



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**“Geología, petrología y geoquímica del  
Macizo de Chiapas, área de Motozintla de  
Mendoza.”**

T E S I S  
Que para obtener el título de :  
Ingeniero Geólogo  
p r e s e n t a :  
Josue Salazar Juárez

Director de Tesis: Dr. Peter Schaaf



México, D. F. Mayo de 2008

## AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por darme la oportunidad de continuar estudiando, en especial a la Facultad de Ingeniería y a los Institutos de Geofísica y de Geología.

A mis Padres, Hermanos y Familia, por su cariño, comprensión y apoyo para seguir con mis estudios.

A la Familia Soriano Sánchez, en especial a Mariana, por sus sabios consejos, apoyo, motivación, y sobretodo comprensión.

Al Dr. Peter Schaaf, por darme la oportunidad de realizar este trabajo tan importante para mí bajo su tutela, además por las constantes revisiones y los buenos momentos de convivencia. Gracias Dr. A la M. en C. Gabriela Solís Pichardo, por su asesoría en la preparación de mis muestras para realizar el análisis isotópico, además por sus correcciones, pero sobre todo por su amistad. Al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, por sus sabios consejos y correcciones de este trabajo. Gracias por su paciencia. Al M. en C. Enrique González Torres, por apoyarme y motivarme a seguir el camino del conocimiento. Mil gracias profesor. A mi amigo Ing. Juan Carlos Cruz Ocampo por guiarme y corregir mi trabajo de tesis.

Al Dr. Luigi Solari e Ing. Consuelo Macías les agradezco el tiempo y asesoría para realizar la Cátodoluminiscencia de zircones. Muchas gracias Consuelo por tu constante motivación y amistad. Al Quím. Rufino Lozano y a la Quím. Patricia Girón, por su contribución en la Fluorescencia de rayos X de las muestras. A la M. en C. Ma. Sol Hernández y al Dr. Juan Julio Morales les agradezco su colaboración en la medición de mis muestras. Al Ing. J. Teodoro Hernández por asesorarme y ayudarme en la preparación de mis muestras, también por brindarme su amistad, apoyo, entusiasmo, motivación y convivencia. Gracias Teo.

Al Dr. Bodo Weber, Dr. Mariano Elías, M. en C. Juliana Estrada, Ing. Horacio Membrillo, Daniel Villanueva y Vladimir Guevara, por su agradable compañía y consejos en el trabajo de campo.

A todos mis amigos, mil gracias, por hacer agradable mi estancia durante el transcurso de todos estos años, además por brindarme su apoyo y amistad.

Al LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica), mi segundo hogar...en especial a los laboratorios de separación de minerales, de molienda y de química ultrapura en el Instituto de Geofísica, así como a los laboratorios de separación de minerales II y III en el Instituto de Geología, por facilitarme y permitirme el uso del equipo para la realización del presente trabajo....gracias.

## CONTENIDO

	PÁGINA
<b>RESUMEN</b>	
<b>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN</b>	
1.1 Objetivos	1
1.2 Antecedentes	1
1.3 Problemas a resolver	3
1.4 Localización y vías de acceso	4
<b>CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA REGIONAL</b>	
2.1 Marco geológico del área de estudio	6
2.2 Terreno Maya	8
2.3 Terreno Chortís	9
2.4 Sistema de fallas Polochic-Motagua	12
2.5 Trabajos previos	13
<b>CAPÍTULO 3: MUESTREO Y MÉTODOS ANALÍTICOS</b>	
3.1 Muestreo	18
3.2 Métodos analíticos	19
Trituración y molienda	19
Fluorescencia de rayos X	20
Separación de zircones	21
Cátodoluminiscencia	21
Abrasión	23
Geoquímica isotópica de Rb, Sr, Sm y Nd	23
Pesado y spike	24
Digestión	24
Split de rubidio	24
Separación de elementos	25
Geoquímica isotópica de U-Pb	26
<b>CAPÍTULO 4: PETROGRAFÍA</b>	
4.1 Muestra SJ-02	29
4.2 Muestra SJ-03	29
4.3 Muestra SJ-04	30
4.4 Muestra SJ-05	31
4.5 Muestra CB 54, 2505	32
4.6 Muestra SJ-07	33
4.7 Muestra SJ-08	34
4.8 Muestra SJ-09	35
<b>CAPÍTULO 5: GEOQUÍMICA</b>	
5.1 Resultados	39
<b>CAPÍTULO 6: GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Y GEOCRONOLOGÍA</b>	
6.1 Diagramas de correlación Sr-Nd y edad Modelo	46
6.2 Resultados	49
6.3 Método de fechamiento U-Th-Pb	51
6.4 Generalidades	51
6.5 Geocronología del método	51
6.6 Resultados	54
<b>CAPÍTULO 7: DISCUSIÓN</b>	57
<b>CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES</b>	60
<b>REFERENCIAS</b>	62
<b>ANEXO</b>	68
MAPA ESCALA 1: 125 000	

