fig. 2.6 F).

Debido a que los principales constituyentes de este granito, y en general de las rocas graníticas – feldespato alcalino, cuarzo, biotita, moscovita, hornblenda- son estables en un rango muy amplio de presión y temperatura (P-T), este tipo de rocas no es muy útil para establecer el grado metamórfico a que han estado sometidos. Sin embargo, si existen algunas asociaciones que permiten inferir el grado metamórfico, especialmente cuando este es superior a las facies de esquistos verdes (Bucher y Frey, 1994), aunque este no es el caso.

2.2.2 Dique granítico

Como se mencionó anteriormente, la relación que guarda el granito Rabinal con el complejo Chuacús es tectónica. Solo se ha observado un dique que corta claramente la estructura del complejo metamórfico Chuacús (muestra Gt03113, Fig. 2.7), aunque pudiera tratarse de un cuerpo granítico diferente. La mineralogía de este dique es distinta a la del granito Rabinal, ya que el feldespato potásico es principalmente la microclina, a diferencia del Rabinal en el cual predomina la ortoclasa. En el feldespato potásico hay desarrollo de pertitas con forma de flama, lo cual habla de una deformación en bajo grado (Passchier y Trouw, 1998). Por otro lado, en el dique no se ha encontrado moscovita, que es característica en el Rabinal y el mineral asociado es una biotita muy rojiza (titanífera), aunque no es claro si se trata de biotita primaria por la alteración que presenta.

2.2.3 El Granito Matanzas

Otro cuerpo intrusivo cercano al granito Rabinal, y del que se colectaron muestras para petrografía y geoquímica, es el granito Matanzas (McBirney, 1963). No se observó la relación que éste guarda con el granito Rabinal. El granito Matanzas está cubierto en gran parte de su superficie por una espesa capa de suelo, sobre el que se desarrolla una zona boscosa muy espesa y actividad agrícola local. Los mejores afloramientos de este granito están en un lugar turístico de la zona, formado por una serie de cascadas (Fig. 2.8 A) y donde se encuentra la cascada más grande de Centroamérica: la Cascada de Chilaxco, dentro del cuadrángulo San Jerónimo al oriente del cuadrángulo Salamá.

El granito está constituido por abundante microclina como feldespato potásico con la típica macla de “tartan” (Fig. 2.8 C) y en ocasiones engloba cristales de cuarzo y plagioclasa (poikilítica). En las secciones delgadas analizadas no se observó ortoclasa. La plagioclasa en ocasiones es euhedral y zoneada (Fig. 2.8 B), pero en muchos casos esta en solución sólida con el feldespato potásico formando perititas que en algunos casos presentan evidencias de deformación plástica (Fig. 2.8 C). Algunas de estas plagioclasas están casi completamente reemplazadas por sericita. El cuarzo presenta evidencias de recristalización dinámica con el desarrollo de subgranos con límites muy marcados (Fig. 2.8 D). El mineral primario accesorio encontrado en las muestras analizadas es una mica blanca (posiblemente moscovita) que presenta algunas evidencias de deformación como el desarrollo de bandas ‘kink’ (Fig. 2.7 D). Otros minerales accesorios encontrados en las secciones delgadas analizadas son el zircón y algunos óxidos.

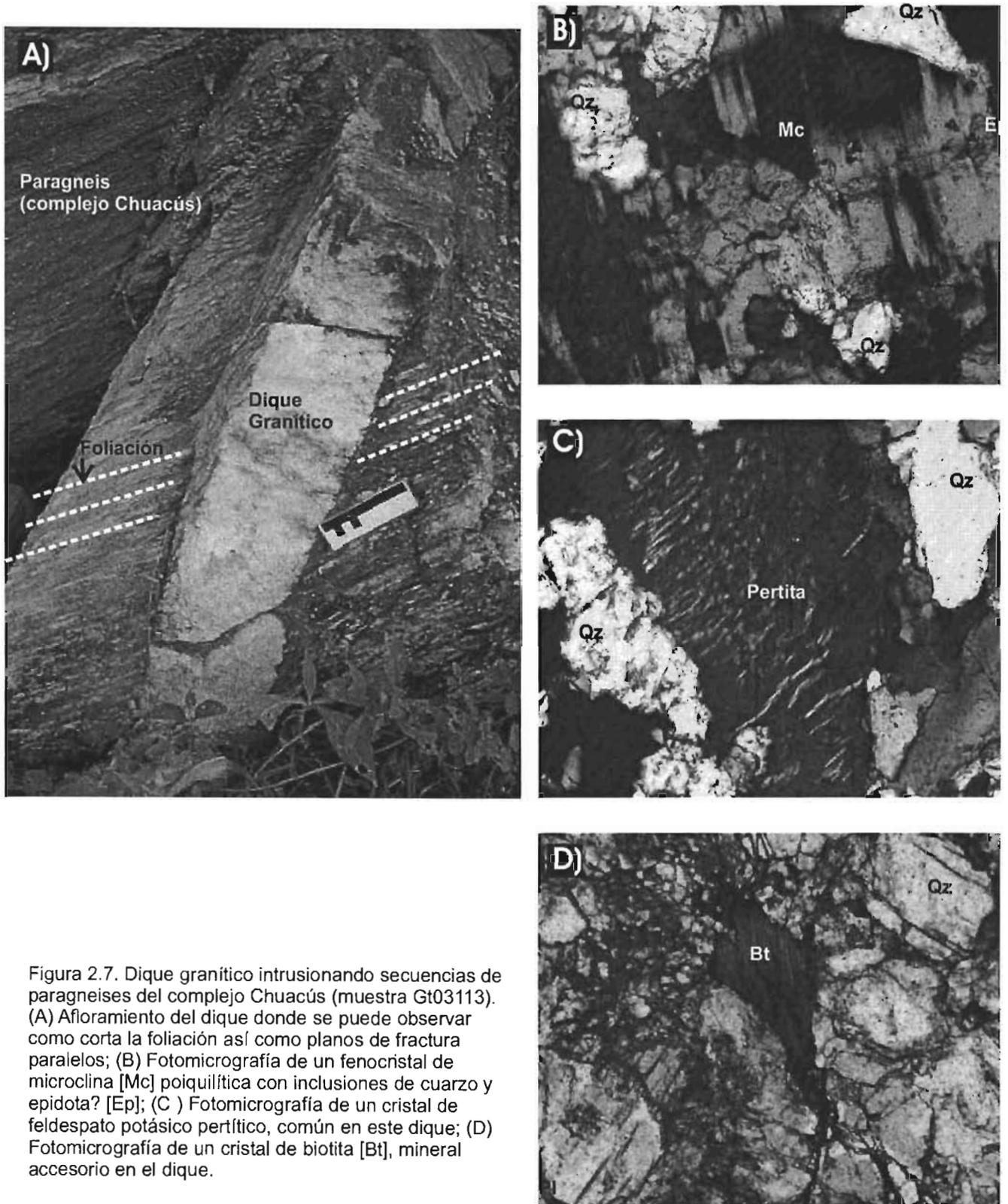


Figura 2.7. Dique granítico intrusionando secuencias de paragneises del complejo Chuacús (muestra Gt03113). (A) Afloramiento del dique donde se puede observar como corta la foliación así como planos de fractura paralelos; (B) Fotomicrografía de un fenocristal de microclina [Mc] poiquilítica con inclusiones de cuarzo y epidota? [Ep]; (C) Fotomicrografía de un cristal de feldespato potásico perltico, común en este dique; (D) Fotomicrografía de un cristal de biotita [Bt], mineral accesorio en el dique.

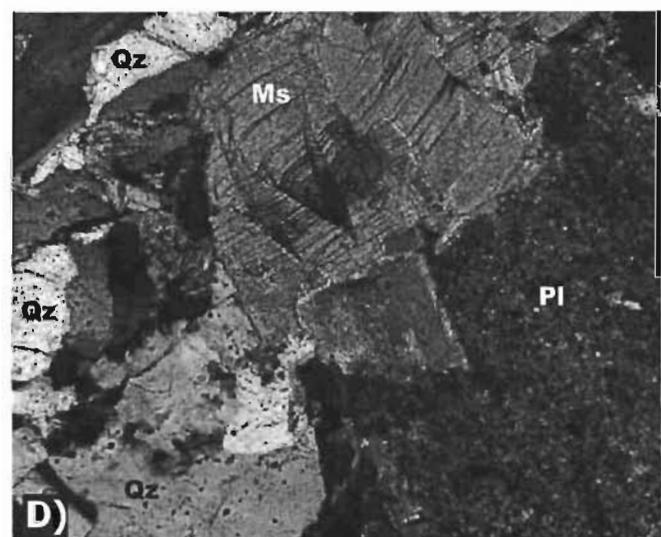
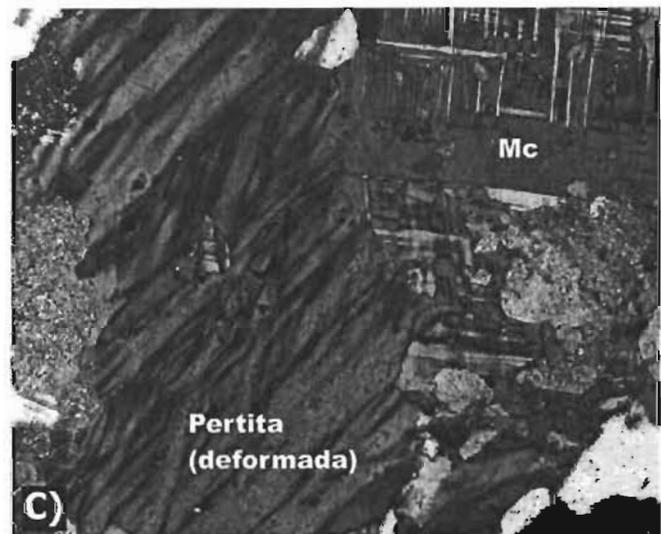
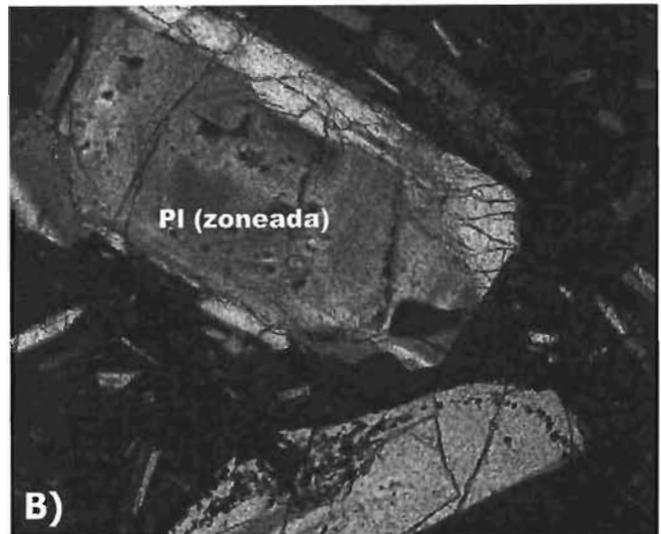
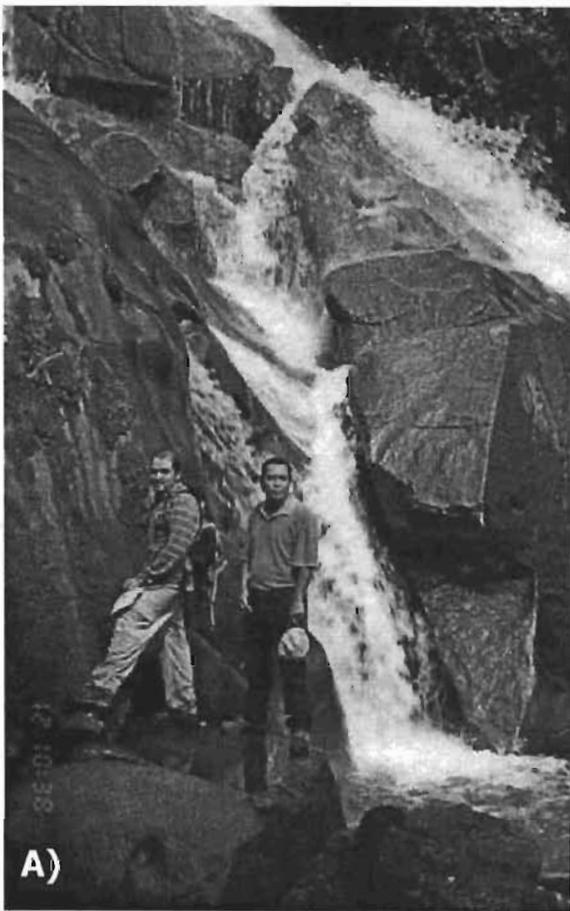


Fig. 2.8. Granito Matanzas. (A) Uno de los escasos afloramientos de este granito cerca de la cascada de Chilaxco; (B) Mineralogía característica: fotomicrografía de un cristal eudral de plagioclasa con zoneamiento; (C) Fotomicrografía de un cristal de microclina [der.] en contacto con un cristal donde hay intercrecimiento deformado del feldespato potásico [Mc] y la plagioclasa [pertita] y; (D) Fotomicrografía de un cristal deformado por kink de mica blanca [Ms] y recristalización dinámica del cuarzo [Qz]. Base de las fotomicrografías = 2.5 mm

Algunas de las muestras del granito Rabinal se clasificaron en el diagrama triangular de Streckeisen (1976) según su contenido modal de cuarzo (Q), feldespatos potásicos (A) y plagioclasas (P) y los resultados se muestran en la figura 2.9. En este diagrama se incluyen la muestra Gt03113, que es un dique que intrusión al complejo Chuacús (ver arriba) y MAT, una muestra del granito Matanzas, ubicado al oriente del cuadrángulo Salamá. Las muestras de los granitos estudiados caen dentro del campo de los granitos y granodioritas.

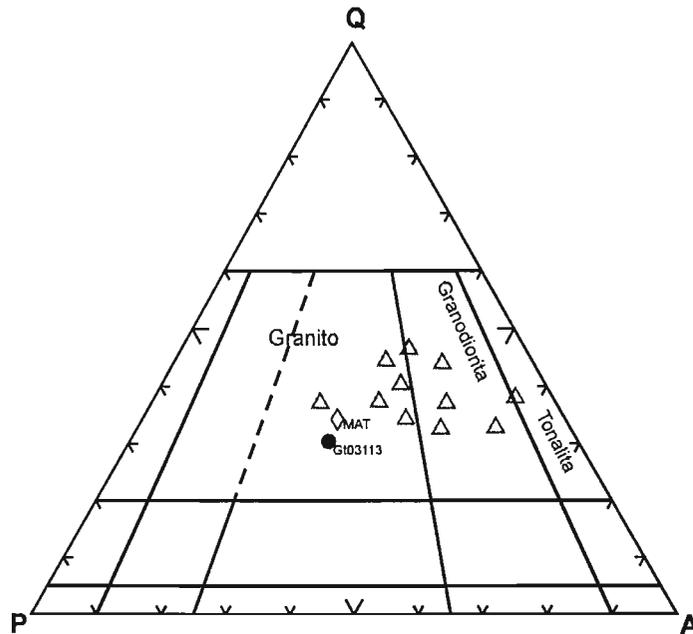


Fig. 2.9. Clasificación de algunas de las muestras del granito Rabinal de acuerdo a su contenido modal de cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasas (Streckeisen, 1976). La muestra MAT corresponde al granito Matanzas ubicado al Oriente del cuadrángulo Salamá (cuadrángulo San Jerónimo, Fig. 2.8), mientras que la muestra Gt03113 a un dique granítico que corta al complejo Chuacús (Fig. 2.7).

2.3 Pegmatitas

Aunque no se han estudiado en detalle, hay diferentes cuerpos pegmatíticos simples de cuarzo, feldespato potásico y moscovita que se han inyectado en forma paralela y oblicua a la foliación de las rocas de la secuencia Salamá. Muchos de estos cuerpos han sufrido deformación (abudamiento, plegamiento, etc.)(Fig. 2.10 A). El cuarzo tiene evidencias de recristalización dinámica, mientras que la moscovita en algunos de estos cuerpos presenta extinción ondulante y plegamiento de los planos de cruceo.

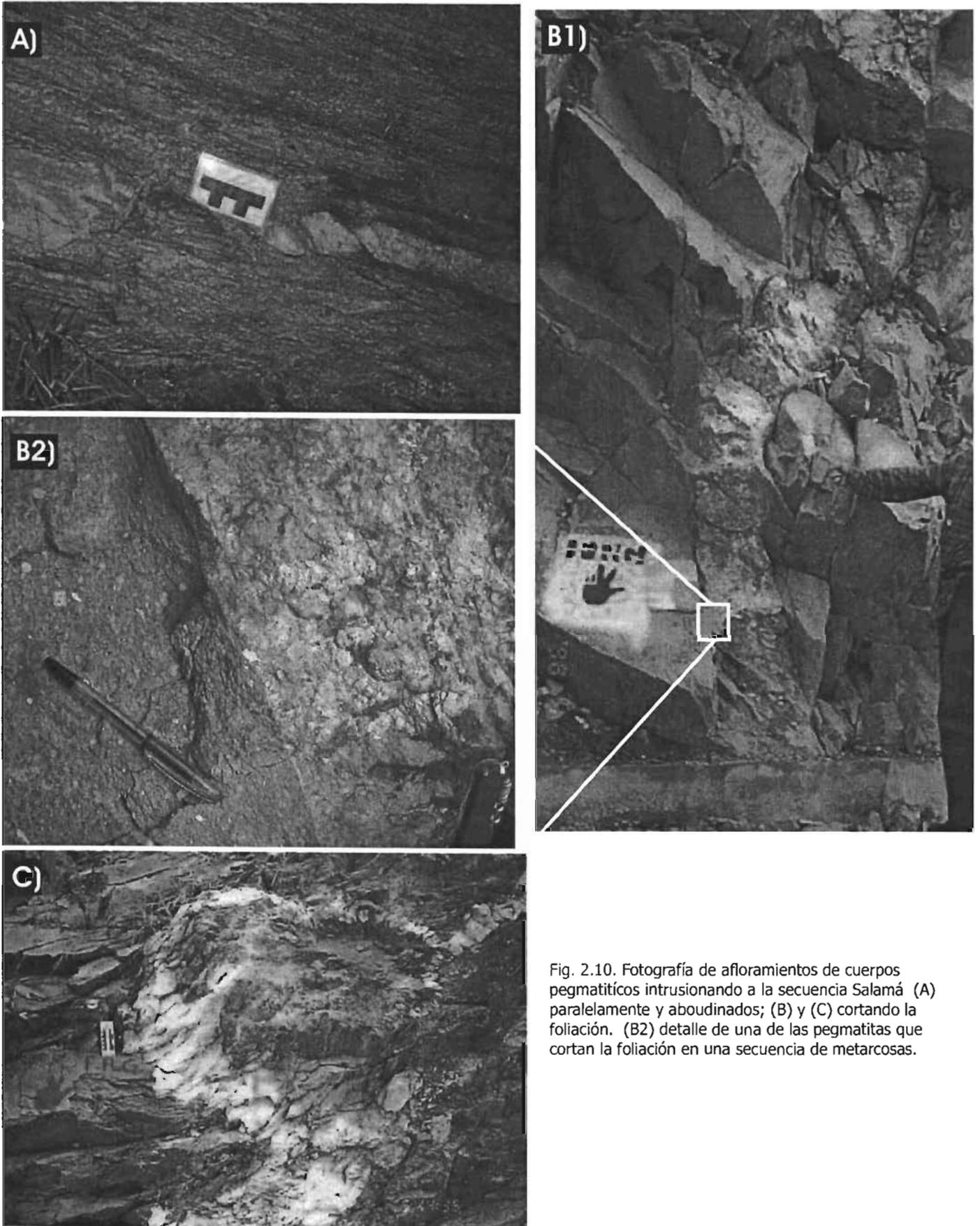


Fig. 2.10. Fotografía de afloramientos de cuerpos pegmatíticos intrusionando a la secuencia Salamá (A) paralelamente y aboudinados; (B) y (C) cortando la foliación. (B2) detalle de una de las pegmatitas que cortan la foliación en una secuencia de metarcosas.

2.4 Cubierta Sedimentaria

Dentro del cuadrángulo Salamá, en la parte noroeste (Fig. 2.1) aflora una franja de rocas metasedimentarias que se extiende desde los poblados de San Francisco y El Progreso hasta las afueras de Salamá. Esta franja esta compuesta principalmente por metaconglomerados y metareniscas conglomeráticas que forman parte de las rocas paleozoicas de la Formación Sacapulas (van den Boom, 1972), la cual representa la formación más vieja del Grupo Santa Rosa (Anderson et al., 1973). El contacto de estas rocas paleozoicas con las rocas de la secuencia Salamá y el granito Rabinal es tectónico (Morán, 1998). Sin embargo, muchos de los clastos encontrados muy cerca de este contacto son de un granito deformado (Fig. 2.11 E y F) de moscovita con ortoclasa como feldespatos potásico, plagioclasa (An_{20-30}) muy similar al granito Rabinal. También hay clastos de metareniscas y filitas. En contacto tectónico con este metaconglomerado hay un paquete de metareniscas conglomeráticas. Ambos paquetes están deformados y presentan una foliación espaciada con dominios clivaje anastomosados (Fig. 2.15-2 E) compuestos de una mica de grano fino verdosa (posiblemente clorita). Estos dominios no superan el 20% del volumen en la sección delgada. Los microlitones son principalmente de cuarzo que tiene evidencias de recristalización dinámica (extinción ondulante) y desarrollo de 'alas' (objetos 'σ') que en secciones orientadas mostraron una dirección de transporte hacia el NNE. También algunos de los clastos de metarenisca desarrollaron 'alas' por deformación con el mismo sentido de transporte.

En el Cerro Mumús, al norte del poblado de Chixolop (Fig. 2.1A), aflora también parte de esta secuencia paleozoica, la cual está emplazada tectónicamente sobre la secuencia Salamá y el Granito Rabinal. La base en esta localidad está formada por un conglomerado con clastos de granito y areniscas, seguida hacia la cima (estratigráficamente) por sedimentos de grano más fino: limolitas y lutitas calcáreas (Fig. 2.11 C), que hacia la cima se interestratifican con calizas que contienen fósiles de tipo crinoideo entre los que se encontraron conodontos de la especie *Siphonella sp* (Ed Landing, comunicación escrita) de edad tournasiana (Misisípico inferior).

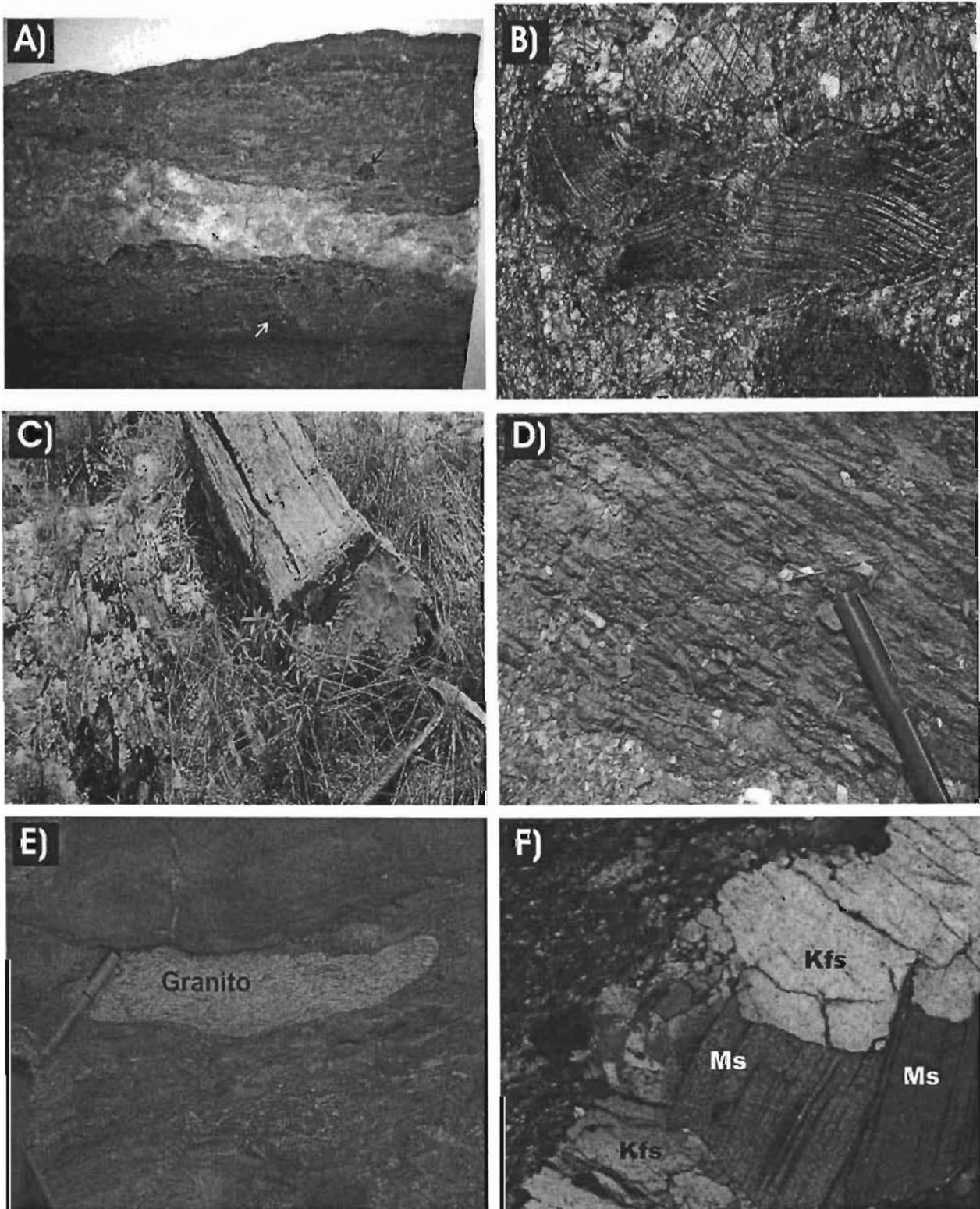


Fig. 2.11. Fotografías y fotomicrografías de rocas paleozoicas de la Formación Sacapulas al norte del cuadrángulo Salamá. (A) Caliza del Cerro Mumús cortada por una veta de calcita, donde se pueden observar fragmentos de los crinoideos [algunos señalados con flechas]. Ancho de la foto 14 cm; (B) Cristales de calcita de esta misma caliza en que se observa el plegamiento de los planos de cruceo. Base de la foto 2.5 mm; (C) Afloramiento de una capa de calizas interestratificada con limolitas y lutitas en el Cerro Mumús; (D) Interestratificación de limolitas calcáreas y lutitas con el desarrollo de clivaje; (E) Clasto de granito deformado dentro del conglomerado de la Formación Sacapulas; (F) Sección delgada de uno de los clastos del meta-conglomerado en contacto con la matriz. Base de la foto 2.5 mm.

2.5 Geología Estructural

En las secciones anteriores se han descrito en forma cualitativa las microestructuras de la secuencia Salamá, el granito Rabinal y algunas del complejo Chuacús. En esta sección se pretende cuantificar algunas de estas estructuras a nivel de afloramiento y a escalas aún mayores, e incluir datos tomados de la primera foliación penetrativa en la mayoría de las rocas del complejo Chuacús, para tratar de caracterizar a la zona de cizalla Baja Verapaz en un contexto más regional.

Debido a que la deformación en las rocas no es homogénea, es común encontrar zonas planas donde esta deformación se concentra y que usualmente contienen componentes rotacionales que reflejan un desplazamiento de bloques de roca respecto de otros. A este tipo de zonas se les conoce como zonas de cizalla (Passchier y Trouw, 1998). En estas zonas se desarrolla una estructura (fabrica) característica y asociaciones minerales que reflejan las condiciones de presión y temperatura a las que se formaron, así como cierto tipo de flujo que permiten en ocasiones conocer el sentido de movimiento y la historia de deformación de dichas zonas (Passchier y Trouw, 1998).

Las zonas de cizalla pueden desarrollarse en condiciones frágiles o dúctiles. La profundidad de la transición entre un régimen y el otro depende de varios factores, entre ellos la tasa total de la deformación, el gradiente geotérmico, el tamaño de grano de las rocas involucradas en la deformación, la orientación de los campos de esfuerzo y las estructuras internas preexistentes en el cuerpo rocoso (Passchier y Trouw, 1998).

Muchas zonas de cizalla mayores pueden estar activas por periodos de tiempo muy grandes que trasportan material continuamente dentro de la corteza imprimiéndole una historia muy compleja con distintos grados metamórficos. En otras, la historia de deformación progresiva puede ser compleja debido a que una vez que se ha formado una zona de cizalla, resulta relativamente sencillo reactivarla (Passchier y Trouw, 1998).

Generalmente se asume que el movimiento en una zona de cizalla es paralelo o subparalelo a la dirección de la lineación de estiramiento o mineral, o a la dirección de las estrías en zonas dúctiles o frágiles respectivamente. Una vez establecida la dirección de movimiento, es necesario determinar el sentido en que este ocurrió (lateral derecho o izquierdo, normal o inverso). Para poder determinar el sentido de la cizalla es necesario utilizar indicadores en afloramientos como el desplazamiento de diques o estratos, al igual que la flexión de las capas o de la foliación. Además de estos marcadores, la geometría de las estructuras en estas zonas puede utilizarse para determinar el sentido del movimiento, lo que significa que es posible en secciones delgadas orientadas determinar dicho sentido (Passchier y Trouw, 1998).

La zona de cizalla Baja Verapaz, como se menciona con anterioridad, pone en contacto a las rocas de bajo grado de la secuencia Salamá y el granito Rabinal con las rocas de alto grado del complejo Chuacús. En la figura 2.12 se un aspecto de este contacto en una localidad al SW del poblado de Rabinal (dentro del cuadrángulo escala 1:50,000 Cubulco, IGN). El contacto es tectónico y está representado por una zona de falla con un ancho de aproximadamente 300 m, donde la roca está muy molida y no se desarrollaron buenos indicadores del movimiento de esta falla. Sin embargo es posible que sea la reactivación de una antigua falla inversa de alto ángulo que originalmente puso en contacto al complejo Chuacús con la secuencia Salamá y el granito Rabinal. El plano de falla que se observa en la figura 2.12 tiene un rumbo general E-SE y un buzamiento hacia el S-SW de aproximadamente 75°.



Fig. 2.12. Falla ubicada al SW del poblado de Rabinal (cuadrángulo Cubulco) que pone en contacto las rocas de alto grado del complejo Chuacús (al sur) con las rocas de bajo grado (al norte). El plano de falla tiene una orientación aproximada E-SE con buzamiento al S-SW. La foto esta tomada mirando al NNW.

Para caracterizar geoméricamente la zona de cizalla de Baja Verapaz, se analizaron los datos de la foliación penetrativa y lineación por estiramiento mineral en las rocas de bajo grado de la secuencia Salamá y el granito Rabinal, así como en parte de las rocas paleozoicas de la Formación Sacapulas al igual que en las rocas de alto grado del complejo Chuacús, especialmente aquellas cercanas al contacto con la secuencia Salamá. Debido al tamaño del área de estudio (~ 500 Km²), se le ha dividido en cinco diferentes sub-áreas (I, II, III, IV, V en la figura 2.1) para comparar los datos de la foliación en cada una.

Al norte del contacto entre la Secuencia Salamá y el complejo Chuacús (Fig. 2.1, áreas I y II) esta zona de cizalla está caracterizada por una foliación que dependiendo del tipo de roca puede ser, según su morfología, espaciada (en la mayoría de las rocas cuarzo – feldespáticas) o continúa (en rocas pelíticas) (Borradaile et al., 1982; Passchier y Trouw, 1998). La figura 2.13 A muestra

como esta foliación es penetrativa en ambas litologías a escala de afloramiento. En escala regional, la foliación S1 (independiente de la morfología) en rocas graníticas y rocas metasedimentarias de la secuencia Salamá en el área I tiene una orientación media principal de 60° al 188° (WNW) de 100 datos analizados. La lineación por estiramiento de cuarzo buza en general al SW con un ángulo promedio de 40° (Fig. 2.13 B). En el área II (Fig. 2.1), la foliación medida tanto en rocas de la secuencia Salamá y el granito Rabinal como en las rocas metasedimentarias de la Formación Sacapulas tiene una orientación media (45 datos) principal de 53° al 199° (WNW) con una lineación de estiramiento de cuarzo promedio (20 datos) de 41° al 225° (SW). En ambas áreas, la foliación y la lineación tienen la misma geometría. Los indicadores cinemáticos en afloramiento analizados en los planos paralelos a la lineación de estiramiento y perpendiculares a la foliación indicaron en la gran mayoría de los casos un sentido de transporte por cabalgamiento hacia el NNE, como se indica con las flechas punteadas sobre los planos medios de orientación principal de la figura 2.13 B (áreas I y II).

Localmente esta foliación es cortada por un plegamiento de tipo 'kink' con vergencia al NE (Fig. 2.14) y que afecta tanto a las secuencias metasedimentarias y metavolcánicas, y en menor escala al granito Rabinal. Este plegamiento 'kink' caracterizado por un flanco corto y un flanco largo (Fig. 2.14 A) tiene un plano axial medio (49 datos) principal orientado 35° hacia el 035° (NE). La dirección de transporte de estos pliegues es contraria a la dirección anteriormente analizada.

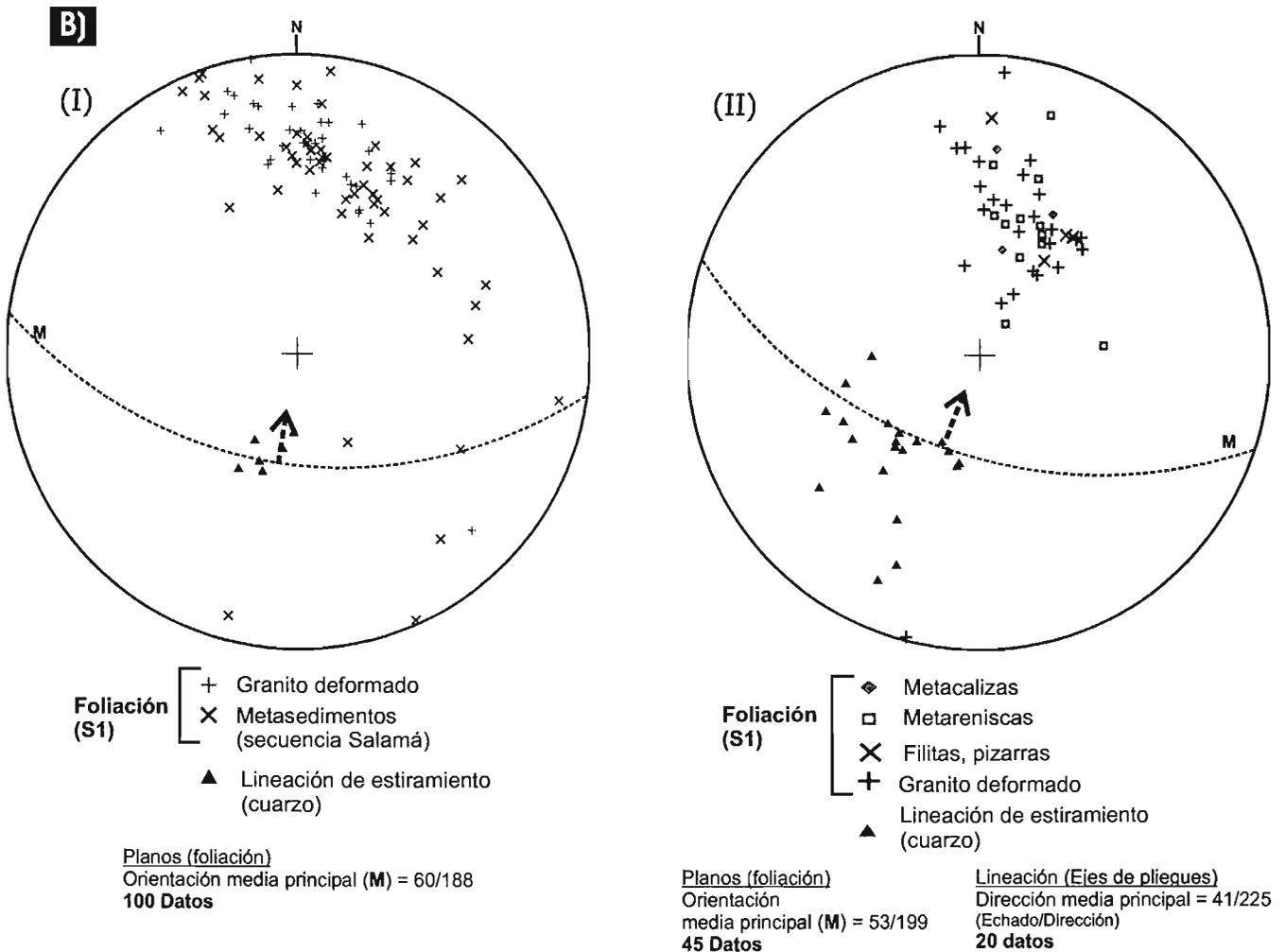
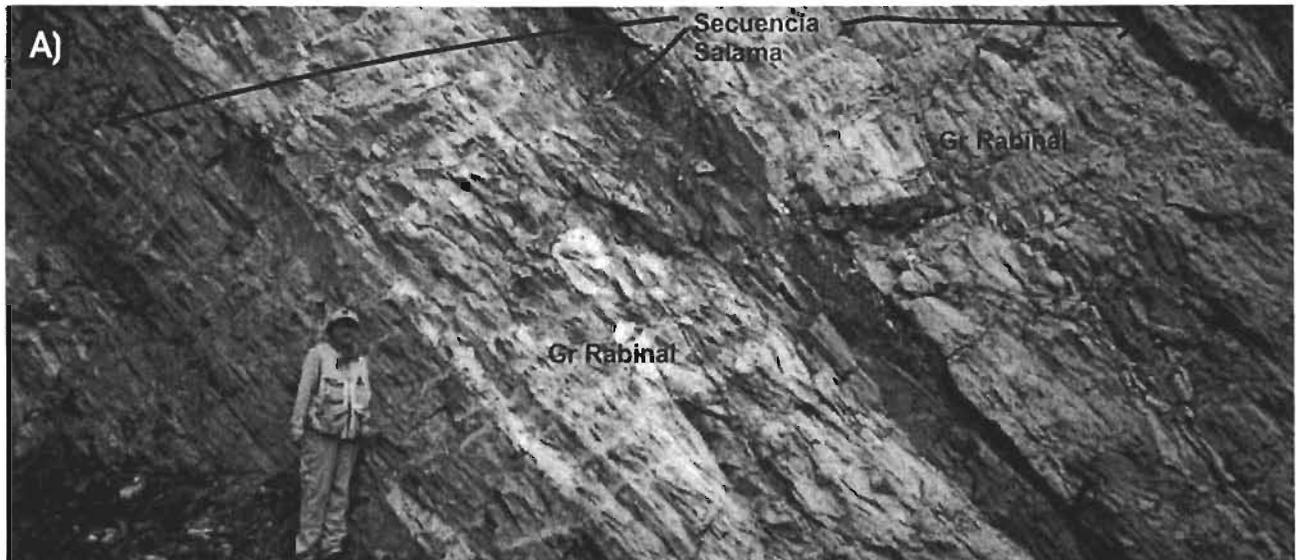


Fig. 2.13. (A) Fotografía de afloramiento donde se observa el carácter de la foliación de las rocas de la secuencia Salamá y el granito Rabinál (B) Diagramas estereográficos de polos de la foliación en rocas de la secuencia Salamá, del granito Rabinál y de la Formación Sacapulas al norte del contacto entre la secuencia Salamá y el complejo Chuacús dentro del cuadrángulo Salamá. Las trazas ciclográficas corresponden a un plano medio de los datos en el cual se indica en sentido de la cizalla por medio de la flecha.

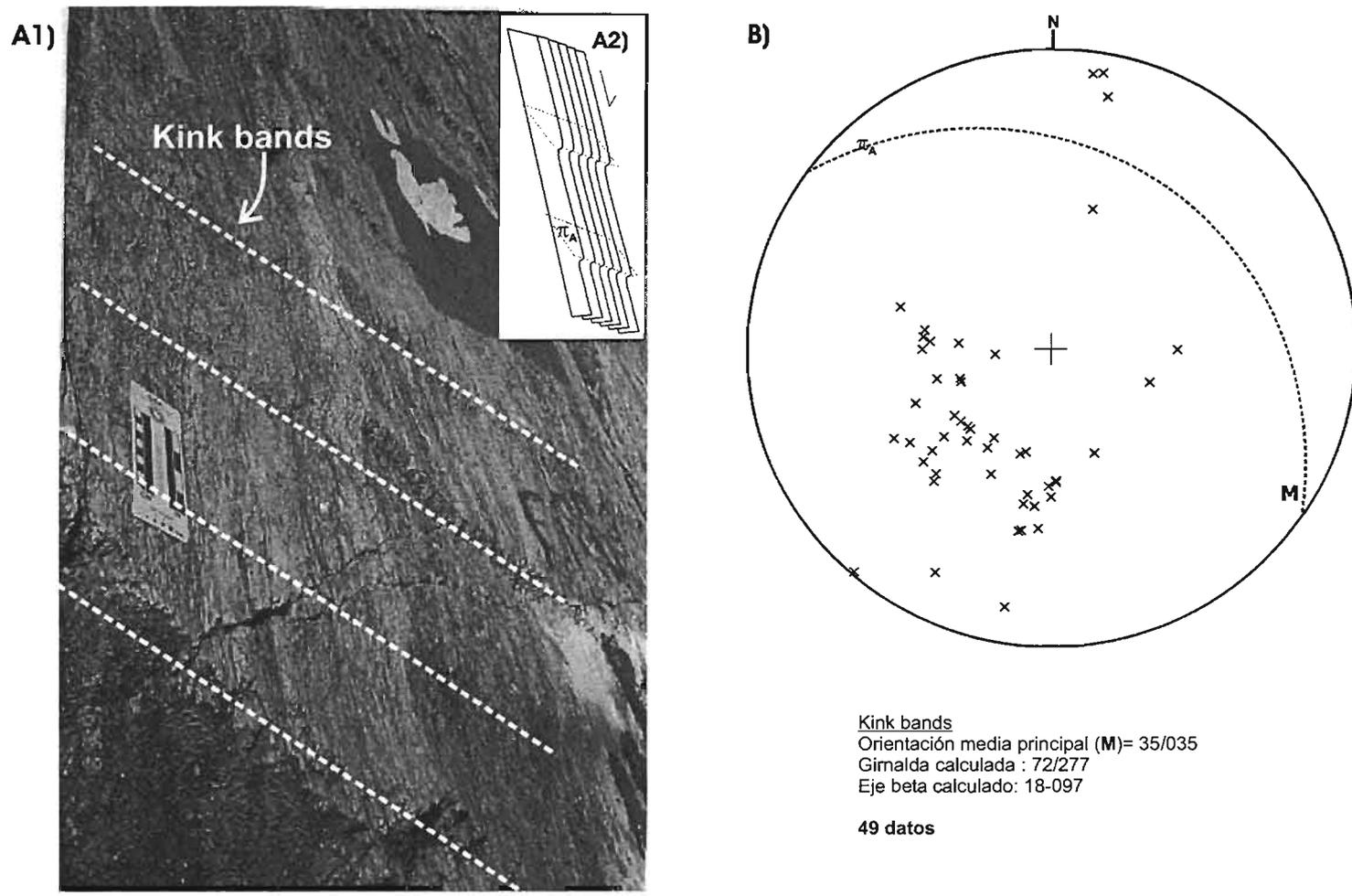


Fig. 2.14. (A) Fotografía de afloramiento de la secuencia Salamá en la que se observa como las bandas kink cortan las partes meta-sedimentarias y graníticas (Cortesía M. en C. Elisa Fitz) y caricatura del tipo de estos pliegues. π_A representa el plano axial de estos pliegues; (B) Estereograma de polos de estas bandas con la traza ciclográfica media.

En la zona de cizalla Baja Verapaz se desarrollaron diferentes tipos de indicadores cinemáticos con un sentido de movimiento hacia el NE. Estos indicadores de movimiento fueron observados tanto en escala de afloramiento (Fig. 2.15-1), como en sección delgada (Fig. 2.15-2). A escala de afloramiento se han observado entre otros: pliegues de arrastre en las filitas cortados por la reactivación de la foliación (Fig. 2.15-1 A); imbricación de bloques separados por estructuras frágiles dentro del granito (Fig. 2.15-1 B); clastos dentro del conglomerado con desarrollo de 'alas' de deformación (objetos ' σ ') (Fig. 2.15-1 C) así como el desarrollo de bandas de clivaje C (clivaje S/C) (Fig. 2.15-1 D). En todos los indicadores del sentido de cizalla en afloramiento se observó la misma dirección de transporte.

En sección delgada los indicadores de cizalla que se han desarrollado son principalmente porfidoclastos envueltos (*mantled porphyroclasts*) que son porfidoclastos flanqueados con agregados cristalinos (de la misma composición del porfidoclasto) que forman una unidad estructural. Estos objetos se han interpretado en la literatura como consecuencia de la deformación cristal-plástico y almacenamiento de dislocaciones complejas en el borde de los porfidoclastos en respuesta al flujo en la matriz (Passchier y Trouw, 1998). Los porfidoclastos que han desarrollado 'alas' producto de la deformación dentro de rocas metasedimentarias de la secuencia Salamá, la Formación Sacapulas y el complejo Chuacús, así como en el granito Rabinal, son el cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (Fig. 2.15-2 B, C y D), así como en algunos clastos de metareniscas dentro del conglomerado de la Formación Sacapulas (objetos ' σ ') (Fig. 2.15-2 E). Si los agregados cristalinos alrededor de estos porfidoclastos son de composición diferente se conocen como sombras de presión.