<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b>	
<b>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN</b>	<b>PÁGINA</b>
Figura 1: Provincias geológicas del sureste de México	2
Figura 2: Plano de localización del área de estudio	5
<b>CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA REGIONAL</b>	
Figura 3: Visión general de la tectónica de placas en América Central	8
Figura 4: Perfil geológico del estado de Chiapas y de Guatemala	11
Figura 5: Mapa de Centro América	12
Figura 6: Marco tectónico del sureste de México	13
<b>CAPÍTULO 3: MUESTREO Y MÉTODOS ANALÍTICOS</b>	
Figura 7: Esquema de preparación de las muestras para Fluorescencia de rayos X, ICP-Masas e isotopía	20
Figura 8: Técnica de separación de zircones para el análisis químico e isotópico de las muestras	22
<b>CAPÍTULO 4: PETROGRAFÍA</b>	
Figura 9: Textura y mineralogía de la muestra SJ-02	29
Figura 10: Mineralogía de la muestra SJ-03	30
Figura 11: Textura y mineralogía de la muestra SJ-04	31
Figura 12: Mineralogía de la muestra SJ-05	32
Figura 13: Textura y mineralogía de la muestra CB-54 y 2505	33
Figura 14: Mineralogía de la muestra SJ-07	34
Figura 15: Texturas de la muestra SJ-08	35
Figura 16: Mineralogía de la muestra SJ-09	35
Figura 17: Ubicación de las muestras en el diagrama Streckeisen	36
<b>CAPÍTULO 5: GEOQUÍMICA</b>	
Figura 18: Diagrama TAS ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs $\text{SiO}_2$ )	39
Figura 19: Diagrama bivalente ( $\text{CaO}/(\text{NaO}_2 + \text{KO}_2)$ vs sílice y diagrama AFM	40
Figura 20: Diagramas de variación Harker	41
Figura 21: Diagrama de discriminación	42
Figura 22: Diagrama multielemento	43
Figura 23: Diagrama de distribución de las tierras raras	44
<b>CAPÍTULO 6: GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Y GEOCRONOLOGÍA</b>	
Figura 24: Diagramas de evolución de las relaciones isotópicas de Sr y Nd con respecto al tiempo geológico	46
Figura 25: Diagrama de correlación Sr-Nd y algunos reservorios	50
Figura 26: Diagrama concordia	53
Figura 27: Diagrama concordia para la muestra 2405	55
Figura 28: Diagrama concordia para la muestra 2505	56
<b>CAPÍTULO 7: DISCUSIÓN</b>	
Figura 29: Reconstrucción geotectónica del Carbonífero superior de la porción central y occidental de Pangea	59

<b>ÍNDICE DE TABLAS</b>		
<b>CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA REGIONAL</b>		<b>PÁGINA</b>
Tabla 1: Datos geocronológicos en el Macizo de Chiapas		16
<b>CAPÍTULO 3: MUESTREO Y MÉTODOS ANALÍTICOS</b>		
Tabla 2: Relación de datos para las muestras en el área de estudio		18
Tabla 3: Resultado del análisis por catodoluminiscencia		23
<b>CAPÍTULO 4: PETROGRAFÍA</b>		
Tabla 4: Conteo de puntos y porcentajes		36
<b>CAPÍTULO 5: GEOQUÍMICA</b>		
Tabla 5: Análisis químico de elementos mayores en % en peso de roca total		37
Tabla 6: Análisis químico de elementos traza en ppm de roca total		38
<b>CAPÍTULO 6: GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Y GEOCRONOLOGÍA</b>		
Tabla 7: Resultados de la dilución isotópica y espectrometría de masas		45
Tabla 8: Explicación de las intersecciones en una diagrama concordia para rocas ígneas y metamórficas		54
<b>ANEXO</b>		
Tabla 9: Análisis químico de elementos mayores en % en peso de roca total (Normalizada)		68
Tabla 10: Tabla con los datos isotópicos de U-Pb		68

## RESUMEN

Se presenta el estudio geológico realizado en el límite sureste del Macizo de Chiapas, junto con el estudio petrográfico, geoquímico e isotópico, de un cuerpo plutónico no deformado, denominado “granito rosa”. Éste aflora entre el sistema de Fallas Polochic poniendo en contacto a rocas Permo-Triásicas del Complejo Cristalino de Chiapas con rocas metamórficas alóctonas relacionadas al Bloque Chortís.