Las sombras de presión generalmente se forman cuando la deformación ocurre en condiciones de baja temperatura y alta presión de fluidos que permite un incremento de presión-solución en los bordes de mayor acortamiento de objetos rígidos, mientras en los bordes donde hay extensión ocurre un microfracturamiento que permite el crecimiento de material cristalino fibroso conocido como franjas de presión (Passchier y Trouw, 1998). Estas franjas de presión pueden tener diferentes geometrías dependiendo de la forma del objeto alrededor del cual crecen (Durney y Ramsay, 1973), el régimen de flujo en la matriz que rodea al objeto y de si el crecimiento de las

fibras en estas franjas está controlado por el desplazamiento o por las caras de los objetos alrededor de los cuales crecen (Ramsay y Huber, 1983; Passchier y Trouw, 1998).

En las rocas de la secuencia Salamá, las franjas de presión que se ha desarrollado alrededor de cristales de pirita tienen una geometría compleja y están deformadas, aunque parecen estar más controlados por las caras que por el desplazamiento ya que se observa que algunas fibras en estas franjas reducen su espesor al acercarse al cristal de pirita (Fig. 2.15-2 A) (Passchier y Trouw, 1998). Las fibras están compuestas principalmente de cuarzo, calcita y clorita en muchas estas franjas. En algunas otras no fue posible determinar la composición. Estas franjas de presión alrededor de pirita se han desarrollado en zonas muy milonitizadas del granito, en filitas de la secuencia Salamá, así como en algunas rocas metasedimentarias del complejo Chuacús.

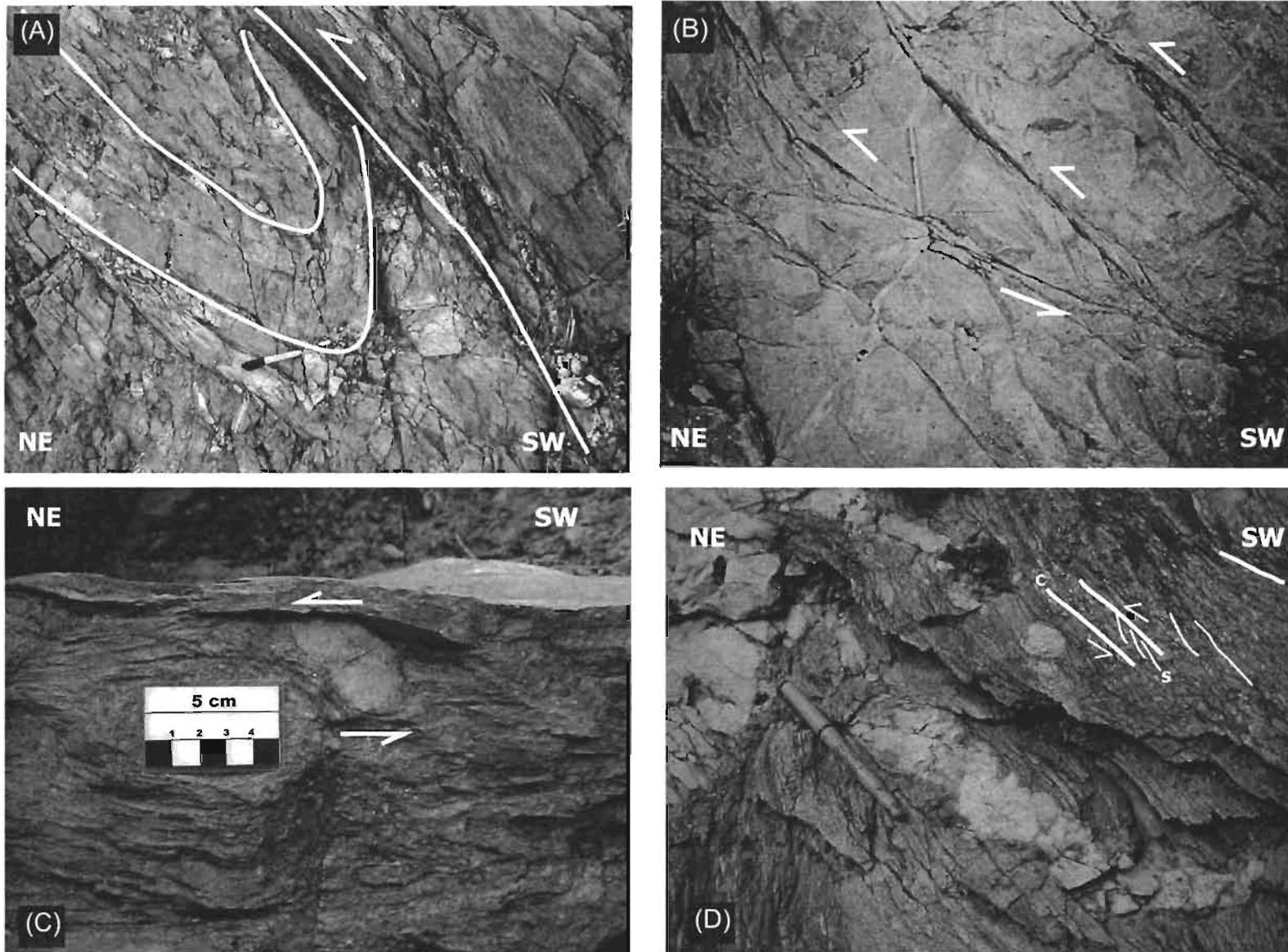


Fig. 2.15-1. Algunos de los indicadores cinemáticos en afloramientos al norte del contacto entre la secuencia Salamá y el complejo Chuacús. (A) Pliegue de arrastre en la foliación de las secuencias pelíticas cortado por la reactivación de la foliación; (B) Imbricación de bloques del granito Rabinal limitado por estructuras frágiles con inclinación al NE; (C) Clasto dentro del conglomerado Sacapulas que ha desarrollado alas [objeto σ] de deformación que indican un sentido de movimiento hacia el NE; (D) Clastos dentro del conglomerado Sacapulas y desarrollo de foliación S-C con cinemática al NE.

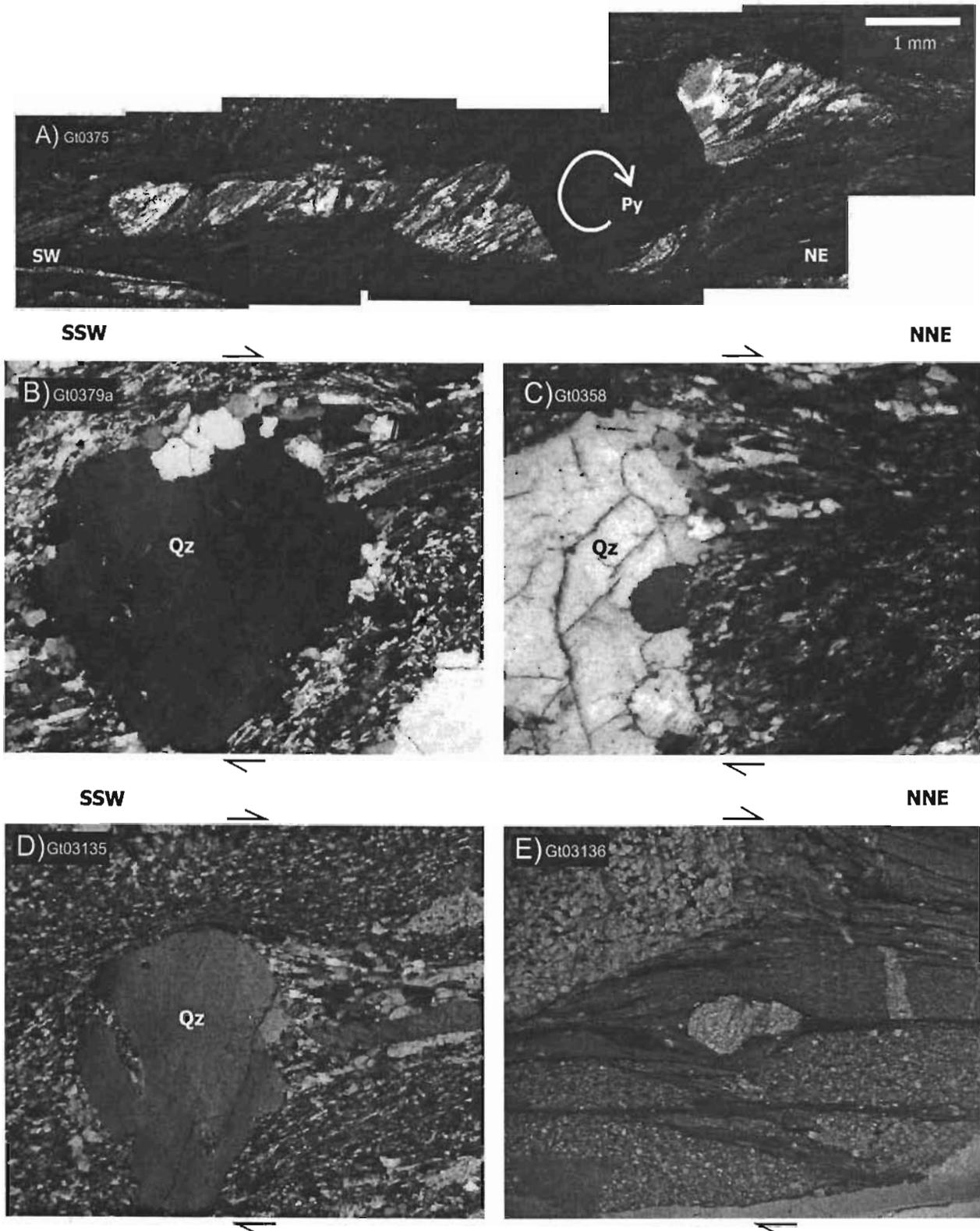


Fig. 2.15-2. Algunos de los indicadores cinemáticos en sección delgada de la muestras al norte del contacto entre la secuencia Salamá y el complejo Chuacús, todos con vergencia al NE. (A) Franjas de presión controladas por las caras de un cristal de pirita (Py) deformadas; (B) Cristal de cuarzo (Qz) con desarrollo de alas de deformación (objeto σ) en una metaarenisca ; (C) Cristal de cuarzo con desarrollo de alas en el granito Rabalinal; (D) Cristal de cuarzo con alas de deformación en la meta-arenisca conglomerática de la Formación Sacapulas; (E) Objeto σ en un clasto de arenisca dentro del conglomerado Sacapulas. (Base de fotografías B, C y D = 2.5 mm; E= 2 cm)

Son varias las estructuras que caracterizan a las rocas del complejo Chuacús, aunque no se han estudiado en detalle en este trabajo. Algunas de las estructuras que pueden observarse en afloramiento son, por ejemplo, una primera foliación (S1) plegada (S2) y de la cual se preservan algunas zonas de charnela que fueron arrancadas con el desarrollo de la foliación penetrativa (S3) en escala de afloramiento (Fig. 2.16 A). La foliación (S3) está afectada por un plegamiento vertical abierto (S4) (Fig. 2.16 B). Posteriormente todo está afectado por estructuras más frágiles como fallas laterales, que no se han caracterizado en este trabajo, excepto la que pone en contacto a estas rocas con la secuencia Salamá. En otras localidades como el Chol al sur del cuadrángulo Salamá las estructuras que se observan son plegamiento de antiguos pliegues (Fig. 2.16 C) en secuencias paragneísicas (Ortega et al., 2004). Se requieren estudios estructurales en más detalle para poder relacionar las diferentes estructuras dentro del complejo Chuacús y con ello conocer el número de eventos de deformación que afectaron a las rocas de este complejo.

Los datos de la foliación penetrativa en escala de afloramiento de las rocas del complejo Chuacús (Fig. 2.17), especialmente aquellas cercanas al contacto con la secuencia Salamá, se analizaron para conocer cuál es la relación geométrica que guarda con la foliación (S₁) de las rocas de la secuencia Salamá y el granito Rabinal. (Fig. 2.1, áreas III, IV y V). Los ejes de los pliegues en los paquetes paragneísicos del complejo Chuacús (S4) son paralelos a la lineación de estiramiento del cuarzo observada en las rocas de la secuencia Salamá y del granito Rabinal, por tanto, el plegamiento de la foliación en las rocas del complejo Chuacús podría estar relacionado con la foliación (S1) desarrollada en las rocas de la secuencia Salamá y el granito Rabinal. Sin embargo, demostrar esto requiere trabajo en mayor detalle.

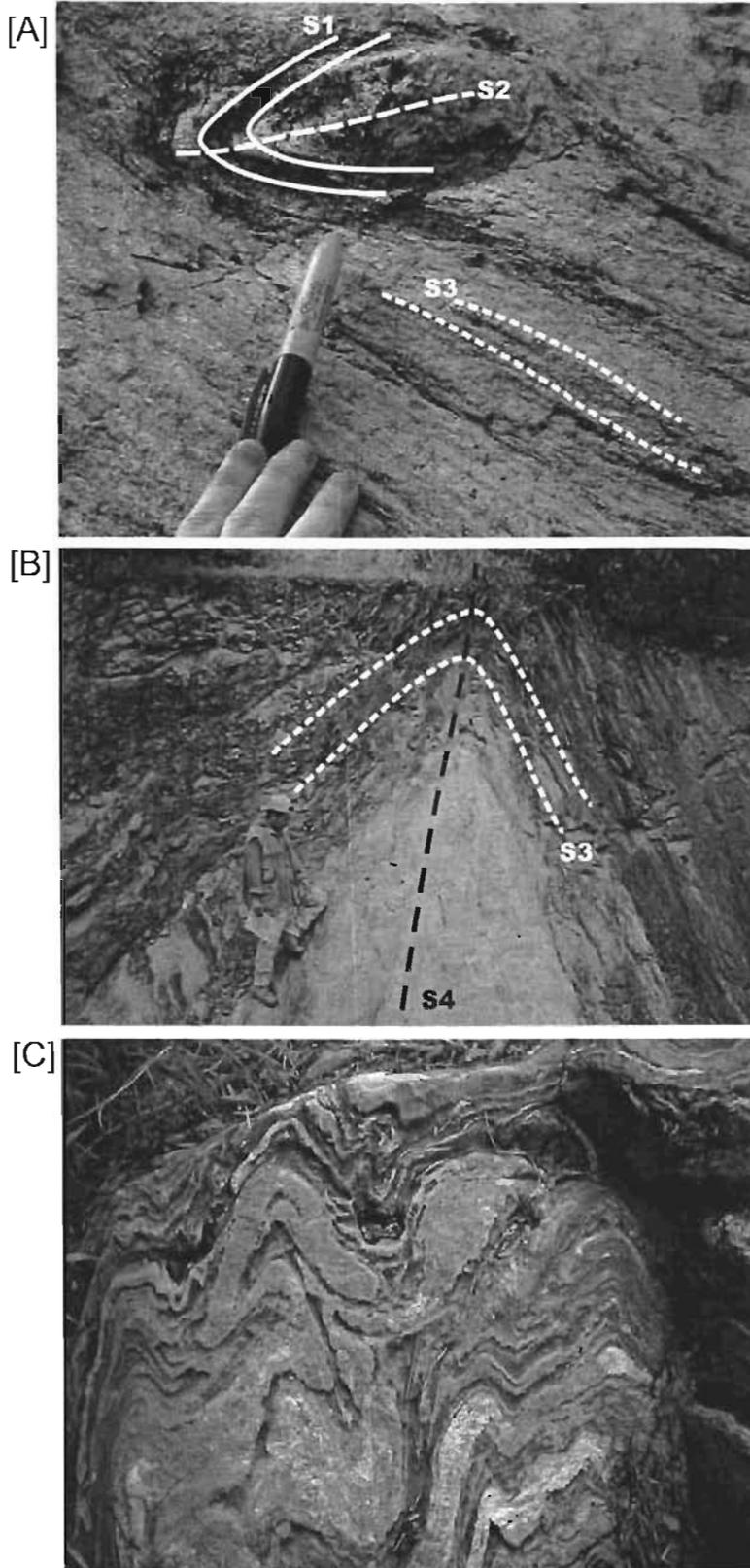
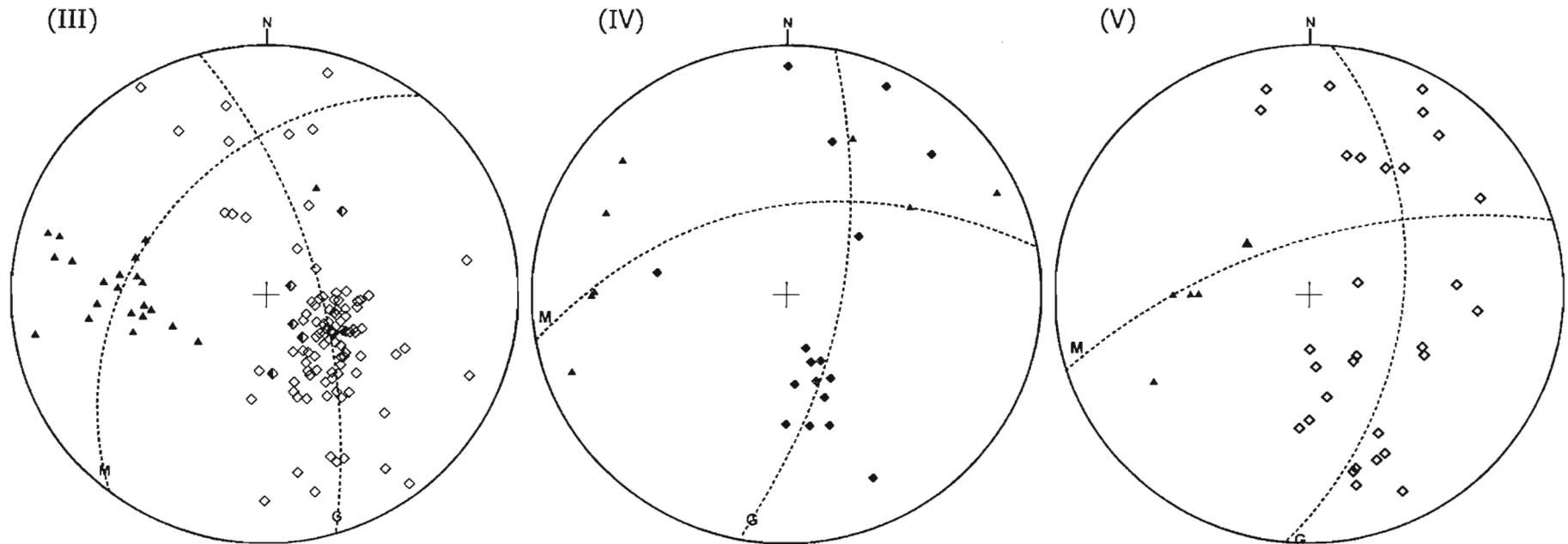


Fig. 2.16. Evidencias de la deformación en algunas de las unidades del complejo Chuacús. A) Fragmentos de pliegues (charnelas) arrastrados por la foliación milonítica en secuencias paragneisicas; B) Pliegues verticales abiertos de la foliación milonítica en secuencias paragneisicas; C) Pliegues plegados en el Chol dentro de gneises cuarzo feldespáticos.



- ▲ Lineación (eje de pliegues)
- ◇ Foliación (paragneises)
- ◆ Foliación (ortogneises)

Planos (foliación)

Orientación media principal (M) = 37/307
 (Echado/Dirección de echado)
 Gimalda calculada (G) : 66/074
 (Echado/Dirección de echado)
 Eje beta calculado: 24-254
101 Datos

Lineación (Ejes de pliegues)

Dirección media principal = 30/271
 (Echado/Dirección)
22 datos

- ▲ Lineación (eje de pliegues)
- ◆ Foliación (paragneises)

Planos (foliación)

Orientación media principal (M) = 51/350
 Gimalda calculada (G) : 66/101
 Eje beta calculado: 40-278
17 datos

- ▲ Lineación (eje de pliegues)
- ◇ Foliación (paragneises)

Planos (foliación)

Orientación media principal (M) = 70/350
 Gimalda calculada (G) : 50/098
 Eje beta calculado: 40-278
30 datos

Fig. 2.17. Diagramas estereográficos de polos de la primera foliación en distintas unidades del complejo Chuacús. En los diagramas se incluyen las trazas ciclográficas de un plano medio de foliación (M) y el plano al que se ajustan todos los polos de foliación (G). Ver explicación en el texto.

III. GEOQUÍMICA y GEOCRONOLOGÍA K–Ar

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos de los análisis de las muestras colectadas para comprender un poco la naturaleza química de las rocas que se vieron afectadas por la zona de cizalla Baja Verapaz. No se pretende entender fenómenos como por ejemplo el efecto de la deformación en la composición química de estas rocas, ya que requerirían de un mayor número de análisis, dado que algunos de los elementos pueden ser muy móviles y migrar aprovechando la presencia de fluidos que se generan producto de la deformación y/o el metamorfismo, especialmente los elementos mayores. Por otro lado, hay ciertos elementos, especialmente elementos traza como las tierras raras que son muy insolubles, y por tanto, relativamente inmóviles durante el metamorfismo de bajo grado, el intemperismo o la alteración hidrotermal y que por tanto representan más fielmente los valores originales de la roca (Rollinson, 1993).

3.1 Metodología (Geoquímica)

Se analizaron por espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS de sus siglas en inglés), un total de 17 muestras colectadas dentro del área de estudio para elementos mayores y trazas. Del total de estas muestras cinco corresponden al granito Rabinal (Gr0357, Gt0369, Gt0375, Gt03115 y Gr02); dos a filitas de la secuencia Salamá de grano fino-medio (Gt0360, Gt0360b); una a arenisca conglomerática de la Formación Sacapulas (Gt0368); una a una pegmatita que corta a la foliación dentro de la secuencia Salamá (PEG); una a un dique que corta secuencias para-gnéisicas del complejo Chuacús (Gt03113, Fig. 2.6); y otra al granito Matanzas (MAT). Del complejo Chuacús se analizaron tres muestras de diques anfibolíticos y tres muestras de para-gneises.

Los datos obtenidos mediante la técnica mencionada se manipularon con el programa IGPET para Windows con el fin de obtener las distintas gráficas de dos y tres variables de elementos mayores y traza que se presentan en este capítulo, los diagramas normalizados de elementos traza compatibles y los diagramas normalizados de elementos de tierras raras. Igualmente con este programa se calculó el contenido de minerales normativos de las diferentes muestras. Este programa permite calcular la norma catiónica CIPW, recalculada al 100% y con las relaciones de FeO y Fe₂O₃ de Irving y Baragar (1971).

3.1.1 Resultados

Los resultados de los análisis de las diferentes muestras colectadas están agrupados por unidades y tipo de roca, y se muestran en la Tabla 3.1. En la tabla también se muestran algunas relaciones entre elementos mayores útiles en para la clasificación y discriminación de las muestras en diagramas tectónicos. La ubicación de cada una de estas muestras se puede observar en la figura 2.1 excepto la de las muestras Gr02 y MAT, tomadas en los cuadrángulos Cubulco y San Jerónimo respectivamente.

Tabla 3.1 Resultado de los análisis químicos en las distintas muestras colectadas en la zona de estudio

UTM* Lat(N) 15F Long(W)	Salamá									Fm. Sacapulas	Complejo Chuacús						Granito Matanzas	
	Granito Rabinal					Pegmatita PEG	Metased (gr fino)		Metarenisca Gt0368	Diques anfibolíticos			Paragneises (cuarzo feldespáticos)			MAT	Gt03113	
	Gt0357C	Gt0369	Gt0376	Gt03116	Gr02		Gt0380	Gt0380b		Gt0394	Gt03117	EC01	Gt03103A	Gt03120	Gt03122			
SiO ₂ (% peso)	75.11	74.40	76.00	72.51	74.32	75.10	52.25	50.09	83.08	48.13	47.56	48.44	73.14	63.96	68.52	73.39	75.84	
Al ₂ O ₃	13.68	13.44	13.62	14.59	14.32	13.99	22.65	24.06	7.84	13.91	14.29	13.55	13.49	16.16	16.64	13.96	13.17	
Fe ₂ O ₃	1.13	1.66	0.50	1.77	2.01	0.43	9.30	8.72	1.47	14.12	12.68	13.24	1.67	4.76	1.99	1.75	1.00	
MnO	0.033	0.078	0.014	0.050	0.027	0.008	0.122	0.137	0.017	0.18	0.13	0.25	0.02	0.10	0.03	0.05	0.01	
MgO	0.30	0.53	0.15	0.35	0.56	0.05	2.32	3.00	0.55	7.09	8.15	7.03	0.29	2.09	0.60	0.47	0.03	
CaO	0.19	1.42	0.12	1.63	0.25	0.18	0.34	0.40	0.22	10.49	10.90	10.35	0.85	4.01	0.96	0.50	0.25	
Na ₂ O	3.36	4.88	2.76	4.14	2.51	3.77	0.77	0.55	1.70	2.57	2.50	3.29	3.45	4.11	6.21	3.04	3.88	
K ₂ O	4.20	1.49	5.86	3.33	4.29	6.14	5.48	6.23	2.36	0.29	0.23	0.15	4.71	2.20	2.70	5.57	5.51	
TiO ₂	0.12	0.25	0.05	0.18	0.19	0.02	1.02	1.14	0.189	1.47	1.32	1.93	0.22	0.57	0.30	0.15	0.03	
P ₂ O ₅	0.10	0.06	0.07	0.06	0.03	0.15	0.18	0.24	0.06	0.10	0.11	0.17	0.07	0.26	0.09	0.10	0.02	
LOI**	1.33	1.18	1.05	0.97	1.66	0.31	4.36	4.77	1.19	1.27	2.23	0.65	1.58	1.99	1.16	0.97	0.35	
TOTAL	99.6	99.4	100.2	99.6	100.2	100.2	98.8	99.3	98.68	99.60	100.11	99.07	99.46	100.22	99.20	99.96	100.08	
ACNK***	1.31	1.10	1.23	1.09	1.55	1.06	2.90	2.87	1.36	0.59	0.59	0.56	1.10	0.98	1.12	1.17	1.03	
Sr (ppm)	159	290	70	504	159	127	128	104	77	380	225	105	140	1,150	839	103	59	
Y	26.0	23.9	8.3	10.9	14.3	2.7	76.5	59.5	7.5	23.5	22.2	50.9	54.1	14.4	12.6	16.3	11.7	
Sc	4	4	3	3	4	3	26	27	2	42	42	47	<1	10	3	4	1	
Be	3	2	2	2	3	2	5	5	2	<1	<1	1	2	2	2	5	2	
V	7	16	<5	13	17	<5	114	113	21	337	325	423	<5	101	16	16	5	
Cr	<20	<20	<20	45	42	38	79	113	<20	173	251	209	<20	<20	54	67	50	
Co	1	2	<1	1	2	<1	20	27	2	47	48	44	2	11	2	2	<1	
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	42	53	<20	102	113	103	<20	<20	43	<20	<20	
Cu	<10	<10	<10	<10	12	<10	<10	<10	<10	73	183	38	<10	53	<10	13	<10	
Zn	43	<30	<30	<30	42	<30	173	169	34	118	118	95	<30	90	52	42	<30	
Ga	13.1	12.5	13.8	17.7	17.2	16.5	33.4	36.0	7.0	18.3	17.6	19.3	22.4	19.9	20.6	21.1	18.8	
Ge	1.9	0.9	2.0	1.0	1.1	2.8	2.6	1.9	1.1	2.1	2.2	1.5	1.5	1.7	0.9	1.4	1.0	
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	11	
Rb	137	38	196	93	193	157	212	234	62	2	5	2	169	68	76	322	123	
Zr	95	118	15	148	116	29	157	163	79	80	75	141	233	151	222	116	85	
Nb	21.4	13.2	11.4	9.5	12.9	13.0	26.9	24.6	9.8	7.3	5.6	3.2	6.1	9.3	9.7	13.9	6.4	
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	
Sn	1.5	1.7	1.3	1.6	2.6	1.1	4.8	8.2	1.2	<1	<1	2.0	<1	1.3	1.9	7.5	2.8	
Sb	<0.2	<0.2	<0.2	0.21	<0.2	0.2	0	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	
Cs	1.5	0.4	1.2	0.38	2.8	1.5	2.4	2.6	1.0	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.7	0.3	5.8	<0.1	
Ba	1,000	604	227	1,210	994	484	795	910	619	10	38	57	554	915	1,170	632	457	

Tabla 3.1 Resultado de los análisis químicos en las distintas muestras colectadas en la zona de estudio

	Salamá									Fm. Sacapulas	Complejo Chuacús						Granito Matanzas	
	Granito Rabinal					Pegmatita PEG	Metased (gr fino)		Diques anfibolíticos			Paragneises (cuarzo feldespáticos)			MAT	Gt03113		
	Gt0357C	Gt0369	Gt0375	Gt03115	Gr02		Gt0360	Gt0360b	Gt0394		Gt03117	EC01	Gt03103A	Gt03120			Gt03122	
La	28.2	46.8	5.31	27.8	32.8	1.53	125.2	93.9	12.8	5.80	5.64	8.71	91.4	46.5	36.3	27.4	8.69	
Ce	52.6	65.3	9.00	49.9	57.6	2.44	233.6	188.6	22.1	15.1	14.2	17.6	144	83.0	67.4	54.9	14.8	
Pr	5.79	7.74	1.06	5.30	6.49	0.30	28.96	22.76	2.88	2.27	2.12	3.38	14.8	9.39	7.34	5.98	2.15	
Nd	20.2	25.6	3.72	18.8	23.1	1.37	107.7	88.2	10.5	11.4	10.7	18.4	53.5	33.7	28.7	22.1	8.18	
Sm	4.04	4.37	1.02	3.30	3.88	0.34	20.62	17.29	1.98	3.67	3.38	5.62	10.0	5.72	4.22	4.62	1.70	
Eu	0.80	0.96	0.29	0.86	0.78	0.06	3.34	2.74	0.47	1.36	1.28	1.83	2.07	1.52	1.38	0.57	0.28	
Gd	3.68	3.84	1.07	2.61	3.19	0.32	17.17	14.97	1.60	4.32	3.99	7.43	9.05	4.15	3.05	3.85	1.61	
Tb	0.75	0.65	0.24	0.39	0.47	0.07	2.77	2.40	0.25	0.82	0.78	1.40	1.44	0.59	0.44	0.61	0.29	
Dy	4.47	3.67	1.49	1.99	2.52	0.48	14.92	12.36	1.42	4.68	4.34	8.99	7.63	2.83	2.20	3.02	1.72	
Ho	0.94	0.74	0.28	0.39	0.49	0.10	2.90	2.39	0.29	0.92	0.87	1.93	1.47	0.51	0.43	0.55	0.37	
Er	3.09	2.40	0.88	1.19	1.59	0.34	9.07	7.38	0.91	2.76	2.58	5.94	4.26	1.58	1.39	1.62	1.22	
Tm	0.49	0.38	0.15	0.18	0.28	0.08	1.35	1.10	0.14	0.39	0.37	0.88	0.55	0.22	0.21	0.25	0.20	
Yb	3.01	2.40	1.09	1.27	1.73	0.64	8.02	6.78	0.89	2.38	2.27	5.53	2.97	1.36	1.43	1.59	1.34	
Lu	0.44	0.39	0.16	0.20	0.27	0.10	1.21	0.99	0.14	0.36	0.33	0.81	0.41	0.21	0.21	0.23	0.22	
Hf	2.7	3.3	0.6	4.0	3.3	1.3	4.6	4.9	2.2	2.4	2.5	4.1	7.5	3.9	5.3	3.5	3.4	
Ta	1.41	0.65	0.88	0.58	0.95	1.69	1.25	1.32	0.34	0.25	0.21	0.12	0.09	0.57	0.73	1.65	0.63	
W	3.8	<0.5	<0.5	0.5	1.6	0.6	<0.5	1.1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.0	0.8	
Tl	1.38	0.24	1.48	1.01	1.81	1.48	2.12	2.57	0.62	<0.05	0.10	0.07	1.26	0.64	0.84	3.31	1.04	
Pb	11	<5	8	15	16	18	8	9	13	<5	<5	<5	13	29	12	26	7	
Bi	0.2	<0.1	<0.1	20.4	5.1	0.3	<0.1	2.7	0.7	<0.1	<0.1	0.5	<0.1	0.3	3.5	0.3	3.0	
Th	9.65	7.91	1.64	6.72	14.3	1.98	29.0	32.0	3.87	0.43	0.42	0.26	2.81	7.03	4.48	24.5	4.91	
U	1.83	1.58	0.66	0.96	1.97	2.56	3.52	3.63	0.98	0.12	0.12	0.10	1.93	3.32	2.44	9.32	2.64	

SiO ₂ / Al ₂ O ₃	2.31	2.08	10.60	5.42	3.96	4.12
Na ₂ O + K ₂ O	6.25	6.78	4.08	8.16	8.31	8.91
Log (Fe ₂ O ₃ /K ₂ O)	0.230	0.146	-0.206	-0.450	0.335	-0.133
Log (SiO ₂ /Al ₂ O ₃)	0.363	0.318	1.025	0.734	0.597	0.615
Fx***	-0.424	0.881	5.785	8.151	-0.160	3.167
Fy***	-0.138	1.452	-0.226	-1.168	-0.955	-3.275

*UTM : Datum WGS 84

**LOI- Perdida por calcinación

***ACNK = (moles Al₂O₃) / (moles CaO+moles Na₂O+moles K₂O)

*** Funciones discriminantes de ambientes tectónicos según Roser y Korsch (1988). Ver Sección 3.2.3.2

3.1.1.1 Elementos mayores

3.1.1.1.1 Rocas graníticas

Las muestras del granito Rabinal son comparativamente similares en cuanto al contenido de elementos mayores: el SiO_2 varía entre 72.51 y 76.0 % peso; tiene un contenido de aluminio relativamente alto, entre 13.44 y 14.59 % peso, característico de granitos peraluminosos; el contenido de CaO es relativamente bajo (0.12 a 1.63% peso) comparado con los elementos alcalinos como el Na_2O (2.51 a 4.88 %) y el K_2O (1.49 a 5.86 % peso) como se esperaría en una roca granítica; el Fe_2O_3 y el MgO tienen valores muy bajos (entre 0.5 y 2.01 % peso y 0.15 y 0.56 % peso respectivamente) lo que habla de lo evolucionado de este granito.

El granito Matanzas (MAT y Gt03113?) presentan composiciones muy similares a los del granito Rabinal; con valores de SiO_2 de 74.84 y 73.39 % peso respectivamente; también con un alto contenido de Al_2O_3 (13.17 y 13.96% peso respectivamente), a pesar de no haberse encontrado moscovita en la muestra Gt03113; con valores similares de CaO y Na_2O aunque mucho más enriquecidos en K_2O (5.51 y 5.57 % peso) que el promedio de las muestras del granito Rabinal, donde el feldespato potásico más abundante es la ortoclasa a diferencia de estas muestras donde predomina la microclina. Los valores más bajos de Fe_2O_3 , MgO y TiO_2 en todas estos granitos los presenta la muestra Gt03113 (1.0, 0.03 y 0.026 % peso respectivamente).

Con los resultados obtenidos de los análisis químicos se calculó la composición mineral normativa de las diferentes muestras según la norma CIPW catiónica con el Fe_2O_3 y FeO recalculados y normalizada al 100% según Irvine y Baragar (1971). Esto de forma automática con el programa IGPET © para Windows ©. Los resultados obtenidos de este cálculo se muestran en la Tabla 3.2.

Tabla 3.2. Composición mineralógica normal de las muestras analizadas según la norma cationica CIPW

Min normativos (CIPW)*	Rocas graníticas					Pegmatita			Rocas meta-sedimentarias						Diques Anfibolíticos				
	Granito Rabinal					Granito Matanzas			Fm. Metasedimentos Saiamá		Sacapulas				Meta-arcosas (Complejo Chuacús)		Complejo Chuacús		
	Gt0367C	Gt0369	Gt0375	Gt03116	Gr02	Gt03113	MAT	PEG	Gt0360	Gt0360b	Gt0368	Gt03103A	Gt03120	Gt03122	Gt0394	Gt03117	EC01		
%AN	0.95	13.18	0.55	17.15	4.43	3.09	6.28	-0.26	6.88	7.78	4.38	10.82	33.03	6.97	52.56	54.69	42.42		
Cuarzo (Q)	37.13	34.75	35.22	30.09	40.27	29.58	31.14	27.57	19.78	15.54	62.41	31.55	18.73	18.04	0.00	0.00	0.00		
Ortoclasa (or)	25.56	9.01	35.36	20.08	26.23	32.84	33.63	36.44	35.21	39.70	14.91	28.73	13.30	16.04	1.78	1.41	0.92		
albita (ab)	31.08	44.86	25.31	37.93	23.32	35.15	27.90	34.01	7.52	5.33	16.32	31.98	37.76	56.08	24.04	23.28	30.57		
anortita (an)	0.30	6.81	0.14	7.85	1.08	1.12	1.87	-0.09	0.56	0.45	0.75	3.86	18.62	4.20	26.63	28.10	22.53		
or**	44.89	14.85	58.15	30.48	51.80	47.52	53.05	51.79											
ab**	54.58	73.92	41.62	57.59	46.06	50.86	44.00	48.33											
an**	0.52	11.23	0.23	11.92	2.13	1.62	2.95	-0.12											
Corndón (C)	3.94	1.52	3.00	1.51	5.83	0.46	2.52	1.29	18.12	19.15	2.61	1.51	0.39	2.17					
Diópsida (di)															21.52	21.80	23.58		
Hiperstena (hy)	0.85	1.50	0.42	0.99	1.60	0.08	1.33	0.14	13.99	14.60	1.62	0.83	7.60	1.67	16.28	11.97	9.33		
Olivino (ol)															4.15	8.23	6.21		
magnetita (mt)					0.36		0.001		2.87	2.98			2.22	0.00	3.23	3.06	3.71		
ilmenita (il)	0.05	0.13	0.02	0.21	0.27	0.01	0.22	0.01	1.55	1.71	0.03	0.02	0.82	0.31	2.13	1.91	2.78		
Hematita (hem)	0.81	1.18	0.36	1.19	0.97	0.70	1.18	0.30			1.10	1.20	1.26						
Apatito (ap)	0.22	0.13	0.15	0.13	0.06	0.04	0.21	0.32	0.41	0.54	0.13	0.15	0.56	0.19	0.22	0.24	0.37		
Rutilo (ru)	0.06	0.11	0.03	0.02		0.01		0.01			0.13	0.14	0.05						

* El calculo de estos minerales fue realizado con el programa IGPET 16 © para Windows © en forma cationica, con ajuste de Fe2O3 y con normalización a 100% según Irvine y Baragar (1971)

** Minerales normalizados al 100% [ej. or** = (or x 100) / (or + ab + an)]

La figura 3.1 muestra diagramas de la variabilidad de algunos elementos mayores respecto de la sílice (diagramas “Harker”). Debido a que han sido pocas las muestras tomadas de este granito, los resultados no son concluyentes respecto a la evolución química que ha sufrido la roca. Sin embargo si se puede apreciar que elementos como el MgO, Fe₂O₃ y TiO₂ en el granito Rabinal (triángulos) (Fig. 3.1 A, B y C respectivamente) tienden a disminuir cuando la sílice se incrementa. El comportamiento del CaO también tiende a disminuir al precipitarse la plagioclasa, aunque la muestra Gt0369 se sale de esta tendencia (Fig. 3.1 D). Elementos como el Na₂O y K₂O muestran patrones muy dispersos, aunque este último si parece incrementarse con la diferenciación (Fig. 3.1 E y F). El Al₂O₃ parece tener un comportamiento compatible (Fig. 3.1 G), mientras que es poco lo que puede decirse del P₂O₅ (Fig. 3.1 H) que en general se concentra en minerales como la monazita que no se ha encontrado en las muestras analizadas y el apatito que es muy escaso. Según el diagrama de discriminación de LeBas et al. (1986) basado en el contenido de los elementos alcalinos mayores, las muestras de estos granitos tienen un carácter subalcalino (Fig. 3.1 I).

Algunos otros diagramas de dos variables utilizados para discriminar el carácter geoquímico del granito se muestran en la figura 3.2. Según el valor en las rocas graníticas de $ACNK \{Al_2O_3 (A_{molar}) / [CaO (C_{molar}) + Na_2O (N_{molar}) + K_2O (K_{molar})]\}$ el granito Rabinal es un granito peraluminoso (Shand, 1943) de tipo “S” (Chappel y White, 1974), al igual que la muestra analizada del granito Matanzas. Por otra parte, el dique que corta rocas del complejo Chuacús (muestra Gt03113), es peraluminoso pero de tipo “I” (Fig. 3.2 A). Debido al carácter calcialcalino de las muestras, se ha utilizado el diagrama de Le Maitre (1989) para clasificar a los granitos según su contenido de K₂O. Los valores están en el rango de las series calcialcalinas de alto potasio (Fig. 3.2 B). Otro diagrama que demuestra el carácter calcialcalino de las muestras es el de Miyashiro (1974) que se basa en la relación de los óxidos de Fe y Mg (Fig. 3.2 C).

En el diagrama de Barker (1979) que divide a los granitos según su contenido normativo de anortita, ortoclasa y albita, la mayoría de las muestras caen dentro del campo del granito y solo la muestra Gt0369 cae dentro del campo de las trondhjemitas (Fig. 3.2 D).

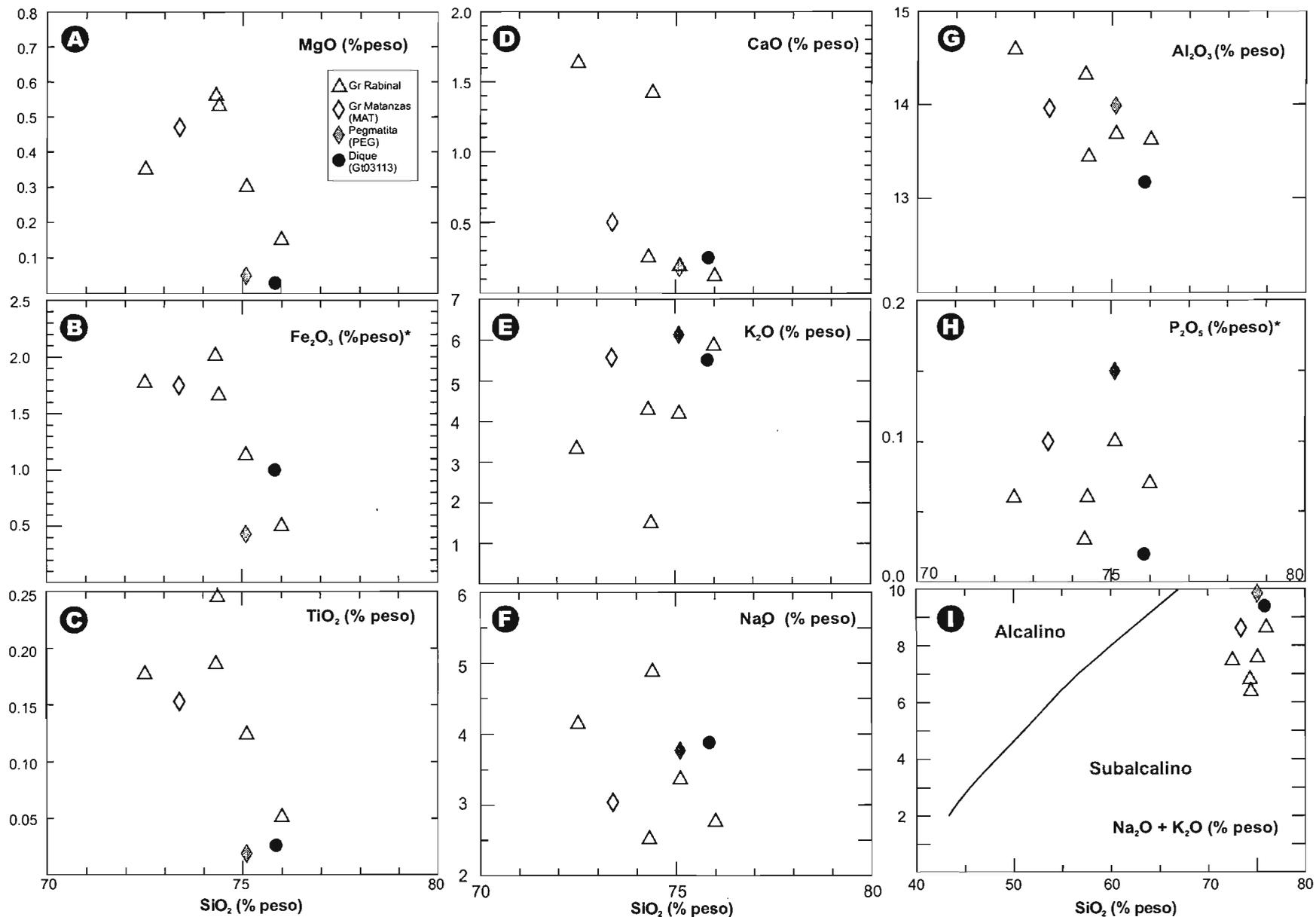


Fig. 3.1. Diagramas de elementos mayores versus sílice de algunas muestras de granitos de la zona de estudio. Los triángulos sin relleno corresponden a muestras del granito Rabinal; el diamante sólido con una de las pegmatitas que cortan a la secuencia Salamá (PEG); el diamante sin relleno a una muestra del granito Matanzas (MAT); finalmente el círculo sólido a un dique que intrusión las rocas del complejo Chuacús (Gt03113).