El “granito rosa” está compuesto por porfidoclastos de feldespato potásico con textura micropertítica, plagioclasa (Oligoclasa) y cuarzo, con edades de U-Pb en circones de  $368 \pm 18$  Ma ( $1\sigma$ , intersección inferior). Por otra parte, se analizó otro cuerpo intrusivo en la misma región, enriquecido en minerales ferromagnesianos, con edades de U-Pb en circones de  $348 \pm 35$  Ma ( $1\sigma$ , intersección inferior).

Los análisis geoquímicos mostraron que este granito sobresaturado en sílice, tiene un comportamiento diferente a las rocas cristalinas del Macizo de Chiapas (MC) además de haberse formado en un ambiente tectónico distinto. Los elementos traza revelan una importante anomalía de Eu, Ba, Sr, P y Ti que indica un comportamiento diferente con respecto a las rocas del Macizo de Chiapas. Estas anomalías sugieren cristalización fraccionada de plagioclasa, feldespatos, apatito y óxidos.

El análisis isotópico de Sr-Nd, junto con las edades isotópicas obtenidas permitió inferir que este granito puede ser producto de la anatexis de rocas ígneas viejas que probablemente se mezcló con un magma muy primitivo; y que al emplazarse afectó a metasedimentos correlacionables al Grupo Santa Rosa.

Cabe hacer mención que la relación de contacto entre las rocas analizadas en el presente trabajo con las rocas del Macizo de Chiapas no es clara por lo que se requieren más estudios.

## INTRODUCCIÓN

### 1.1 Objetivos

El objetivo de este trabajo se enfocó en realizar el análisis estratigráfico del área comprendida entre los poblados de Tierra Blanca y Sabinalito, Motozintla de Mendoza, Chiapas y comprobar la posición del sistema de fallas Polochic-Motagua, en el área de trabajo para representarlo en una carta geológica, escala 1: 12500. Así mismo, verificar mediante el análisis geoquímico, petrográfico y geocronológico, si el “granito rosa”, ubicado en la carretera forma parte del Macizo de Chiapas y finalmente interpretar los resultados para plantear un modelo petrogenético del intrusivo.

Para ello se plantearon las siguientes metas:

- Realizar el mapeo geológico del área de estudio.
- Colecta de las muestras en campo.
- Elaboración y análisis petrográfico de 8 láminas delgadas.
- Cátodoluminiscencia y abrasión de 2 concentrados minerales de zircones.
- Preparación de las muestras para ser analizadas geoquímicamente por Fluorescencia de rayos X, ICP- Masas, por isotopía de Rubidio-Estroncio, Samario-Neodimio, y fechamiento de Uranio-Plomo.

### 1.2 Antecedentes

Una de las primeras aportaciones a la geología del estado de Chiapas, fue reportada por Böse (1905). Posteriormente, Mülleried (1957) hizo la descripción estratigráfica general de la geología regional, proponiendo un basamento Precámbrico asociado a rocas ígneas y metamórficas, una secuencia sedimentaria mesozoica continental y marina; y rocas extrusivas cenozoicas, resultado de las erupciones del volcán Tacaná. Por otra parte, López Ramos (1976) realizó la cartografía geológica del estado de Chiapas, escala 1: 2, 000,000 para el Instituto de Geología. De la Rosa *et al.* (1989) elaboraron un estudio más detallado de la geología, añadiendo mapas paleogeográficos, la evolución tectónica y nuevos datos estructurales. En 1999, el Consejo de Recursos Minerales, hoy Servicio Geológico Mexicano, recopiló los estudios geológicos del estado, con el objetivo de analizar nuevos prospectos de yacimientos minerales.



Con la llegada de la teoría de la Tectónica de Placas se estableció el concepto de terrenos tectonoestratigráficos con el objetivo de agrupar los diferentes entes geológicos y comprender mejor la geología de México.

Esta clasificación fue descrita por primera vez en México por Campa y Coney (1983); quienes dividen el territorio nacional en 12 terrenos, basándose en la definición de “terreno sospechoso”, establecido por primera vez por Coney *et al.* (1980), quienes lo definen como un conjunto litológico, limitado por fallas y con una historia geológica diferente a la de terrenos contiguos. Posteriormente, Sedlock *et al.* (1993) proponen una nueva clasificación, basándose en una recopilación de nuevos datos geológicos, subdividiendo al país en 17 terrenos. Actualmente, los estudios más recientes establecidos por Keppie (2004) simplifican el número de terrenos a 11, basándose en nuevas evidencias paleomagnéticas y geológicas.

Partiendo de la definición de provincia geológica y del análisis de la información geológica compilada, Ortega-Gutiérrez *et al.* (1992) clasificaron al territorio nacional en 35 provincias geológicas con el objetivo de facilitar la interpretación geológica del país. El estado de Chiapas está integrado por las provincias de *la Cuenca Deltaica de Tabasco*, *el Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas*, *el Batolito de Chiapas*, *el Macizo Ígneo del Soconusco*, *la Cuenca de Tehuantepec* y *la Provincia Cuicateca* (Fig. 1).

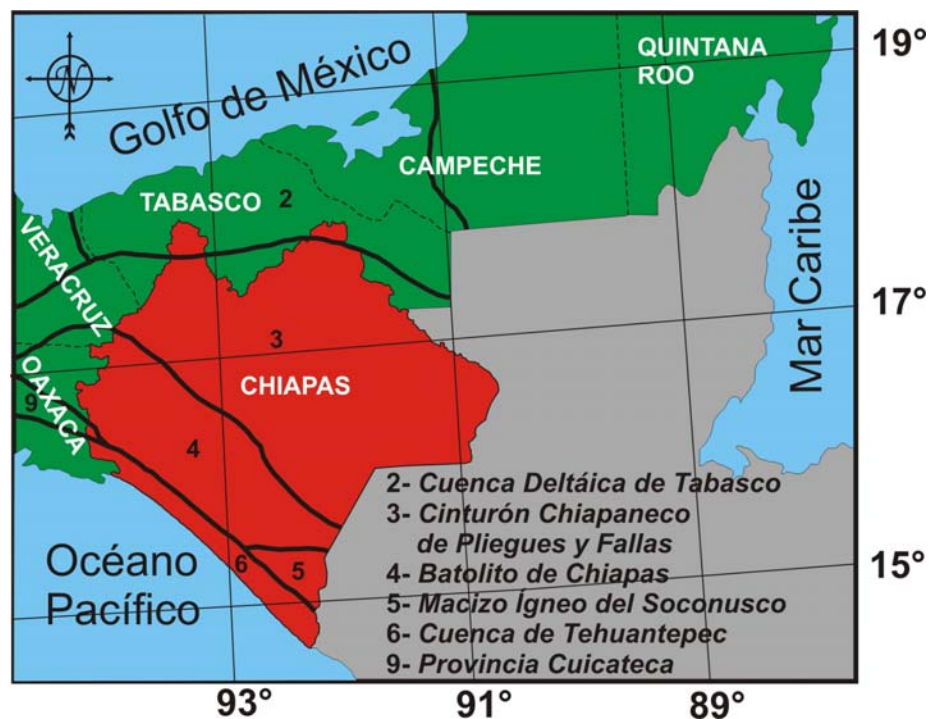


Figura 1. Provincias geológicas del sureste de México. Modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.* (1992).

El área de estudio se encuentra entre el límite del *Macizo ígneo del Soconusco* y el *Batolito de Chiapas*, donde aflora un complejo cristalino compuesto principalmente por rocas ígneas y metamórficas de edad Pérmica tardía. La cobertura pre-Jurásica del complejo cristalino está representada por rocas sedimentarias marinas que afloran en el flanco noreste del Batolito de Chiapas, en el área de Chicomuselo, correlacionables con el grupo Santa Rosa de Guatemala y Belice (Weber *et al.*, 2006). Esta secuencia es formalmente dividida en la Formación Santa Rosa inferior conformada por pizarras y meta cuarcitas del Mississípico Superior y la Formación Santa Rosa superior, compuesta por lutitas y limolitas calcáreas, intercaladas de carbonatos con fusilínidos de edad Pérmico Temprano. El contacto entre estas formaciones es por discordancia angular (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007).

Sobreyaciendo a este conjunto de rocas se encuentran rocas marinas del Pérmico (calizas, lutitas y dolomías), relacionadas a la Formación Grupera y Paso Hondo, deformadas como consecuencia de la Orogenia Apalachiana en Norteamérica. La cobertura de rocas continentales del Jurásico medio está representada por capas rojas (limolitas, areniscas y conglomerados en su base) relacionadas a la Formación Todos Santos. Cubriendo discordantemente a esta secuencia, se encuentra la Formación Sierra Madre, compuesta por calizas y dolomías, que a su vez se encuentran sobreyacidas por calizas, con intercalaciones de lutitas de edades del Campaniano y Maastrichtiano pertenecientes a la Formación Angostura (De la Rosa *et al.*, 1989). Coronando a estas formaciones se encuentra una secuencia volcánica del Mioceno, que consta de tobas de composición riolítica y dacítica, relacionadas a la emisión de flujos piroclásticos del Cinturón Volcánico Chiapaneco (Mora-Chaparro *et al.*, 2007), o al vulcanismo del cinturón centroamericano. Depósitos cuaternarios representados por aluvión afloran, principalmente, a lo largo de la línea de costa del Pacífico.