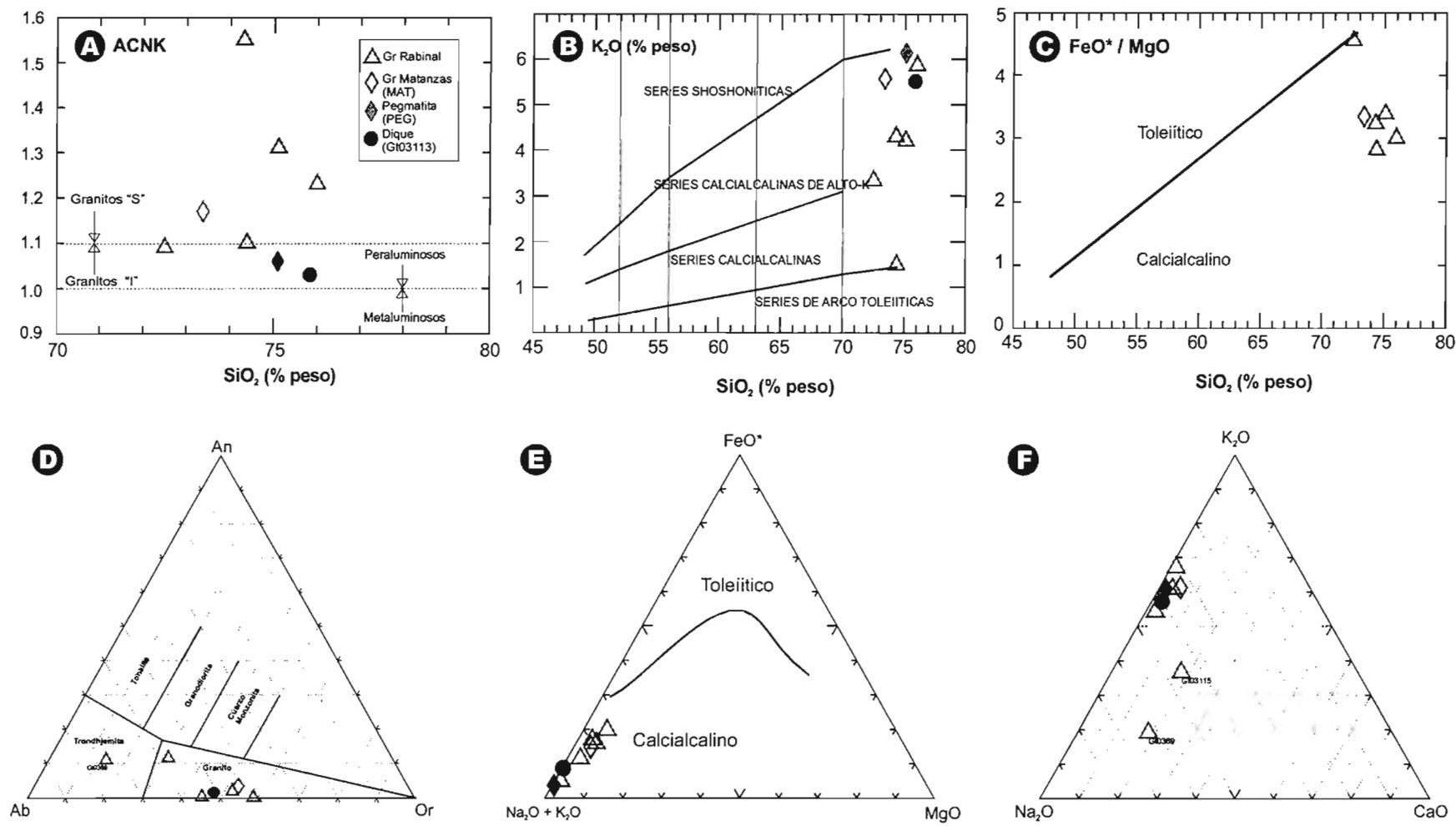


Fig. 3.2. Diagramas de dos y tres variables de elementos mayores de las muestras graníticas. (A) ACNK vs SiO₂, si ACNK > 1.1 corresponde a granitos tipo "S" y ACNK < 1.1 a granitos tipo "I" [Chappell y White, 1943], valores de ACNK > 1.0 corresponde a granitos peraluminosos y ACNK < 1.0 a metaluminosos [Shand, 1974]; (B) K₂O vs SiO₂, con campos de LaMaitre, 1989; (C) FeO*/MgO vs SiO₂, con campos de Miyashiro, 1974; (D) Diagrama de Barker [1979] para rocas clasificación de rocas graníticas según su contenido normal de Albita (Ab), Anortita (An) y Ortoclasa (Or) [norma CIPW]; (E) Diagrama AMF, clasificación de Irvine y Baragar, 1971; (F) Diagrama Na₂O-K₂O-CaO, de la evolución química del granito con la precipitación de los feldespatos (Clarke, 1992). Los triángulos sin relleno corresponden a muestras del granito Rabilal; el diamante sin relleno al granito Matanzas, el diamante sólido a una pegmatita que corta a la secuencia Salamá y; el círculo a un dique que intrusióna las rocas del complejo Chuacús (Gt03113).

Aunque no se tienen todos los miembros cogenéticos de estas rocas graníticas, al graficarlas en el diagrama AMF (Fig. 3.2 E), se observa que tienen tendencia calcialcalina según el diagrama de Irvine y Baragar (1971). El diagrama triangular de Na_2O - K_2O - CaO sirve para identificar procesos de cristalización de plagioclasa. Como se puede observar en la figura 3.2 F, los valores de las muestras tienden a empobrecerse en CaO y enriquecerse en Na_2O y K_2O por un proceso de diferenciación magmática.

3.1.1.1.2 Rocas metasedimentarias

Son pocas las rocas metasedimentarias que se han analizado de esta zona de estudio, por lo que no se puede concluir en forma definitiva mediante los análisis químicos realizados el tipo de ambiente en que se depositaron, la procedencia o fuente de los sedimentos ni la evolución química que han tenido estos sedimentos. Sin embargo, es posible hacer algunas inferencias respecto a estos parámetros que se habrán de corroborar con datos ulteriores.

Los diagramas de clasificación en base a la química de las rocas sedimentarias no están tan desarrollados como para las rocas ígneas, debido a que puede resultar muy compleja la historia de evolución que han sufrido. Sin embargo, hay ciertos criterios para inferir el grado de madurez de los sedimentos. Entre estos parámetros está el contenido de SiO_2 , así como la relación de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ que refleja la abundancia de cuarzo y el contenido de feldespatos (Potter, 1978; Rollinson, 1993). De igual forma, se han propuesto diagramas para clasificar a las rocas sedimentarias en base al contenido de elementos mayores. Pettijohn et al. (1972) propuso un diagrama para clasificar a las areniscas terrígenas basado en una gráfica de $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ en el eje de las ordenadas y $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ en el eje de las abscisas. Herron (1988) modificó este diagrama usando en las abscisas la misma relación, pero en las ordenadas el valor del $\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$. Esta relación permite clasificar en forma más correcta a las arcosas, además de que también es una medida de estabilidad, ya que los minerales ferromagnesianos se cuentan entre los menos estables durante el intemperismo.

El contenido de SiO₂ en las muestras analizadas de la secuencia Salamá es relativamente bajo (50.09 a 52.9 % en peso). Estas muestras son filitas compuestas de cuarzo deformado y moscovita como elementos detríticos en una matriz que supera el 40% compuesta de minerales arcillosos, clorita y sericita. Esto también se ve reflejado en el alto contenido de aluminio de la muestras (22.65 y 24.06 % peso y corindón normativo 18.12 y 19.15% [Tabla 3.2]). La relación SiO₂/Al₂O₃ es por tanto relativamente baja (2.08 a 2.31) comparada con las rocas con mayor madurez. La muestra de arenisca conglomerática de la Formación Sacapulas presenta mayores índices de madurez, con un contenido de SiO₂ de 83.03 % peso y una relación de SiO₂/Al₂O₃ de 10.6. Estos valores son mucho mayores que las muestras de la secuencia Salamá.

La Figura 3.3 muestra el diagrama de clasificación de los sedimentos en base a su análisis químico propuesto por Herron (1988), en el cual se incluyen los valores obtenidos para las muestras metasedimentarias del complejo Chuacús.

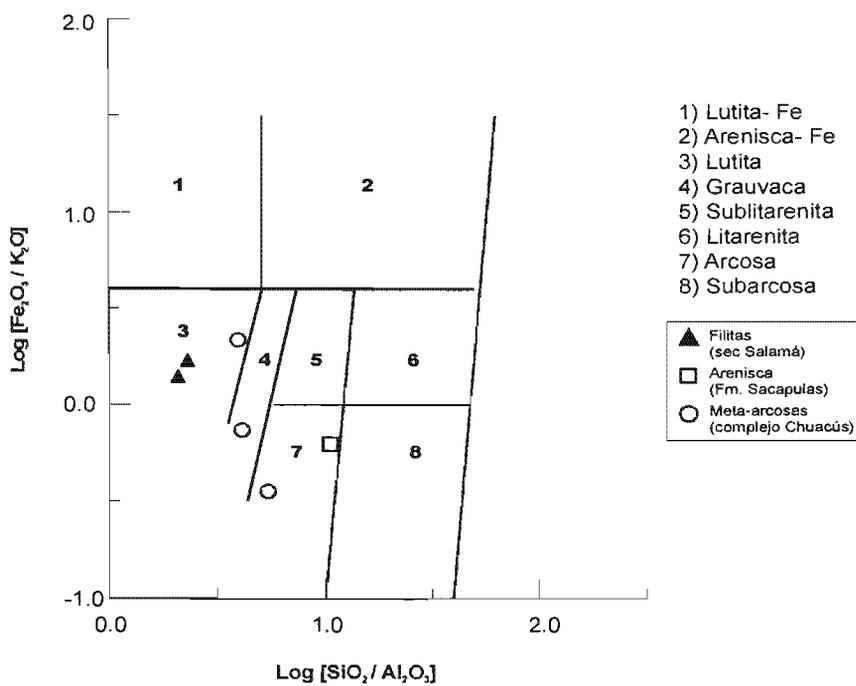


Fig. 3.3. Diagrama de clasificación para rocas sedimentarias según su contenido de elementos mayores Log(Fe₂O₃/K₂O) y Log (SiO₂/Al₂O₃), propuesto por Herron (1988).

Las muestras metasedimentarias (paragneises) del complejo Chuacús han tenido una evolución de temperatura y presión muy diferente a las rocas metasedimentarias de la secuencia Salamá y de la Formación Sacapulas, y por tanto, han circulado a través de ellas fluidos producto de la deformación y el metamorfismo que han modificado significativamente la química original de las rocas, especialmente de los elementos mayores que son relativamente más móviles.

3.1.1.2 Elementos traza

3.1.1.2.1 Rocas graníticas y metaígneas

Las muestras de granito Rabinal tienen valores muy similares en contenido de elementos traza excepto la muestra Gt0375 que en comparación con las otras muestras está empobrecida en Sr, Y, Zr, Ba, Hf, Th y tierras raras ligeras (La, Ce, Pr, Nd, Sm y Gd). Los diagramas de elementos traza incompatibles normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) se muestran en la Figura 3.4. Los patrones observados en las muestras correspondientes al granito Rabinal son muy similares, solamente la muestra Gt0375, que en general tiene un tamaño de grano más grande, tiene un comportamiento diferente en ambos diagramas con valores anómalos más acentuados. La muestra Gt03113 tomada de un dique que intrusión las rocas del complejo Chuacús (Fig. 2.6) tiene un patrón que en general difiere de las muestras del granito Rabinal, pero que es comparable con la muestra Gt0375. La muestra tomada del granito Matanzas tiene un patrón muy similar a la mayoría de las muestras analizadas del granito Rabinal. En estos diagramas se pueden observar anomalías negativas de Nb, P y Ti así como una anomalía positiva de Pb en los valores normalizados respecto al manto primitivo.

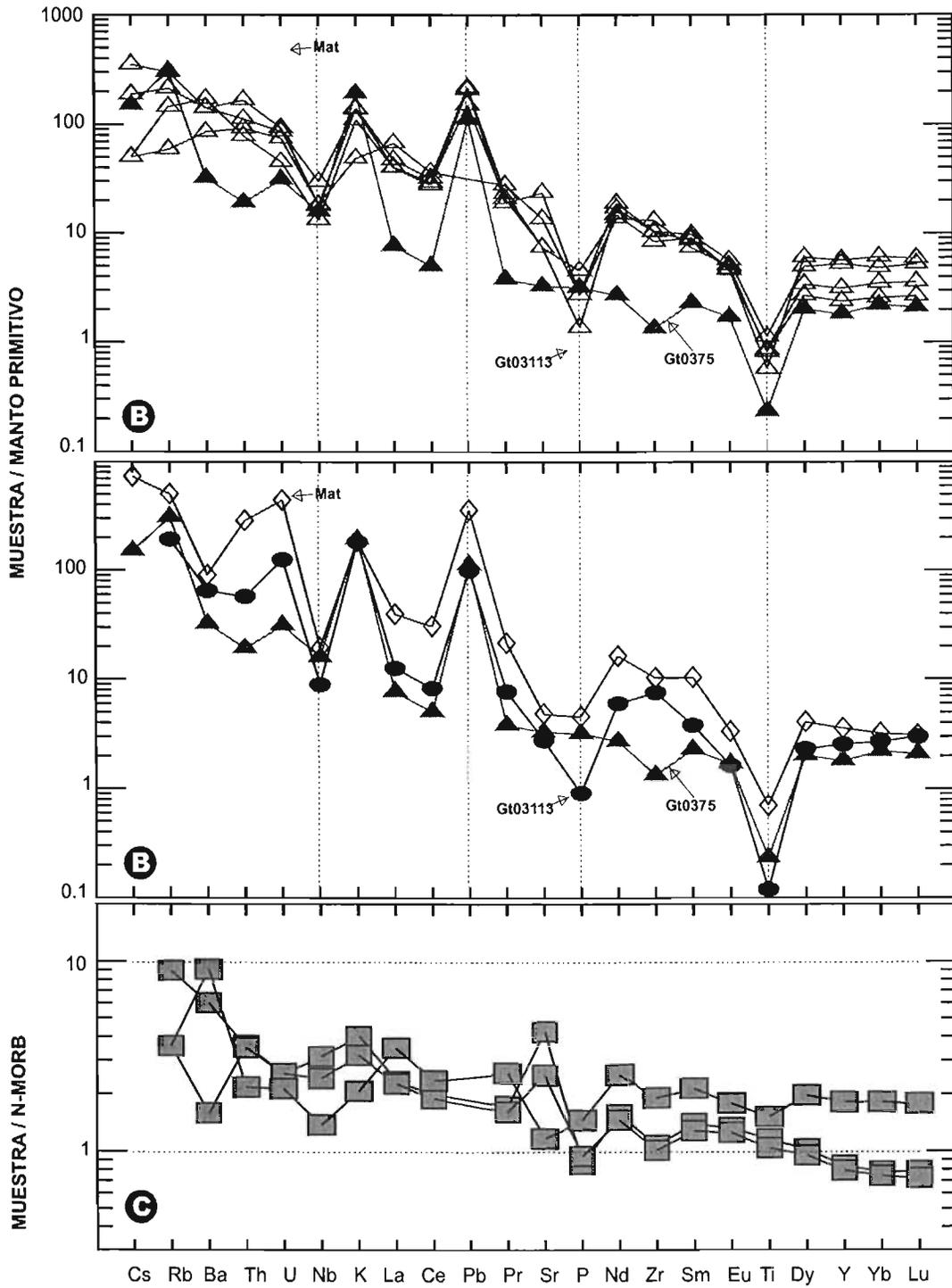


Fig. 3.4. Diagramas de elementos traza normalizados respecto a la composición global de la Tierra (A); al manto primitivo (B) y al MORB Normal (C) según los valores de Hickey et al. (1986); Sun y McDonough (1989) y Sun y McDonough (1989), respectivamente. Los triángulos corresponden a muestras del granito Rabinal, el diamante al granito Matanzas y el círculo relleno a la muestra Gt03113. Los rectángulos rellenos corresponden a diques anfibolíticos del complejo Chuacús. Los elementos que presentan anomalías en los diagramas A y B están señalados.

Los patrones de elementos incompatibles normalizados respecto a los basaltos de cordillera meso-oceánica normal (N-MORB) de las rocas básicas del complejo Chuacús (diques anfibolíticos) son en general muy planos (Fig. 3.4 C), lo que indica una pobre diferenciación y poca contaminación con material cortical. La fuente de estas rocas es por tanto muy primitiva de acuerdo a su patrón y parecida a los MORB de las cordilleras del pacífico oriental (*East Pacific Rise*).

En estos diagramas la concentración de los elementos de bajo potencial iónico puede ser una función del comportamiento de las fases fluidas, mientras que la concentración de elementos de alto potencial iónico está controlada por la química de la fuente y los procesos que hay entre los cristales y el magma que tienen lugar durante la evolución de una roca ígnea (Rollinson, 1993).

Los patrones de los elementos de tierras raras (REE) de una roca ígnea están controlados principalmente por la química original de su fuente y por el equilibrio entre las fases cristal-magma que tiene lugar durante su evolución (Rollinson, 1993). Las anomalías de Eu están controladas principalmente por los feldespatos, particularmente en magmas félsicos. Por ejemplo el Eu, en su estado divalente, es compatible en la plagioclasa y el feldespato potásico, no así las tierras raras que en estado trivalente (el estado de oxidación más común en estos elementos) son incompatibles (Rollinson, 1993). Por tanto, la remoción del feldespato en un magma félsico por cristalización fraccionada o la retención de los feldespatos en la roca fuente durante la fusión parcial puede ser la causa de una anomalía negativa de Eu en el magma (Rollinson, 1993).

Los diagramas de tierras raras normalizados con los valores de condritas de Sun y McDonough (1989) de las rocas graníticas se muestran en la figura 3.5. En general, las muestras del granito Rabinal (Fig. 3.5 A) tienen un fraccionamiento de tierras raras ligeras (LREE) respecto de las medias (MREE) y pesadas (HREE), evidenciado por el patrón que presentan la mayoría de las muestras con una pendiente negativa de LREE (hasta el Eu) y un valor casi constante de MREE y HREE además de una ligera anomalía negativa de Eu. La muestra Gt0375 tiene un patrón distinto a las demás muestras de este granito con concentraciones menores de REE especialmente de LREE, además de una anomalía de Eu muy pequeña.

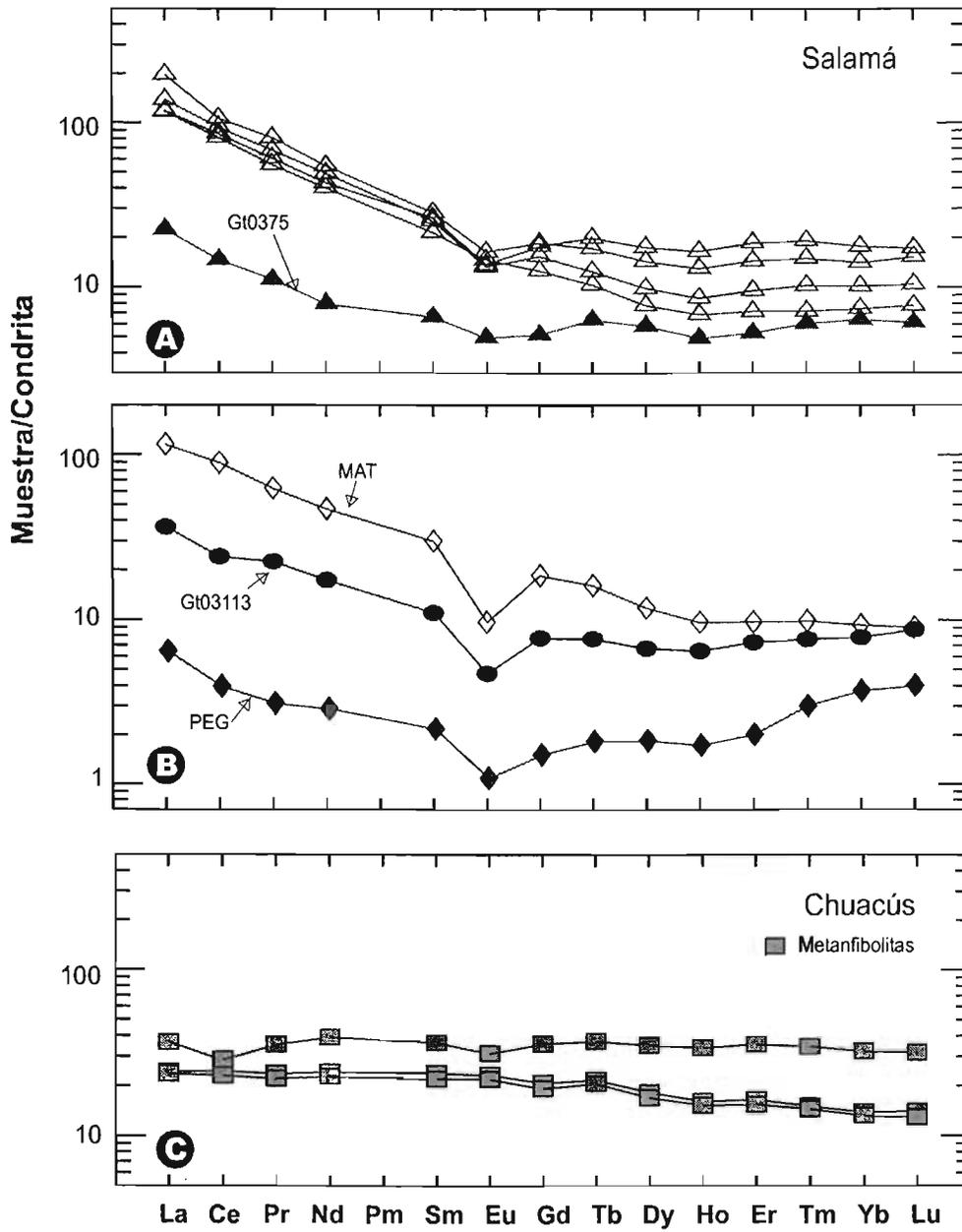


Fig. 3.5. Diagramas de tierras raras normalizadas respecto al los valores de condritas de Sun y McDonoug (1989) de muestras de: (A) granito Rabilal [los triángulos rellenos de la muestra Gt0375]; (B) Granito Matanzas (diamantes vacíos), dique intrusivo en el complejo Chuacús Gt03113 (círculo relleno) y pegmatita (diamante relleno); (C) metanfibolitas del complejo Chuacús.

La muestra del granito Matanzas (Fig. 3.5 B) tiene también un marcado fraccionamiento de tierras raras ligeras respecto a las pesadas con una anomalía negativa de Eu ligeramente más pronunciada que el granito Rabinal. La muestra Gt03113 (Fig. 3.5 B) tiene también un patrón parecido a las muestras del granito Rabinal aunque con concentraciones menores especialmente de LREE y con una anomalía más marcada de Eu. Los patrones de REE de las muestras de anfibolitas que intrusieron la secuencia de paragneises del complejo Chuacús son muy planos y no tienen valores anómalos de Eu, evidenciando poco fraccionamiento.