### 1.3 Problemas a resolver

El Macizo de Chiapas se caracteriza por ser una provincia compleja que hace difícil su interpretación tectónica debido a los escasos afloramientos del basamento, su diversidad de edades, su historia metamórfica, el estilo de deformación, sus límites tectónicos y la relación con su cobertura. Por ello, la evolución tectónica en el sur de México, representa un tema de controversia, debido a que actualmente no existe un modelo conciso que relacione la evolución del Terreno Maya con el modelo del truncamiento del bloque Chortís. La primera hipótesis plantea que el bloque Chortís

ocupó la posición de ante arco en el sur de México hasta el Cretácico Tardío–Paleoceno y posteriormente fué desplazado de su posición original (Anderson y Schmidt, 1983; Ross y Scotese, 1988; Pindell *et al.*, 1990; Schaaf *et al.*, 1995). Un modelo alternativo ubica al bloque Chortís frente a Chile durante el Eoceno, partiendo del estudio promedio de un polo Eureliano, y establece que el bloque Chortis formó parte de Amazonia y que en su trayecto colisionó con Baltica y Oaxaquia marcando al bloque como la unión entre Norteamérica y Sudamérica (Keppie y Morán, 2005).

Se desconoce aún, si las rocas metamórficas intrusionadas por el complejo cristalino de Chiapas forman parte del basamento del Terreno Maya, así como su edad e historia metamórfica.

Por ello, es necesario realizar nuevos trabajos interdisciplinarios con el propósito de obtener nuevas evidencias, que nos ayuden a descifrar la evolución tectónica y geológica del sureste mexicano.

#### **1.4 Localización y vías de acceso**

El área de estudio se encuentra en la porción sureste del estado de Chiapas, entre los poblados de Motozintla de Mendoza y Frontera Comalapa, en la frontera con Guatemala. Se encuentra limitada por las siguientes coordenadas: 15° 23" a 15° 27" de latitud norte y 92° 08" a 92° 11" de longitud oeste y cubre un área de 35 km<sup>2</sup>. Desde Tuxtla Gutiérrez, la mejor vía de acceso es la carretera No. 211 que conduce hasta Frontera Comalapa, o por la carretera No. 200 que va por la costa hasta el poblado de Huixtla y posteriormente se toma la desviación con la carretera federal No. 211 que conduce hasta Motozintla de Mendoza (Fig. 2).

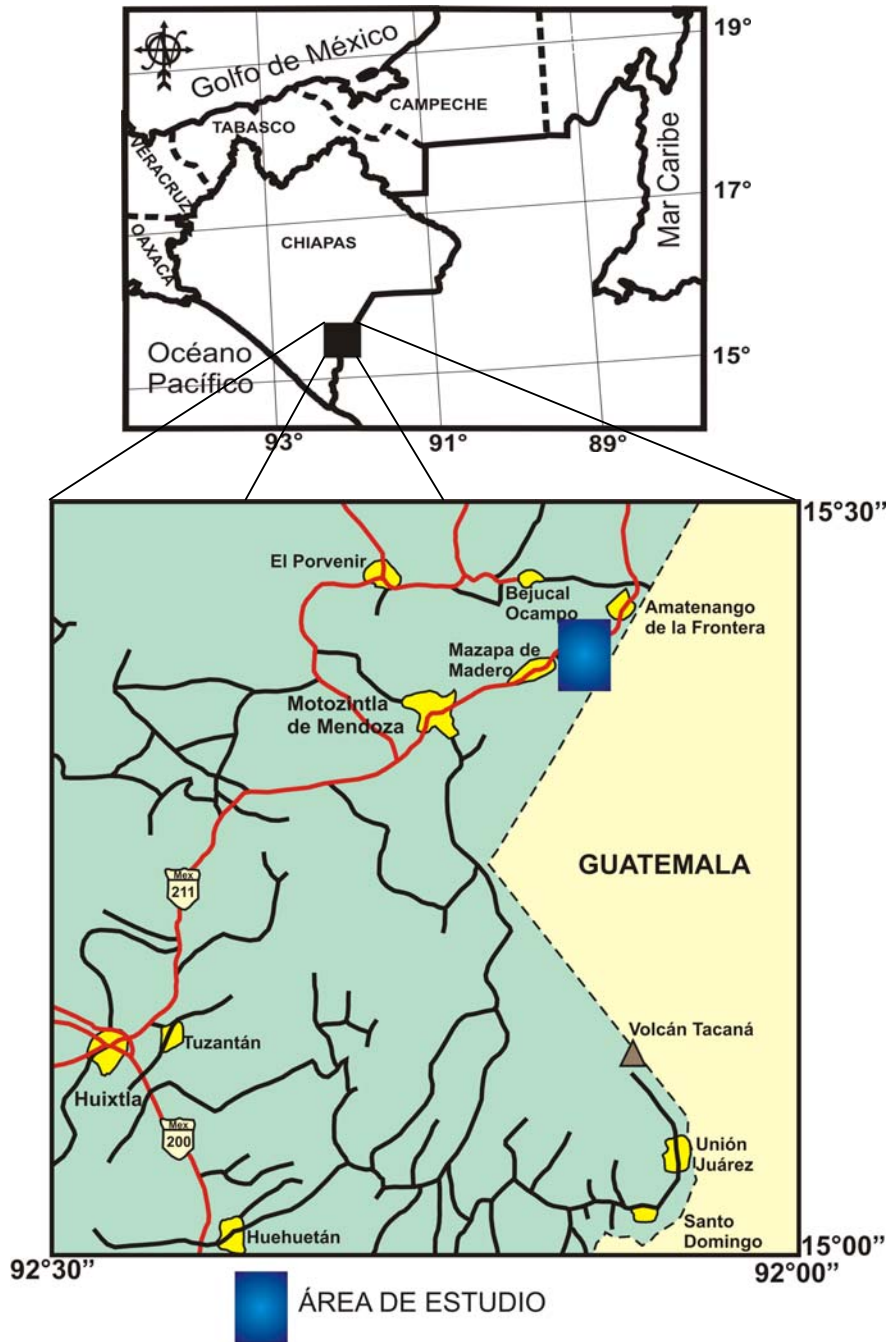


Figura 2. Plano de localización del área de estudio.

## GEOLOGÍA REGIONAL

### 2.1 Marco geológico del área de estudio

De manera general se identificaron seis unidades estratigráficas: *rocas intrusivas félsicas, rocas metamórficas de grado bajo, sedimentos terrígenos “capas rojas”, sedimentos calcáreos, rocas piroclásticas y el relleno Cuaternario “aluvión”*. El basamento de esta secuencia estratigráfica está formado por rocas metamórficas de grado bajo que son cortadas por un cuerpo félsico rico en fenocristales de feldespato potásico. Sobreyaciendo de manera discordante a esta secuencia metamórfica se encuentran sedimentos terrígenos “capas rojas”, con un conglomerado polimíctico de espesor variable en su parte basal y sedimentos calcáreos con textura tipo mudstone que están en contacto discordante con los sedimentos terrígenos. Coronando a esta secuencia estratigráfica se encuentran en contacto discordante rocas piroclásticas Cuaternarias y aluvión.

El cuerpo cristalino principal, que aflora en la mayor parte del área de estudio, presenta fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y anfíbol como mineral accesorio. Se encuentra intrusionado por un enjambre de diques (muestra 2605) y fracturas que pueden ser observados a lo largo de la carretera Motozintla-Amatenango de la Frontera. Este cuerpo cristalino se clasificó como “granito rosa” (muestra CB54) y posteriormente fue renombrado con la clave 2505.

Llegando al Poblado de Bacantón I, al este del mapa geológico anexo, se observó un cambio en la composición mineralógica, presentando un incremento de minerales ferromagnesianos y un decremento de cristales de feldespato potásico, además de numerosas vetas deformadas de cuarzo que rellenan fracturas del plutón, a la que se nombró con la clave 2405.

Subiendo por la cañada de Valle Obregón en dirección oeste, se encuentra la evidencia del contacto entre el granito rosa y rocas metamórficas de grado bajo, posiblemente correlacionables con rocas de la Formación Santa Rosa inferior. En algunas partes cercanas al contacto, se aprecia una deformación fuerte y la presencia de restos de rocas metamórficas con foliación dentro del cuerpo plutónico.

Al sur del mapa geológico anexo, a lo largo de la barranca Mazapa, se observó otro cuerpo plutónico altamente deformado, con la presencia de fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y diques máficos ricos en biotita y anfíboles, cubiertos por una capa de suelo y la presencia de grandes bloques de cuarzo, lo que se interpretó como un

contacto tectónico relacionado al sistema de fallas Polochic y al cual se le asignó el nombre de “granito cataclástico”.

Finalmente, se localizaron dos afloramientos de granitos, frente al poblado de Tierra Blanca y a las afueras del poblado Buenavista intrusionando capas rojas y esquistos, respectivamente. La característica de estos cuerpos es la escasa o nula presencia de cristales de feldespatos potásicos y la presencia de anfíboles en una matriz de plagioclasa, los cuales se interpretaron como posibles apófisis del granito rosa.