3.1.1.2.2 Rocas metasedimentarias

Con fines de comparación entre los patrones de elementos traza (incluidas las tierras raras) entre las muestras analizadas de la secuencia Salamá, la Formación Sacapulas y algunas metarocas del complejo Chuacús, se han normalizado respecto de los valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989), y en el caso de las tierras raras con los valores de condritas de los mismos autores. Las muestras de la secuencia Sacapulas son en general de grano más fino y tiene un contenido mayor al 60% de matriz, constituida de minerales micacéos (moscovita, sericita y clorita) y como minerales detríticos cuarzo minerales opacos (principalmente pirita) y mica blanca (Fig. 2.3). Por otro lado, la muestra analizada de la Formación Sacapulas (Gt0368) es de grano más grueso y la cantidad de matriz no supera el 10%. Los minerales detríticos son igualmente cuarzo y mica blanca y la matriz está compuesta principalmente de sericita y clorita. Esta arenisca en algunos horizontes es conglomerática con clastos de granitos de moscovita (granito Rabinal?) y de rocas metasedimentarias posiblemente de la secuencia Salamá. Por otra parte, las rocas metasedimentarias analizadas del complejo Chuacús están compuestas de cuarzo, abundante feldespato potásico, biotita detrítica, mica blanca recristalizada que define planos de foliación y algunos minerales opacos (óxidos). La Figura 3.6 muestra los diagramas de los valores de los elementos traza de estas rocas normalizados respecto al manto primitivo (Fig. 3.6 A y B) y los valores de las tierras raras normalizados respecto a las condritas (Fig. 3.6 C y D).

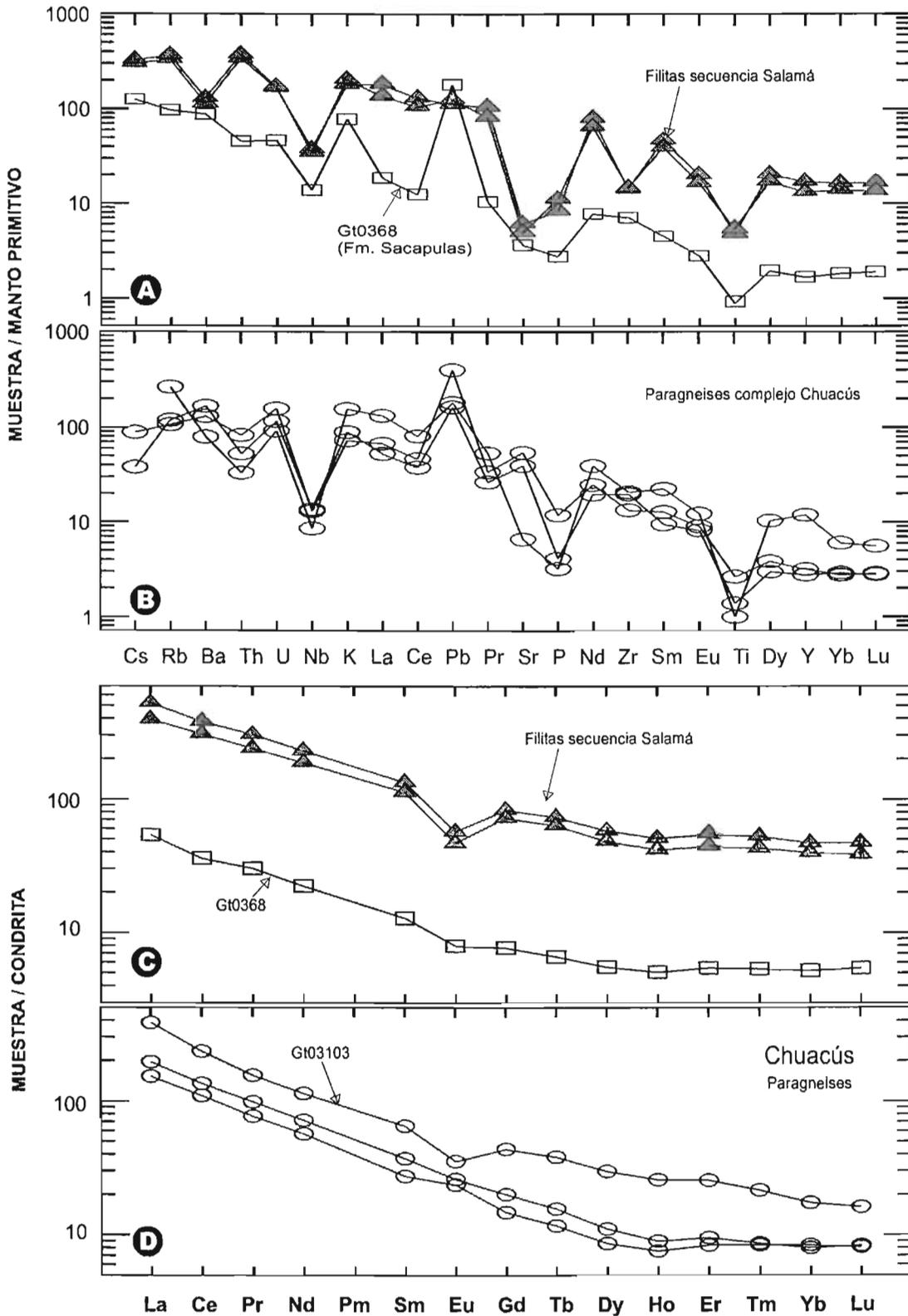


Fig. 3.6. (A) Diagramas de elementos incompatibles normalizados con el manto (Sun y McDonough, 1989) de las muestras metasedimentarias de la secuencia Salamá, la Fm. Sacapulas [Gt0368] y de; (B) rocas paragneisicas [metarcosas] del complejo Chuacús; (C) Diagramas de tierras raras normalizadas respecto a los valores de condritas (Sun y McDonough, 1989) de las muestras de la secuencia Salamá y de la Fm. Sacapulas y de; (D) muestras de las secuencias paragneisicas del complejo Chuacús.

Los patrones de los elementos traza normalizados respecto al manto primitivo (Fig. 3.6 A y B) son diferentes para cada grupo de rocas, pero no hay diferencias muy grandes entre las rocas de un mismo grupo. Únicamente la muestra de metarcosas Gt03122 del complejo Chuacús tiene patrones diferentes en comparación con las muestras de su mismo grupo. Por supuesto son pocos los análisis para ser concluyentes. En general, las muestras con mayor concentración de elementos traza son las rocas de la secuencia Salamá, mientras que la muestra de la Formación Sacapulas tiene la concentración más baja de estos elementos. Los elementos que presentan valores anómalos negativos para las muestras de la secuencia Salamá son: Ba, Nb, Sr, P, Zr y Ti. En el caso de la muestra de la formación Sacapulas, los elementos con anomalías negativas son el Nb, Sr, P y Ti, mientras que los elementos con anomalías positivas son el K y el Pb. Este último con una anomalía muy pronunciada. Los elementos traza de las metarcosas del complejo Chuacús presentan valores anómalos negativos de Nb, P y Ti, (similares a las muestras de la secuencia Salamá) y positivos de Pb (similar a la muestra de la Formación Sacapulas).

En los elementos de tierras raras (REE) normalizados con valores de condritas (Sun y McDonough, 1989), las concentraciones en las rocas de la secuencia Salamá son casi de un orden de magnitud mayor que las de la Formación Sacapulas (Fig. 3.6 C y D). La concentración de estos elementos en las metarcosas del complejo Chuacús son similares por lo menos en LREE, y son mucho menores en HREE respecto a las metarcosas de la secuencia Salamá. Casi el total de las muestras tienen un patrón con una pendiente negativa hasta el Ho (LREE y MREE) y un valor constante de HREE. Solo la muestra Gt03103A (Fig. 3.6 D) tiene una pendiente negativa constante hasta el Lu. Las muestras de la secuencia Salamá al igual que la muestra Gt03103A del complejo Chuacús presentan una evidente anomalía de Eu, mientras que en las otras muestras no se observa esta anomalía (Fig. 3.6 D). La muestra de la Formación Sacapulas presenta también esta anomalía pero es casi imperceptible. Una de las muestras del complejo Chuacús (Gt03122) tiene por otro lado, una ligera anomalía positiva de Eu.

Los procesos que controlan la composición de los elementos traza pueden ser inferidos a partir de estos diagramas, aunque en general no son tan ampliamente utilizados como lo son para las rocas ígneas (Rollinson, 1993).

Comúnmente los valores de elementos traza de rocas sedimentarias y metasedimentarias se normalizan con valores promedios de lutitas, por ejemplo, los valores de las lutitas compuestas de Norteamérica (NASC por sus siglas en inglés) que representan un material cortical promedio, aunque también se utilizan los valores promedio de la corteza continental superior (Rollinson, 1993). Por otra lado, los valores que mejor representan la proveniencia de los sedimentos son las fracciones finas (Cullers, 1988). La concentración de elementos como el Ba, Na, Rb y Cs esta controlada por el feldespato y la mica; algunos minerales ferromagnesianos controlan la concentración de Ta, Fe, Co, Sc y Cr; la cantidad de Zr y Hf depende en gran medida de la cantidad de zircón en la muestra, y elementos de las tierras raras y Th están controlados por la titanita, el apatito y la monazita principalmente (Rollinson, 1993).

3.1.2 Discriminantes tectónicos

3.1.2.1 Rocas graníticas

El primer estudio sistemático para conocer el ambiente tectónico en que se emplazaron las rocas graníticas fue realizado por Pearce et al. (1984), quien definió a los granitos en términos muy simples: “cualquier roca plutónica que contiene más del 5% de cuarzo modal”. Con la finalidad de inferir el ambiente tectónico en que se emplazaron las rocas graníticas de la zona de estudio se graficaron los valores de Rb, Y (y su análogo Yb) y Nb (y su análogo Ta) en los diagramas que Pearce et al. (1984) construyeron para distinguir granitos de ambientes de cordillera oceánica (ORG); de arco volcánico (VAG); intraplaca (WPG); y de colisión (Syn-COLG). La Figura 3.7 muestra los diagramas de Pearce et al. (1984) con los valores de las rocas graníticas analizadas. En la mayoría de estos diagramas las muestras del granito Rabinal (triángulos sin relleno) caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico, muy cerca del límite con el campo de los granitos de colisión. La muestra analizada del granito Matanzas (diamante relleno) cae dentro del campo de los granitos de colisión en estos diagramas.

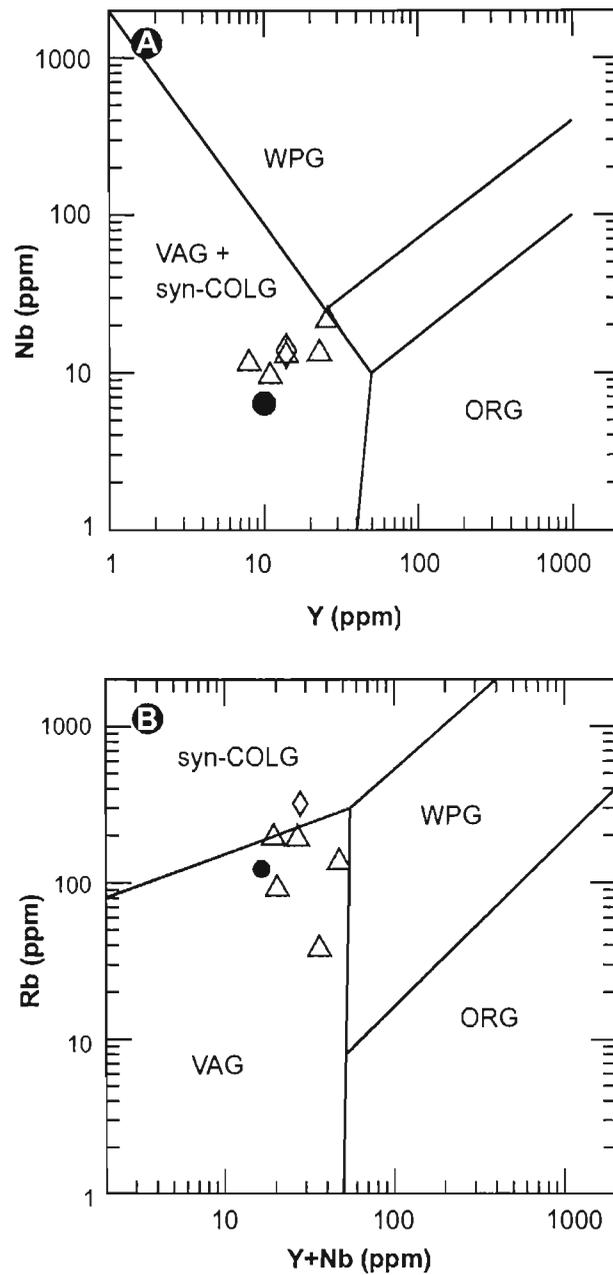


Fig. 3.7. Diagramas de discriminación tectónica para rocas graníticas de intraplaca (WPG), de arco volcánico (VAG), de cordillera oceánica (ORG) y colisionales (syn-COLG) [Pearce et al., 1984] en base a elementos traza (A) Y vs Nb; (B) Y+Nb vs Rb y; (D) Yb+Ta vs Rb. Los triángulos corresponde a valores de muestras del granito Rabinal; el diamante a valores del granito Matanzas y; el círculo relleno a la muestra Gt03113 (dique que corta a paragneises del complejo Chuacús).

La muestra Gt03113 (circulo relleno) que corresponde a un dique que intrusióna rocas del complejo Chaucús cae en todos los casos dentro del campo de los granitos de arco volcánico (VAG).

El diagrama más utilizado en la literatura es el de Pearce et al. (1984) el cual ha sido revaluado por Förster et al. (1997) usando una gran base de datos de muchas rocas graníticas de los diferentes ambientes concluyendo que ciertamente hay una correlación entre el ambiente tectónico y el contenido de los elementos traza. Sin embargo, existen ciertos factores que provocan ambigüedades o clasificaciones erróneas que no habían sido considerados previamente (Förster et al., 1997). Uno de estos factores es el hecho de que en orogenias complejas o polifásicas ocurre la mezcla de diferentes rocas formadas en diferentes ambientes tectónicos. Esto es muy común por ejemplo en ambientes de arcos continentales y de colisión, los cuales pueden estar asociados muy estrechamente en espacio y tiempo a regímenes de extensión. Un segundo factor es la diferenciación que puede provocar una tendencia que cruce los límites de los diferentes campos, por ejemplo el enriquecimiento de Rb en un granito de arco volcánico producto de la diferenciación puede transgredir el límite entre el campo de granitos de arco volcánico y el campo de los granitos de colisión. Este último pudiera ser el caso de las muestras del granito Rabinal que trasgreden el límite entre el campo de los granitos de arco volcánico y el campo de los granitos de colisión. En algunas muestras analizadas por Förster et al. (1997), la causa atribuida también a la trasgresión de este límite es la incorporación de rocas pelíticas en los procesos de fusión de rocas de arco, es decir, la mezcla de distintas fuentes.

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

3.1.2.2 Rocas metasedimentarias

El tipo de cuenca a que están asociados ciertos sedimentos aporta características químicas a los mismos de dos formas distintas. Primero, porque diferentes ambientes tectónicos tienen diferentes características químicas y estas son aportadas a los sedimentos dentro de la cuenca y segundo, porque cada una de estas cuencas evolucionan en forma diferentes y tienen procesos sedimentarios distintivos (Rollinson, 1993).

El diagrama propuesto por Roser y Korsch (1988), basado en un par de funciones que utilizan elementos mayores es útil para inferir la procedencia de los sedimentos de fuentes primarias ígneas máficas, ígneas félsicas o intermedias y sedimentarias cuarzosas. Este diagrama se utilizó para clasificar las muestras de las rocas metasedimentarias analizadas (Fig. 3.8 A). Según este diagrama las muestras en su mayoría provienen de fuentes ígneas félsicas o intermedias. Las funciones discriminantes utilizadas son:

$$\rightarrow \text{Función discriminante 1 (F}_x\text{)} = (1/\text{Al}_2\text{O}_3) * (30.638\text{TiO}_2 - 12.541\text{Fe}_2\text{O}_3 + 7.329\text{MgO} + 12.031\text{Na}_2\text{O} + 35.402\text{K}_2\text{O}) - 6.382 \text{ y};$$

$$\rightarrow \text{Función discriminante 2 (F}_y\text{)} = (1/\text{Al}_2\text{O}_3) * (56.5\text{TiO}_2 - 10.879\text{Fe}_2\text{O}_3 + 30.875\text{MgO} - 5.404\text{Na}_2\text{O} + 11.112\text{K}_2\text{O}) - 3.89$$

Los valores de estas funciones (F_x y F_y) para las muestras metasedimentarias se muestran en la Tabla 3.1.

Bhatia (1983) y Bhatia y Crook (1986) desarrollaron diagramas discriminantes de ambientes tectónicos para sedimentos clásticos en base a elementos mayores y traza dividiendo a las cuencas sedimentarias según los siguientes ambientes tectónicos:

→ Arcos de islas oceánicas- cuencas pre o transarco, adyacentes a arcos volcánicos desarrollados en corteza oceánica o corteza continental adelgazada;

→ Arcos de islas continentales – cuencas intra, pre o transarco, adyacentes a un arco volcánico desarrollado en corteza continental engrosada o márgenes continentales adelgazados;

→ Márgenes continentales activos – cuencas de tipo Andino desarrolladas sobre o adyacentes a márgenes continentales engrosadas.

→ Márgenes continentales pasivas – márgenes continentales extensivos desarrollados en corteza continental engrosada o en los bordes de los continentes.

→ Ambiente de colisión – cuencas sedimentarias desarrolladas en corteza continental engrosada

→ Ambiente de rift – cuencas intracratónicas desarrolladas en corteza continental engrosada.

En las figuras 3.8 D y E, se han utilizado dos de los diagramas de Bhatia (1983) que utiliza elementos mayores para hacer la discriminación según los ambientes tectónicos para areniscas de márgenes pasivas, márgenes continentales activas, arcos continentales y arcos oceánicos. Es importante hacer notar que estos diagramas se han construido en base a una cantidad importante de datos y las curvas mostradas encierran los campos en donde la mayoría de estos datos de ambientes conocidos han caído. Esto quiere decir que no hay al momento una ecuación que defina estas curvas. Según estos diagramas, dos de las muestras de metarcosas del complejo Chuacús y la metarenisca de la Formación Sacapulas tienen una afinidad mayor con las márgenes pasivas. La muestra Gt03120 del complejo Chuacús es más afín con los arcos continentales, mientras que las muestras de la secuencia Salamá tienen una química similar a la de sedimentos de arcos oceánicos. Bhatia y Crook (1986) construyeron diagramas triangulares utilizando elementos traza (Sc-Th-Zr/10 y Th-La-Sc) para discriminar grauvacas de los ambientes tectónicos antes mencionados y que se muestran en la figura 3.8 b y c. Según estos diagramas y a diferencia de los anteriores, las muestras del complejo Chuacús tienen afinidad tanto de margen continental activa como de margen pasiva, mientras que las muestras de la secuencia Salamá son de una margen continental activa.

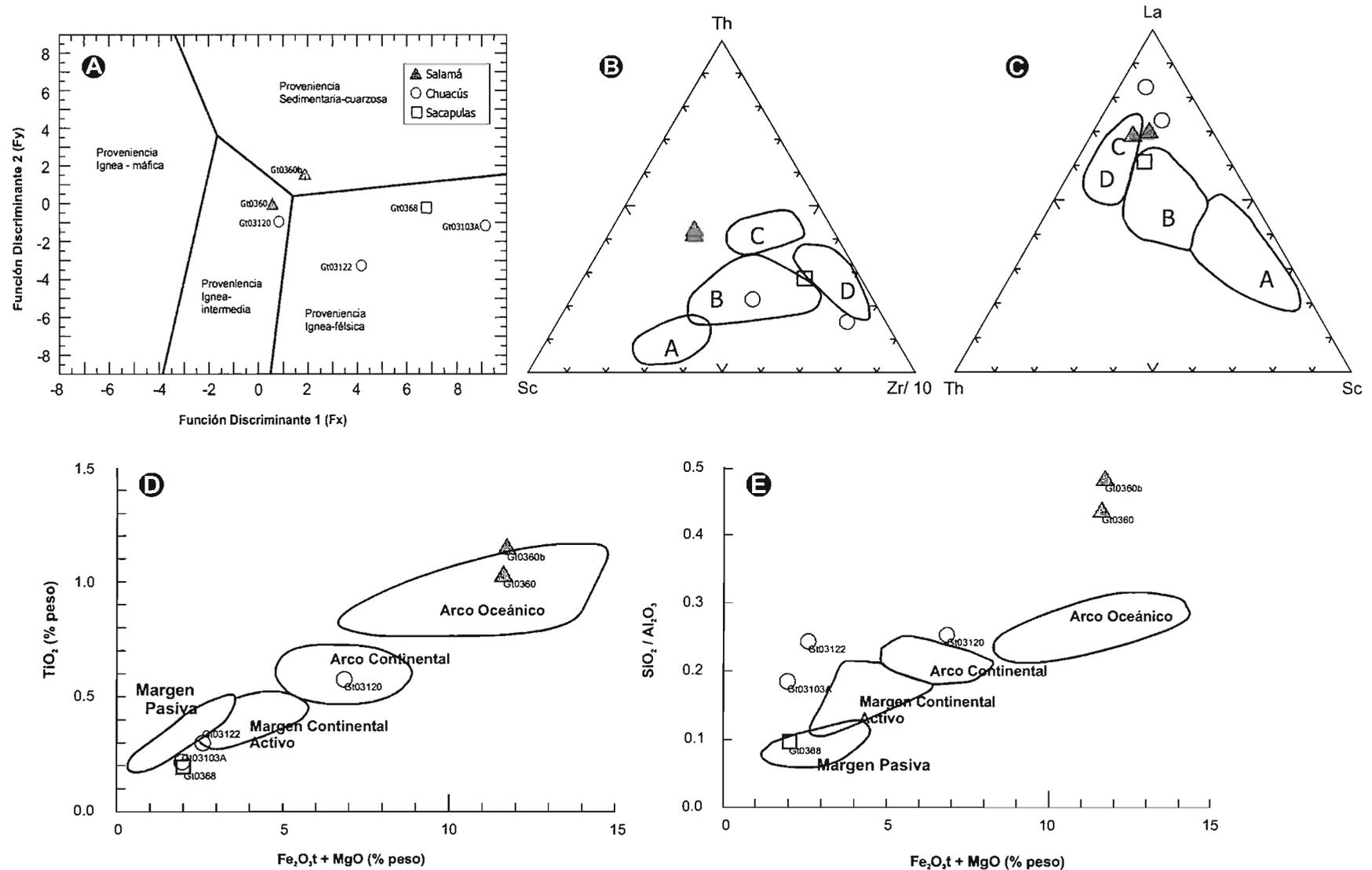


Fig. 3.8. Diagramas de discriminación para diferentes tipos de procedencia y ambientes tectónicos de rocas sedimentarias. (A) Diagrama de discriminación para inferir la procedencia de las muestras basada en funciones de elementos mayores [Roser y Korsch, 1988; ver texto]; (B) y (C) Diagramas triangulares Th-Sc-Zr/10 y La-Th-Sc de discriminación tectónica [Bhatia y Crook, 1986]. En estos diagramas los campos son: A= Arco de islas oceánico; B= Arco de islas continental; C= márgen continental activo; D= márgen pasivo; (D) y (E) diagramas de discriminación de ambiente tectónico basados en el contenido de Fe₂O₃ + MgO, TiO₂ y SiO₂/Al₂O₃ según Bhatia (1983).