Las rocas sedimentarias que afloran en el área de estudio, sobreyacen a las rocas de la Formación Santa Rosa inferior de manera discordante. Se clasificaron como lutitas y areniscas de coloración roja a la intemperie y gris oscuro al fresco, correlacionables con las “capas rojas” de la Formación Todos Santos, altamente deformadas a causa del intenso fracturamiento en la región.

Sobre esta formación descansa, de manera discordante, una secuencia de calizas de textura mudstone de espesores grandes y estratificación horizontal, presumiblemente de edad Cretácica correlacionables con la Formación Sierra Madre, que afloran principalmente al norte del poblado de Hidalgo Tocanaque.

Llegando al poblado de Buenavista, se observó un afloramiento de calizas con buzamiento al sur franco dentro de la Formación Santa Rosa, lo que se interpretó como una secuencia perteneciente a la de la Formación Paso Hondo.

Coronando a la secuencia estratigráfica se observó en el Poblado de San José y Bacantón I, frontera con Guatemala, un depósito de flujos piroclásticos del Cuaternario. En algunas partes de la carretera Motozintla de Mendoza - Frontera Comalapa es posible apreciar afloramientos aislados al pie de las cañadas. Finalmente, se encuentran los depósitos cuaternarios, representados por aluvión y flujos de escombros, aflorando principalmente en la parte central del mapa, cubriendo la traza del sistema de fallas Polochic.

A continuación sigue una breve descripción de los Terrenos Maya y Chortís, donde se encuentra el área de trabajo de esta tesis (Fig. 3).