3.2 Metodología (Edades K-Ar)

Los análisis isotópicos de K-Ar se realizaron en la Universidad Nacional Autónoma de México en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología. Los minerales que se analizaron fueron micas blancas (moscovita) de muestras de pegmatitas (PEG y VPEG) que cortan a la secuencia Salamá (Fig. 2.10 B y C) y de metarcosas del complejo Chuacús (Gt03122) cercanas al contacto con la secuencia Salamá y el granito Rabinal. Las micas de las pegmatitas (> 1 cm de diámetro) presentan evidencias de deformación de bajo y muy bajo grado (< 300° C) como desarrollo de bandas tipo 'kink', plegamiento de los planos de crucero y extinción ondulante (Simpson 1985; Passchier y Trouw, 1988) y no definen planos de foliación. En las micas de las rocas del complejo Chuacús no se observó esta deformación, pero estas micas si están orientadas preferentemente definiendo planos de foliación (Fig. 2.16 A). Las micas fueron separadas manualmente bajo el microscopio binocular para quitar las partes más alteradas o sucias en los bordes de las micas. Las micas de las metarcosas del complejo Chuacús se obtuvieron mediante la molienda, separación magnética y manualmente bajo el microscopio binocular por ser de menor tamaño, y para extraer completamente la biotita de origen detrítico que había en esta muestra. El K se midió con fluorescencia de rayos X siguiendo el procedimiento descrito por Solé y Enrique (2001). El Ar fue cuantificado por dilución isotópica con un espectrómetro de masas VG1200 y se calibró con los estándares LP-6 Bt y B4M Ms. Las constantes recomendadas por Steiger y Jäger (1977) se utilizaron en todo el proceso.

3.2.1 Resultados

Los resultados de estos análisis se muestran en la Tabla 3.3. En esta tabla resaltan las edades obtenidas en los cuerpos pegmatíticos que cortan a las rocas metasedimentarias de la secuencia Salamá de 429.7 ± 5.3 y 440.7 ± 4.7 Ma (Ordovícico tardío-Silúrico Temprano). Estas pegmatitas como se mencionó anteriormente, están muy probablemente asociadas a las etapas finales del emplazamiento del granito Rabinal y por tanto puede representar una edad mínima de la intrusión de este granito. La edad de la muestra del complejo Chuacús es muy similar a las edades

reportadas por Ortega-Gutiérrez et al., (2004) en moscovitas y fuchsitas por este mismo método en rocas de este complejo y que se interpretaron como un evento de calentamiento del Cretácico Tardío que afectó a la corteza continental paleozoica (¿?) durante la colisión de la parte sur del complejo Chuacús contra la parte occidental del arco de las Antillas Mayores, o bien, durante la colisión de los bloques Maya y Chortís.

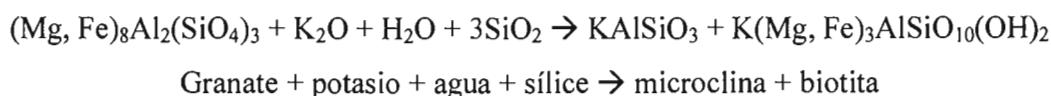
Tabla 3.3. Resultados de las edades de K-Ar en muestras de pegmatitas que intrusionan a rocas de la secuencia Salamá (PEG y VPEG) y una metarcosa del complejo Chuacús (Gt03122)

Muestra	Mineral	Peso (mg)	%K	$^{40}\text{Ar}^*$ (moles/g)	% $^{40}\text{Ar}^*$	Edad	+/-	1σ (Ma)
Salamá								
PEG	Moscovita	1.253	8.29	7.18E-09	96.4	440.7	+/-	4.7
PEG-2	Moscovita	1.816	8.38	7.05E-09	99.9	429.7	+/-	5.3
Chuacús								
Gt03122 (1)	Moscovita	1.143	8.25	9.80E-10	100.3	67.2	+/-	1.4
Gt03122 (2)	Moscovita	1.669	8.46	9.58E-10	96.5	64.1	+/-	1
VPEG3	Moscovita	1.293	9.02	1.15E-09	84.7	72.1	+/-	1.3

IV. DISCUSIÓN

Dentro del área de estudio afloran diferentes tipos de roca con diversos grados de metamorfismo cuya distribución se muestra en el mapa anexo (Fig. 2.1) asociados básicamente con cuatro unidades que han sido el objeto de estudio de este trabajo y que se denominaron como: secuencia Salamá, granito Rabinal, Formación Sacapulas y complejo Chuacús. La secuencia Salamá al igual que el complejo Chuacús están compuestas de rocas metamórficas cuyos protolitos son principalmente sedimentarios (McBirney, 1963; van den Boom, 1972; Kesler et al., 1970; Ortega-Gutiérrez et al., 2004). Sin embargo, el grado metamórfico, las estructuras desarrolladas y la relación con las rocas ígneas que cortan estas secuencias indican una historia de formación y evolución diferente. La secuencia Salamá consiste básicamente de un paquete de rocas metasedimentarias y metapelíticas interestratificadas con rocas metavolcánicas de composición félsica y algunos derrames de lava. Las asociaciones minerales encontradas en estas rocas son típicas de la parte baja de las facies metamórficas de esquistos verdes (Fig. 2.2 y 2.4). Esto es equivalente con lo que van den Boom (1972) denominó la zona de clorita y sericita y que está representada por la unidad “Esquistos de Salamá”, en la que se agrupan rocas de bajo grado,

caracterizadas por la asociación de clorita y sericita, además de la presencia subordinada de epidota, actinolita y estilpnomelana. Los componentes félsicos se limitan a la presencia de cuarzo y albita. Estos esquistos como se puede reconocer por las paragénesis pertenecen a la facies esquistos verde, dentro de la subfacies de cuarzo-albita-moscovita-clorita. Para van den Boom, (1972) estas rocas representan parte del una secuencia continua de rocas que sufrieron un metamorfismo típico de la serie Barroviana con incremento de grado metamórfico al sur, es decir hacia el complejo Chuacús. McBirney (1963) agrupo también en diferentes unidades a las rocas del complejo Chuacús según las asociaciones minerales que encontraba en ellas. En la zona de contacto la desaparición del granate hacia la parte norte de la sierra la atribuye a una reacción con el potasio (aunque no explica la posible fuente) de acuerdo a la ecuación:



En esta zona ocurre también la transformación completa de la hornblenda y biotita a clorita (McBirney, 1963). Sin embargo, por las observaciones hechas en campo, se propone en este trabajo como límite entre el complejo Chuacús y la secuencia Salamá a una falla de tipo frágil con un plano que subvertical que buza ligeramente hacia el SSW cubierta en su mayoría por depósitos aluviales y volcánicos cuaternarios pero que tiene manifestación en algunas localidades (Fig. 2.12).

El granito Rabinal tiene asociaciones minerales así como una textura ígnea típica. Sin embargo, existen zonas dentro de este cuerpo afectadas por un intenso cizallamiento que obscurecen el carácter magmático del granito. La relación que tiene con la secuencia Salamá es originalmente intrusiva (Fig. 2.5), aunque la deformación por cizallamiento ha desarrollado una foliación penetrante en escala de afloramiento que impide ver la relación intrusiva original (Fig. 2.13). No fue posible encontrar en campo evidencias de la relación que guarda el granito Rabinal con el granito Matanzas, que aflora al oriente del cuadrángulo Salamá. McBirney (1963) reconoce también en esta zona numerosos lentes de granito encajonados en rocas de grano más fino y de composición más básica. En su trabajo, McBirney (1963) reconoce una serie de cuerpos graníticos que incluyen gneises migmatíticos no reconocidos en esta tesis, el granito Rabinal y el

granito Matanzas. Los análisis químicos realizados tanto a los gneises migmatíticos como al granito Rabinal por McBirney (1963) le sugieren una relación genética en la cual el plutón es parte total de una fusión parcial representada por los gneises. De este modo, los cuerpos migmatíticos, el granito Rabinal y el granito Matanzas representan según McBirney, (1963) tres etapas progresivas de las “series graníticas”: anatexis diferencial, crecimiento y homogenización del cuerpo plutónico y una movilización final e intrusión de un magma granítico respectivamente. Para van den Boom, (1972) el granito Rabinal representa el producto final de un proceso de ‘granitización’ de una metarcosa. Este proceso ocurre en estado sólido durante el metamorfismo según van den Boom, (1972) aunque no especifica en que tipo o facies de metamorfismo se da esta transformación.

Durante el trabajo de campo no se observó la relación que Formación Sacapulas tiene con el granito Rabinal y la secuencia Salamá, aunque Morán (1998) sugiere una relación tectónica con estas unidades. Sin embargo, los clastos dentro de las partes conglomeráticas de rocas graníticas de moscovita muy similares al granito Rabinal y de metareniscas y metarcosas similares a las rocas de la secuencia Salamá (Fig. 2.11 y 2.15 E) sugieren que inicialmente la relación entre estas unidades era estratigráfica (discordante). Hay evidencias de estructuras primarias en estas rocas (estratificación) y se pueden reconocer aún estructuras fósiles de crinoides en las calizas del Cerro Mumús, lo que habla del bajo grado de deformación que han sufrido estas rocas. Esta unidad, por otro lado, no contiene elementos (clastos de gneises de alto grado, minerales detríticos de alta presión como rutilo, granate, etc.) que sugieran una posible fuente proveniente de las rocas de alto grado del complejo Chuacús.

Las rocas de las unidades mencionadas están caracterizadas por el desarrollo progresivo de una variedad de estructuras menores, el desarrollo de elementos micro-estructurales así como una distribución espacial de variaciones de deformación característicos de las zonas de cizalla (Passchier y Trouw, 1998; Yassaghi et al., 2000). Las estructuras que se preservan en las rocas de la secuencia Salamá, el Granito Rabinal y parte de la Formación Sacapulas indican que fueron cabalgadas por el complejo Chuacús, hacia el noreste con una componente lateral izquierda. Es difícil con los datos obtenidos en esta tesis establecer si esta componente lateral esta asociada al movimiento de los sistemas Motagua y Polochic.

Los minerales en estas rocas presentan características de deformación en minerales como cuarzo, moscovita y feldespato de bajo y muy bajo grado ($T < 350^{\circ} \text{C}$) (Simpson, 1985; Passchier y Trouw, 1998).

La figura 4.1 es un esquema que resume en forma muy generalizada los eventos de depósito y deformación en la zona de estudio. Inicialmente una cuenca continental con sedimentos clásticos poco consolidados y rocas volcano-sedimentarias (secuencia Salamá) (Fig. 4.1 A) fue intrusionada por un cuerpo granítico (granito Rabinal) somero así como por una serie de cuerpos pegmatíticos asociados muy probablemente a esta intrusión durante el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano (Fig. 4.1 B). Este cuerpo granítico con parte de la secuencia sedimentaria fueron expuestos a la superficie y comenzaron a erosionarse y depositarse sedimentos derivados de estas rocas en una cuenca de rápida subsidencia donde se depositó la Formación Sacapulas, formada de la cima a la base por conglomerados con clastos de granito y rocas metasedimentarias de la secuencia Salamá, areniscas conglomeráticas, limolitas, lutitas y finalmente calizas con fósiles del Tournasiano (Fig. 4.1 C). Posiblemente durante el proceso de exhumación del complejo Chuacús en el Cretácico Tardío fue que se desarrolló la zona de cizalla que afectó a todas las unidades ya depositadas (Fig. 4.1 D) y que reinició el sistema de K-Ar en las micas de rocas de este mismo complejo. Son pocos los datos que permitan hacer una inferencia del tiempo en que estos distintos eventos de depósito y deformación ocurrieron. La edad de depósito de las rocas calcáreas de la Formación Sacapulas (Tournasiano: 352-360 Ma) se conocen por conodontos de la especie *Siphonodella sp* encontrados en estas unidades. Por tanto, la intrusión del granito Rabinal debe ser pre-Carbonífera, como lo indican además las edades de K-Ar obtenidas en las micas de las pegmatitas asociadas a la intrusión de este cuerpo. Se requieren estudios isotópicos de U-Pb (en zircones por ejemplo) ulteriores para conocer la edad de cristalización de este cuerpo.

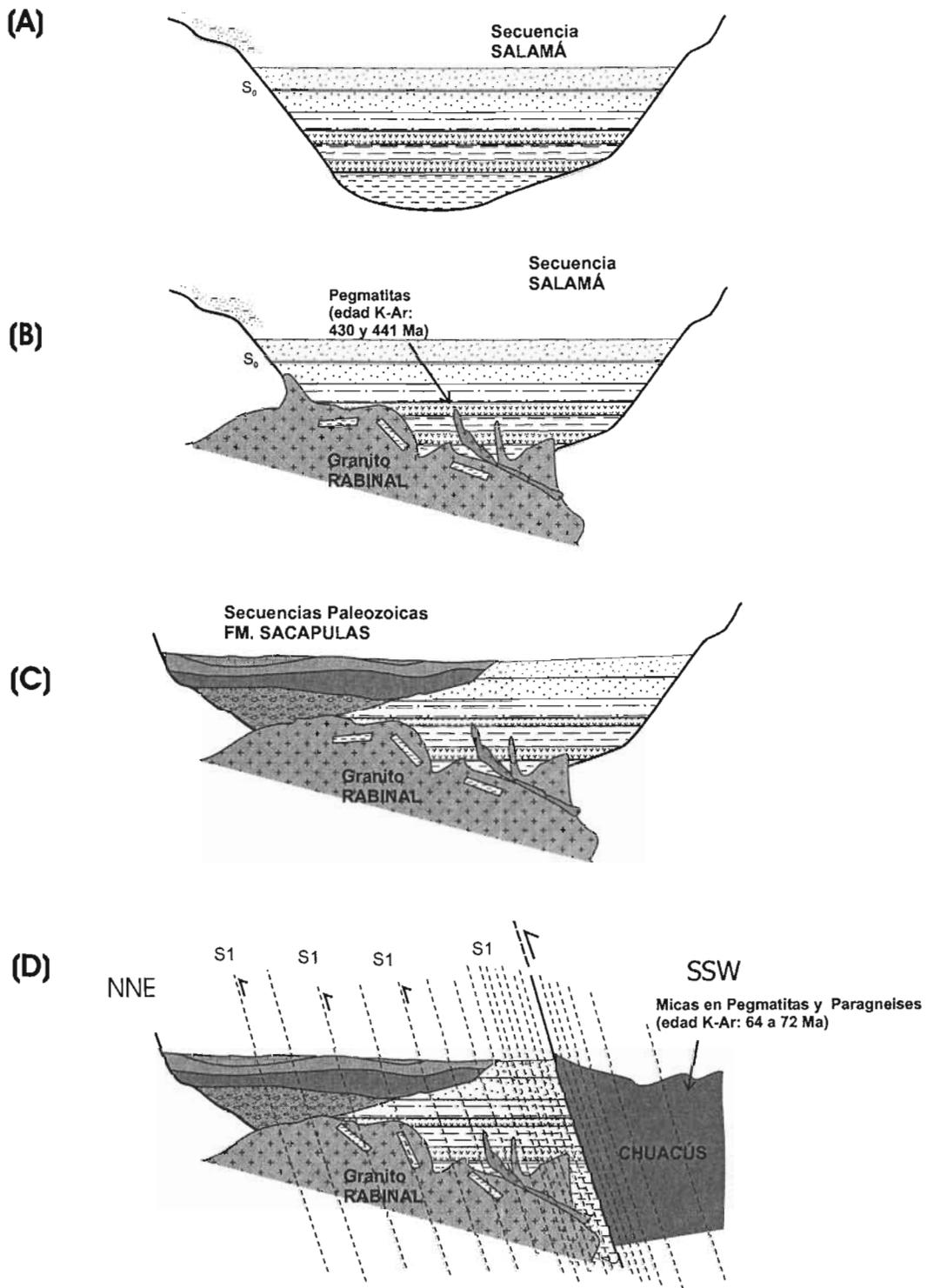


Fig. 4.1. Modelo esquemático de la secuencia de eventos propuesto para las rocas de la secuencia Salamá y el granito Rabinal, así como la deformación impuesta por el complejo Chuacús: A) Depósito de la secuencia Salamá pre-carbonífera; B) intrusión del granito Rabinal y sus pegmatitas asociadas; C) Depósito de las formaciones carboníferas de la Formación Sacapulas y; D) Deformación (edad?) asociada muy posiblemente a la exhumación del complejo Chuacús que pone en contacto a ambas unidades.

Previamente se había obtenido una edad de U-Pb en este cuerpo de 345 ± 20 Ma por Gomberg et al. (1968). Esta edad representa para los autores la edad del metamorfismo de una serie de gneises del complejo Chuacús además de la intrusión del “granito de Rabinal”. Los hechos que apoyan esta interpretación según los autores son la similitud estructural y química del “granito” y los gneises. Para Gomberg et al. (1968) la formación de estas rocas (metamórficas) y el emplazamiento del granito fue simultánea y la presencia de sedimentos paleozoicos débilmente metamorfizados indican que la edad del metamorfismo posiblemente es paleozoica. Sin embargo, esta edad vešana (pre-tournasiana) no tiene sentido si son correctas: 1) la edad obtenida por K-Ar en micas de pegmatitas que representan las etapas finales de la intrusión del granito Rabinal y por tanto una edad mínima de 429.7 ± 5.3 y 440.7 ± 4.7 Ma y; 2) la relación discordante que se propone en este trabajo entre la Formación Sacapulas cuyo miembro más joven contiene fósiles del Tournasiano (Carbonífero Temprano) y la secuencia Salamá intrusionada por el granito Rabinal.

La edad de la deformación que originó esta zona de cizalla es desconocida, pero se puede inferir por estratigrafía si se existieran rocas no deformadas de edad conocida que no estén afectadas por la deformación o se puede conocer en forma absoluta mediante la datación directa en minerales que hayan crecido durante la deformación. Las edades de K-Ar de micas separadas de pegmatitas y metarcosas del complejo Chuacús de 64.1 a 72.1 Ma pueden representar la edad de cristalización de estas micas o bien una edad a la cual fueron perturbadas térmicamente por arriba de los 400° C. La edad de las pegmatitas muy posiblemente sea una edad de cristalización asociada al evento de colisión o cabalgadura con la secuencia Salamá y por tanto la edad de la deformación en estas rocas. Sin embargo, esto no se puede probar en este trabajo.

Se analizó la química de algunas muestras del granito Rabinal con el fin de conocer los procesos que ha sufrido durante la evolución y el emplazamiento, así como para tratar de inferir el ambiente tectónico que dio origen al magma del cual cristalizó. No son suficientes las muestras analizadas para tratar de caracterizar a este cuerpo, sin embargo, son una primera aproximación para tratar de entender su evolución química. También se analizó una muestra del granito Matanzas (MAT) y otra de un dique que intrusiona las rocas del complejo Chuacús (Gt03113)

para compararlas con los datos obtenidos del granito Rabinal y ver si podía existir un vínculo genético. Los resultados arrojados por estos análisis muestran que hay ciertos procesos de diferenciación en las muestras del granito Rabinal ya que hay empobrecimiento de elementos compatibles como el Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , etc., según se incrementa la cantidad de sílice (Fig. 3.1), y enriquecimiento de elementos incompatibles como el K_2O y el Na_2O . Por otro lado, los diagramas de tierras raras normalizados con los valores de condritas muestran un fraccionamiento muy claro entre las tierras raras ligeras y las pesadas. La gran mayoría de las muestras de este granito son peraluminosas según su valor de ACNK [molar $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] > 1.1$ (Shand, 1943), lo cual implica que se derivaron a partir de la fusión de rocas sedimentarias clásticas (Chappel y White, 1974), lo mismo que la muestra que se analizó del granito Matanzas. La muestra Gt03113 es peraluminosa pero su valor de ACNK es menor a 1.1, por tanto de granitos de tipo 'I', o derivados directamente de magmas del manto o de fusión de otras rocas ígneas o metaígneas (ej., ortogneises) (Fig. 3.2). Estas rocas en su mayoría tienen un carácter subalcalino con una tendencia calcialcalina según el diagrama de Irvine y Baragar (1971) en el diagrama AFM (Fig. 3.2). Los diagramas de elementos incompatibles normalizados con los valores del manto primitivo (Sun y McDonoug, 1989) de las muestras del granito Rabinal, granito Matanzas y Gt03113 muestran un enriquecimiento en elementos de bajo potencial iónico (LILE's) (Sr, K, Rb, Ba, Th, Cs, Pb) que se atribuye en el caso de rocas de arco volcánico continental al metasomatismo de la fuente del manto ocasionado por los fluidos que se liberan de una placa en subducción (Wilson, 1989) y valores bajos de elementos de alto potencial iónico (Nb, Ce, P, Zr, Sm, Ti, Y, Yb, Sc) asociados a altos grados de fusión parcial y a la estabilidad de las fases residuales del manto (Wilson, 1989). También presentan valores anómalos de Nb y Ti muy característicos de rocas que se asocian a fenómenos de subducción (por ej. Wilson, 1989; Dostal et al., 1986; Keppie et al., 2000; Martiny et al., 2000). El patrón de la muestra del granito Matanzas es la que más se asemeja con los patrones de las muestras del granito Rabinal. La muestra Gt03113 tiene básicamente el mismo tipo de anomalías aunque esta más empobrecida en estos elementos especialmente en los más incompatibles. Los resultados también se graficaron en cuatro de los diagramas de discriminación tectónica para rocas graníticas de Pearce et al. (1984) (Fig. 3.7). En dos de estos diagramas, los campos de granitos de arco volcánico (VAG) y de colisión (syn-COLG) coinciden (Fig. 3.7 A y B) y es en estos campos donde caen los valores de todas las rocas graníticas analizadas. En los otros casos en que se discrimina entre estos dos

campos, las muestras del granito Rabinal caen en su mayoría dentro del campo de los granitos de origen de arco volcánico (VAG) aunque algunas de las muestras atraviesan el límite con los granitos de colisión (Fig. 3.7 C y D). Esto en muchos casos está asociado al proceso de diferenciación que enriquece a las rocas de arcos volcánicos en Rb (Föster et al., 1997). Estos resultados resultan ambiguos ya que algunas características señalan a la fusión de sedimentos y otras a la generación de un magma en una zona de subducción. Una posible explicación es que los sedimentos de la cuenca donde ocurrió la fusión parcial y posterior generación del magma eran derivados de rocas (posiblemente graníticas) con una firma de arco. Esto significa que la firma geoquímica observada en las muestras del granito muy posiblemente sea una firma heredada de la fuente que dio origen a este magma.

También se analizó, con fines comparativos, la química de elementos mayores y traza de rocas metasedimentarias de la secuencia Salamá, de la Formación Sacapulas y del complejo Chuacús. En el contenido de elementos mayores, es notable la diferencia en SiO_2 y Al_2O_3 que existe entre las muestras de la secuencia Salamá y la muestra analizada de la Formación Sacapulas y las del complejo Chuacús. Estos elementos que son buenos indicadores de la madurez de los sedimentos implican que los sedimentos analizados de la Formación Sacapulas y del complejo Chuacús sufrieron un mayor transporte y procesos diagenéticos más prolongados que las rocas de la secuencia Salamá analizadas. Para comparar los patrones de elementos traza entre las diferentes unidades (Fig. 3.6 A) se normalizaron los valores obtenidos de las diferentes muestras con los valores del Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989). Estos patrones son diferentes para cada una de las unidades, aunque tienen valores anómalos similares en algunos elementos. Según el diagrama de Roser y Korsch (1988) para inferir la procedencia de los sedimentos basado en dos funciones discriminantes con elementos mayores, los sedimentos de estas rocas provienen principalmente de fuentes intermedias a félsicas (granitos, granodioritas, etc.) que no afloran en la región. Para establecer el ambiente tectónico de que se derivan estas muestras se requiere de un mayor número de análisis. Sin embargo se graficaron los resultados obtenidos de las diferentes muestras en algunos de los diagramas discriminantes que Bhatia (1983) y Bhatia y Crook (1986) construyeron para inferir el ambiente tectónico de rocas sedimentarias. Las rocas de la secuencia Salamá según los diagramas discriminantes de elementos mayores (Fig. 3.8 A y B) se depositaron en un ambiente tectónico de arco de islas oceánico, sin embargo, usando diagramas ternarios de

elementos traza que son relativamente inmóviles y por tanto de mayor fiabilidad están más relacionados con un margen continental activa (Fig. 3.8 B y C). La muestra analizada de la Formación Sacapulas (Gt0368) parece estar más relacionada con un ambiente de margen pasiva según los diagramas de elementos mayores. En los diagramas ternarios ésta muestra está más relacionada a un ambiente de arco de islas continental. Por otra parte, las muestras del complejo Chuacús no se agrupan en una sola categoría. Según los diagramas de discriminación de elementos mayores, las muestras están relacionadas a un ambiente de margen continental activo y a un ambiente de arco continental. En los diagramas ternarios de elementos traza las muestras caen en los campos de arcos de islas continentales y de márgenes pasivas.

V. CONCLUSIONES

- ✓ La zona de cizalla Baja Verapaz se encuentra ubicada al NNE de la ciudad Guatemala, Guatemala, dentro del cuadrángulo Salamá (escala 1:50,000), entre dos grandes sistemas de falla: el sistema Motagua considerado actualmente como el límite norte entre las placas Caribe y Norteamérica con desplazamiento lateral izquierdo y el sistema Polochic ubicado al norte de esta zona de cizalla. La zona de cizalla Baja Verapaz caracterizada dentro del cuadrángulo Salamá, tiene un ancho que varía entre 2 y 8 Km con un tipo y sentido de transporte inverso (cabalgamiento del bloque de techo) hacia el NNE.

- ✓ Esta zona de cizalla pone en contacto rocas metasedimentarias y metavolcánicas de bajo grado intrusionadas por un cuerpo granítico (granito Rabinal), con rocas que sufrieron metamorfismo en condiciones de alta presión y temperatura media-alta del complejo Chuacus. No hay evidencias de una relación intrusiva entre el granito Rabinal y el complejo Chuacús. La deformación de esta zona de cizalla afecta también a las rocas metasedimentarias del Paleozoico tardío de la Formación Sacapulas que afloran al norte del cuadrángulo Salamá y que contienen fósiles del Misisípico temprano (Tournasiano).

- ✓ Las rocas metasedimentarias de la secuencia Salamá consisten principalmente de rocas de grano grueso como metareniscas feldespáticas, subfeldespáticas y metagrauvacas y rocas de grano fino como filitas y pizarras. Están caracterizadas por una foliación con rumbo general al ENE, y por una lineación de estiramiento de cuarzo con vergencia al SW. Los indicadores cinemáticos a escala de afloramiento y sección delgada indican un sentido de transporte hacia el NNE. Las asociaciones mineralógicas en estas rocas son las típicas de la facie de esquisto verde en su parte inferior.
- ✓ El granito Rabinal intrusión a la secuencia Salamá y está afectado también por la deformación asociada a la zona de cizalla, con indicadores cinemáticos en afloramientos y secciones delgadas inversos hacia el NNE. Según su contenido mineralógico modal es un monzogranito-granodiorita de moscovita. No se pudo observar la relación que este cuerpo guarda con el granito Matanzas que aflora al oriente del cuadrángulo Salamá. Este último es un monzogranito de moscovita al igual que el granito Rabinal, aunque el feldespato potásico es microclina y no ortoclasa como en Rabinal.
- ✓ Las rocas metasedimentarias (metaconglomerados, metareniscas conglomeráticas, filitas y calizas) de la Formación Sacapulas, están en contacto tectónico con la secuencia Salamá y el granito Rabinal. Sin embargo, muy probablemente la relación primaria entre estas unidades fue discordante, ya que las fracciones conglomeráticas de esta formación contienen abundantes clastos de roca granítica muy similar al granito Rabinal. En las partes calcáreas de esta secuencia se encontraron fósiles de la especie *Siphonodella sp* de edad tournasiana.
- ✓ El granito Rabinal, según su química, es un granito peraluminoso subalcalino, de la serie calcialcalina rica en K. También presenta anomalías de elementos trazas incompatibles típicas de rocas asociadas a procesos de subducción. El ambiente tectónico en que posiblemente se emplazó este granito es de arco volcánico. Sin embargo, al ser derivado de la fusión de rocas sedimentarias, es posible que la firma de subducción sea aportada por estos mismos sedimentos. El granito Matanzas tiene una composición química muy

similar al granito Rabinal tanto en elementos mayores como en elementos traza, sin embargo no fue posible con los datos obtenidos, establecer una relación genética con este último granito.

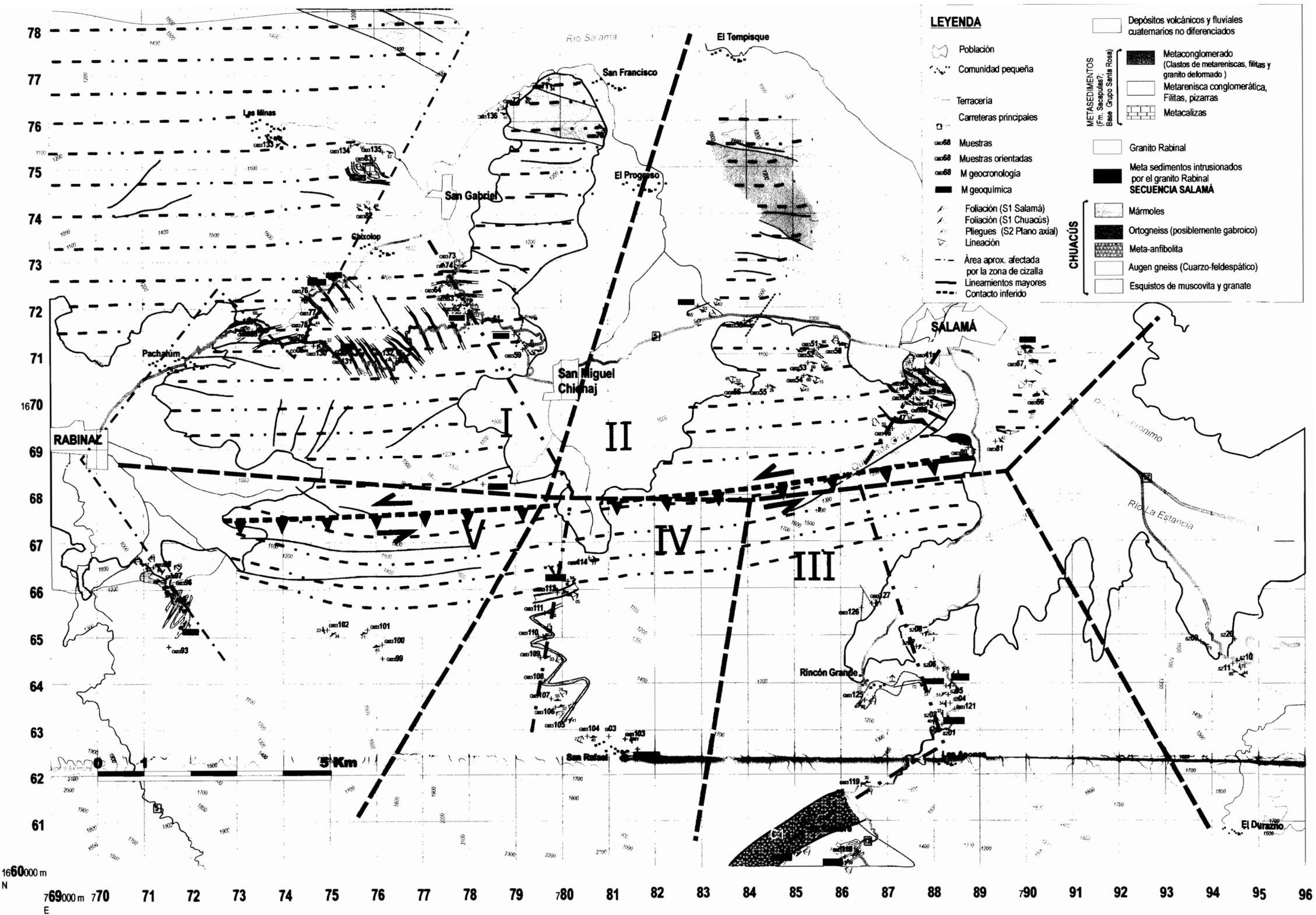
- ✓ La química de las rocas metasedimentarias de los diferentes paquetes muestra una procedencia de rocas ígneas intermedias a félsicas. Para poder inferir el ambiente tectónico en que se depositaron estos sedimentos con base en análisis químicos se requiere de un mayor número de muestras analizadas.
- ✓ La edad mínima de la intrusión del granito Rabinal propuesta es de 429.7 ± 5.3 Ma obtenida de moscovitas en pegmatitas asociadas a esta intrusión y que cortan a las rocas de la secuencia Salamá. La edad de la deformación aún no está bien restringida.

Referencias bibliográficas

- Anderson, T. H., Burkart, B., Clemons, R. E., Bohneberger, O. H., y Blount, D. N., 1973, Geology of the western Altos Cuchumatanes, Northwestern Guatemala: Geological Society of America Bulletin, (84), pp. 805–826.
- Anderson, T. H., y Schmidt V. A., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean region during Mesozoic time: Bulletin of the Geological Society of America, (94), pp. 941-966.
- Barker, F., 1979. Trondhjemite: Definition, environment and hypothesis of origin. In: Barker F., (ed.), *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-12.
- Beccaluva, L., Coltorti M., Giunta G., Iturralde Vinent M., Navarro E., Siena F., y Urbani F., 1996. Cross sections through the ophiolitic units of the Southern and Northern margins of the Caribbean Plate in Venezuela (Northern Cordillera) and Central Cuba. *Ofioliti*, (21), pp. 85-103.
- Berthé, D., Choukroune P., y Jegouzo P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J Struct Geol* (1): pp. 31-42
- Bhatia, M. R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geology* (91), pp. 611-627.
- Bhatia, M. R., y Crook K. A. W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.* (92), pp. 181-193.
- Borradaile, G. J., Bayly M. B., y Powell C. M. A., 1982. Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Bucher, K., y Frey M., 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Chappel, B.W., and White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* (8), pp. 173-174.
- Clarke, D. B., 1992, *Granitoid rocks* Ed. Chapman & Hall, University Press, Cambridge 283 p.
- Clemons, R. E., Anderson, T. H., Bohneberger, O. H., y Burkart, B., 1974, Stratigraphic nomenclature of recognized Paleozoic and Mesozoic of western Guatemala: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, (58), pp. 313–320.

- Clemons, R. E., y Burkart B., 1971. Stratigraphy of Northwestern Guatemala. Bol. Soc. Geol. Mexicana, (32), pp. 143-158.
- Cullers, R. L., 1988. Mineralogical and chemical changes of soil and stream sediments formed by intense weathering of the Danburg Granite, Georgia, U. S. A. Chemical Geology (63), pp. 275-297.
- Dollfus, A., y De Montserrat E., 1868. Voyage géologique dans les Républiques de Guatemala et de Salvador, In Mission scientifique au Mexique et dans l'Amérique Centrale, Géologie: Paris France Imprimerie Impériale, 539 p.
- Donnelly, T. W., Horne, G. S., Finch, R. C., y López-Ramos, E., 1990. Chapter 3. Northern Central America; the Maya and Chortis blocks. In, Dengo, G., and Case, J.E., (eds.), the Caribbean region: Boulder Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America (H), pp. 37-76.
- Dostal, J., Baragar, W. R. A., y Dupuy, C. 1986. Petrogenesis of the Natkusiak continental basalts, Victoria Island, N.W.T. Canadian Journal of Earth Sciences, (23), pp. 622-632.
- Durney, D. W., y Ramsay J. G., 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In: De Jong KA, Scholten R. (eds) Gravity and tectonics. Wiley, New York, pp. 67-96
- Eskola, P., 1915. On the relationships between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. Bull. Comm. Geol. Finlande (44).
- Forth, D. R., 1971. Geology of the Sacapulas quadrangle, Guatemala. Tesis de Maestría: Universidad Baton Rouge, Louisiana. 113 p.
- Förster, H. J., Tischendorf G., y Trumbull R. B., 1997, An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks, Lithos (40), pp. 261-293.
- Giunta, G., Beccaluva L., Coltorti M., Cutrupia D., Dengo C., Harlow G. E., Mota B., Padoa E., Rosenfeld J., y Siena F., 2002a. The Motagua Suture Zone in Guatemala. Field trip-Guide Book, IGCP 433 Workshop and 2nd Italian-Latin American Geological meeting. Ofioliti.41p.
- Giunta, G., Beccaluva L., Coltorti M., Mortellaro D., Siena F., y Cutrupia D. 2002b. The peri-Caribbean ophiolites: structure, tectono-magmatic significance and geodynamic implications. Caribbean Journal of Earth Science, (36), pp 1-20.
- Gomberg, D.N., Banks, P.O. y McBirney, A.R., 1968. Guatemala: preliminary zircon ages from Central Cordillera. Science, (162), pp. 121 – 122.
- Herron, M. M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. J. Sed. Petrol. (58), pp. 820-829.
- Instituto Geográfico Nacional (IGN), 1987. Cuadrángulo Salamá, esc. 1: 50, 000. Guatemala, C. A.
- Irvine, T. N., y Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., (8): pp. 523-548.
- Keppie, D., Dostal J., Dallmeyer D. R., y Doigs R., 2000. Superposed Neoproterozoic and Silurian Magmatic Arcs in Central Cape Breton Island, Canada: Geochemical and Geochronological Constraints. Geol. Mag. (137), pp. 137-153.
- Kesler, S. E., Josey, W. L., y Collins, E. M., 1970, Basement rocks of western nuclear Central America: the western Chuacús Group, Guatemala: Geological Society of America Bulletin, (81), pp. 3307-3322.
- Le Maitre, R. W., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Oxford: Blackwell, 193 p.
- LeBas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., y Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. J. Pet. (27): pp. 745-750.
- Marshak S., y Mitra G., 1988. Basic Methods of Structural Geology. Part I. Elementary Techniques. Prentice Hall, 446 p.
- Martiny B., Martínez-Serrano R., Morán-Zenteno, D., Macías-Romo C., y Ayuso R. A., 2000, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic Rocks of Western Oaxaca, southern Mexico. Tectonophysics (318), pp. 71-98.
- McBirney, A., 1963. Geology of a part of the central Guatemalan Cordillera. Univ of California Publ. In Geol. Sci. (38- 4), pp. 177 – 242.

- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, (274): pp. 321-355.
- Morán, I. S., 1998. Estudio Geológico-Estructural y Estratigráfico-Secuencial, San Gabriel, Baja Verapaz. Tesis de Licenciatura. Universidad de San Carlos, Guatemala. No publicada
- Müller, W., 2003. Strengthening the link between geochronology, textures and petrology. *Earth and Planetary Science Letters* (206) pp. 237-251
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari L., Solé J., Martens U., Gómez- Tuena A., Morán-Ical S., Reyes-Salas M., y Ortega-Obregón C., 2004. High pressure-high temperature alleghanian metamorphism in the Chuacús complex, Sierra de Chuacús, central Guatemala: petrology, geochronology, and tectonic implications. *International Geology Review*. (46), pp. 446-470.
- Passchier, C. W. y Trouw, R. A. J., 1998. *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin.
- Pearce, J.A., Harris, B.W., y Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* (25): pp. 956-983.
- Pettijohn, F. J., Potter P. E., y Siever R., 1972. *Sand and Sandstone*. New York, Springer-Verlag 618 p.
- Platt, J. P., y Vissers R. L. M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.* (2) pp. 397-410
- Potter, P. E., 1978. Petrology and geochemistry of modern big rivers sands. *J. Geol.* (86), pp. 423-449.
- Pushkar, P. J., 1968. Strontium isotope ratios in volcanic rocks of three island arc areas. *J. Geophys. Res.*, (73), pp. 2701 – 2714.
- Ramsay, J.G., y Huber M. I., 1983. *The techniques of modern structural geology, 1: Strain analysis*. Academic Press, London
- Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Ed. Longman Scientific & Technical, Londres, 352 p.
- Roser, B. P., y Korsch R. J., 1988. Provenance signature of sandstones-mudstones suites determined using discriminant functions analysis of major-element data. *Chemical Geology* (67), pp. 119-139.
- Shand, S. J., 1943, *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relations to ore deposits*. 3a. ed., John Wiley & Sons, New York, 488 p.
- Simpson, C., 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J Struct Geol* (7): pp. 503-511
- Solé, J., y Enrique, P., 2001, X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating: *Analytica Chimica Acta*, (440), pp. 199–205.
- Streckeisen, A. L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, (12), pp. 1-33.
- Steiger, R.H., y Jäger E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* (36): pp. 359–362
- Sun, S.-s y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. *In* Saunders, A.D. and Norry, M.J., (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Spec. Pub. (42), pp. 313-345.
- van den Boom, G., 1972, Petrofazielle Gleidung des metamorphem Grundgebirges in der Sierra de Chuacús, Guatemala: *Beihefte Geologisches Jahrbuch*, (122), pp. 5–49.
- Yassaghi, A., James P. R., y Flottmann T., 2000. Geometric and kinematic evolution of asymmetric ductile shear zones in thrust sheets, southern Adelaide Fold-Thrust Belt, South Australia. *J Struct Geol* (22), pp. 889-912.
- Walper, J. L., 1960. Geology of Coban-Purulha Area, Alta Verapaz, Guatemala. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* (44), pp. 1273-1315.
- Waters, D. J., y Martin, H. N., 1993, Geobarometry of phengite-bearing eclogites [abs.]: *Terra Abstracts*, (5), pp. 410-411.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman. Londres, 466 p.



LEYENDA

- Depósitos volcánicos y fluviales cuaternarios no diferenciados
- Población
- Comunidad pequeña
- Terracería
- Carreteras principales
- Muestras
- Muestras orientadas
- M geocronología
- M geoquímica
- Foliación (S1 Salamá)
- Foliación (S1 Chuacús)
- Plegues (S2 Plano axial)
- Lineación
- Área aprox. afectada por la zona de cizalla
- Lineamientos mayores
- Contacto inferido

METASEDIMENTOS (Fm. Sacapulas?, Base Grupo Santa Rosa)

- Metaconglomerado (Clastos de metareniscas, filitas y granito deformado)
- Metarenisca conglomerática, Filitas, pizarras
- Metacalzizas

CHUACÚS

- Granito Rabinal
- Meta sedimentos intrusionados por el granito Rabinal
- Mármoles
- Ortogneiss (posiblemente gabroico)
- Meta-anfibolita
- Augen gneiss (Cuarzo-feldespático)
- Esquistos de muscovita y granate

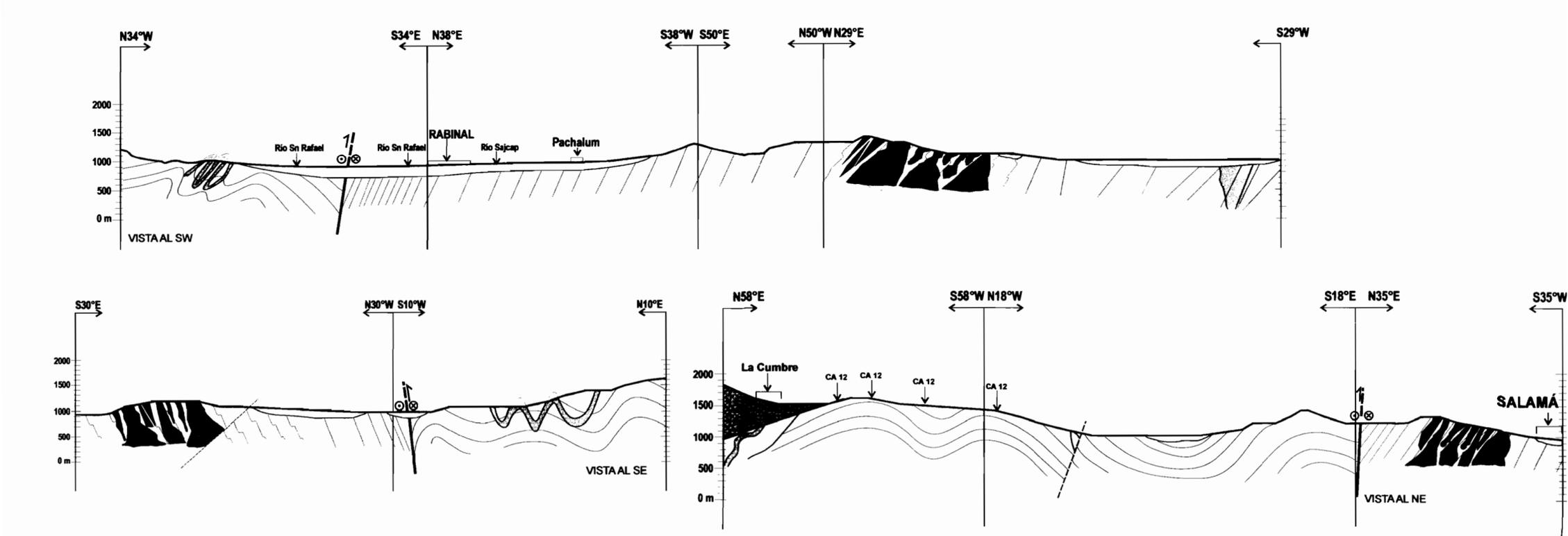


Fig. 2.1. (A) Distribución geográfica esquemática de las diferentes unidades litológicas dentro del cuadrángulo Salamá (2161 III, donde hay mayor afloramiento de las mismas). (B) Secciones esquemáticas A1-A5, B1-B3 y C1-C4. La escala vertical corresponde a la escala horizontal para cada sección. Las áreas marcadas como I, II, III, IV y V, corresponden con los diagramas estereográficos de la 2.13, 2.14 y 2.17.