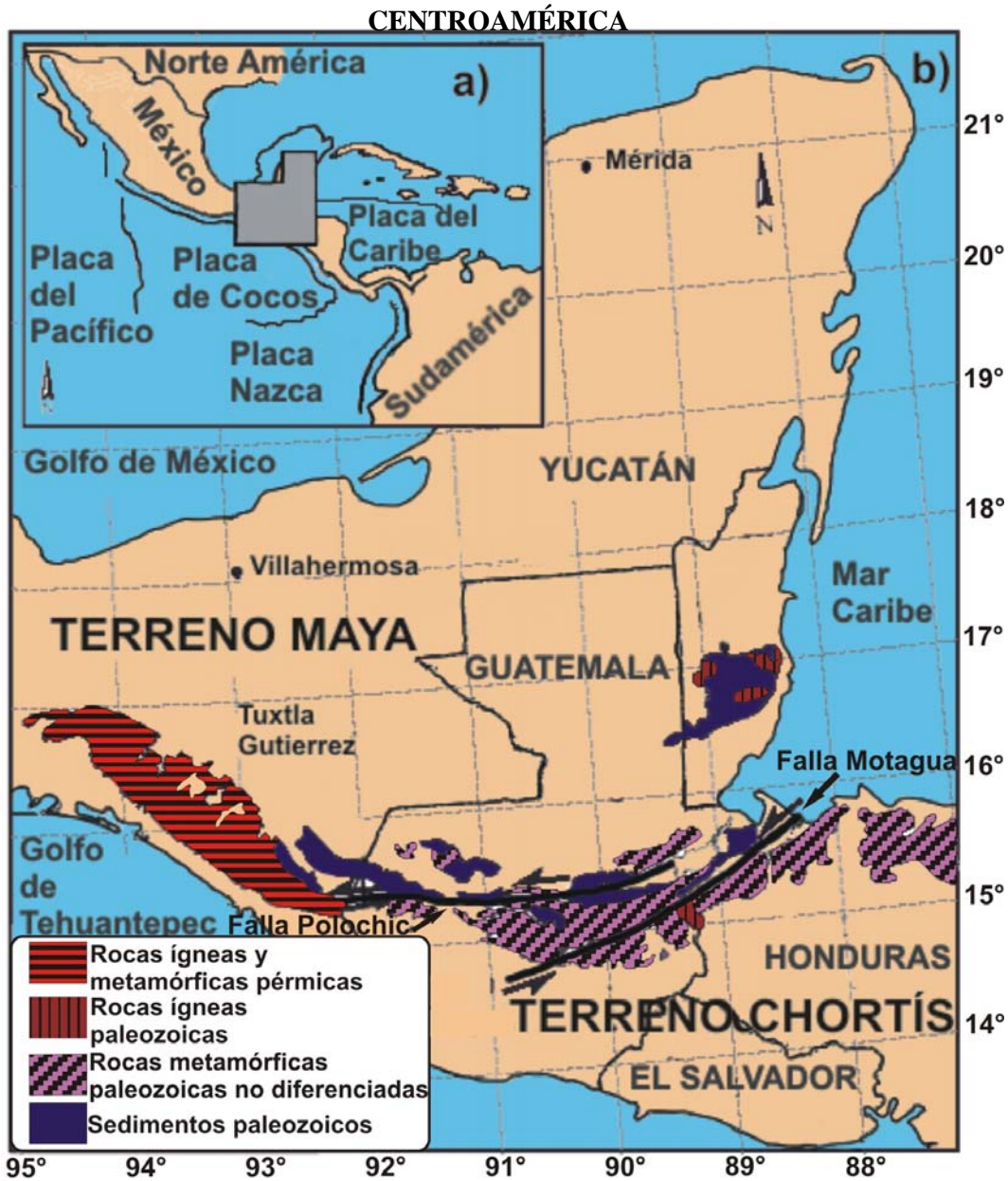


Figura 3.a: Visión general de las placas tectónicas en América Central. b: Mapa geológico que muestra las rocas pre-mesozoicas expuestas en el sureste de México y América central, además de los terrenos Maya y Chortís. Modificado de Weber et al. (2006).

## 2.2 Terreno Maya

El Terreno Maya (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993), bloque Maya (Dengo, 1985) o bloque Chiapas-Yucatán (Dickinson y Lawton, 2001), está dividido en tres provincias geográficas. La *provincia norte* abarca parte de los estados de Tamaulipas, Veracruz y la parte suroeste del istmo de Tehuantepec; la *plataforma de Yucatán* que incluye los estados de Tabasco, Campeche, Quintana Roo, Yucatán, la



parte norte de Belice y Guatemala; y la *provincia sur*, que incluye a los estados de Chiapas, la parte noroeste del estado Oaxaca y Guatemala.

La parte sur del terreno Maya (Weber *et al.*, 2002) está formado por un basamento compuesto, representado por el complejo metamórfico denominado Unidad “La Sepultura”, constituido por samitas, pelitas y calcosilicatos con metamorfismo de alta temperatura y baja presión, y la Unidad “Custepec”, formada principalmente por anfibolitas, gneises cuarzo-feldespáticos y pelíticos, mármoles y calcosilicatos. El complejo metamórfico está intrusionado en la porción occidental, como consecuencia de la Orogenia Apalachiana en Norteamérica, por el complejo cristalino de Chiapas, que aflora principalmente en la parte sur del terreno Maya.

El complejo cristalino de edad Pérmico-Triásico, denominado Macizo de Chiapas (Osorio-Pérez, 2005), antes llamado Batolito de Chiapas (Damon y Montesinos, 1978; Morán, 1984; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), está compuesto de rocas plutónicas y metamórficas que cubren un área de aproximadamente 20 000 km<sup>2</sup>, paralelo a la costa del Pacífico. La característica principal de este complejo cristalino es la presencia de rocas plutónicas deformadas y no deformadas con foliación y metamorfismo.

Por otra parte, al este del complejo cristalino de Chiapas, aflora una secuencia de esquistos y filitas con intercalaciones de horizontes de metacuarcitas correlacionable con la Formación Santa Rosa inferior y la Formación Santa Rosa superior, representadas por una secuencia de lutitas apizarradas, limolitas calcáreas, ocasionalmente intercaladas con areniscas, de edad carbonífera a pérmica (Fig. 4).

### 2.3 Terreno Chortís

El sistema de fallas Polochic-Motagua es un conjunto de fallas paralelas que incluyen a la falla Jocotán-Chamelecón ubicadas en la parte central de Guatemala y que marcan el límite entre las Placas del Caribe y la Placa Norteamericana.

El Terreno Chortís (Sedlock *et al.*, 1993) o bloque Chortís (Dengo, 1985) abarca la porción sur del sistema de fallas Motagua en Chiapas y Guatemala, el norte de Nicaragua, Honduras y El Salvador.

El basamento de este terreno (Donnelly *et al.*, 1990, Sedlock *et al.*, 1993) está formado por el complejo metamórfico de alto y mediano grado, denominado Grupo las Ovejas, compuesto por gneises con granate, migmatitas, esquistos, anfibolitas y



mármol, al que se le ha asignado edades desde el Precámbrico al Paleozoico Temprano, y la filita San Diego, formada por esquistos, filitas y lutitas (Fig. 4).

Cubriendo a este basamento se encuentra una secuencia sedimentaria mesozoica, formada por lutitas, areniscas del Jurásico Inferior- Triásico Superior y por calizas del Cretácico Inferior, pertenecientes a la Formación Metapán y al Grupo Átima, respectivamente. Éstos a su vez, se encuentran intrusionadas por granitos y granodioritas con edades del Cretácico Tardío y Terciario. Coronando a esta secuencia se encuentran rocas volcánicas extrusivas representadas por basaltos y andesitas probablemente correlacionables con las erupciones del Cinturón Volcánico Chiapaneco (Mora-Chaparro *et al.*, 2007).

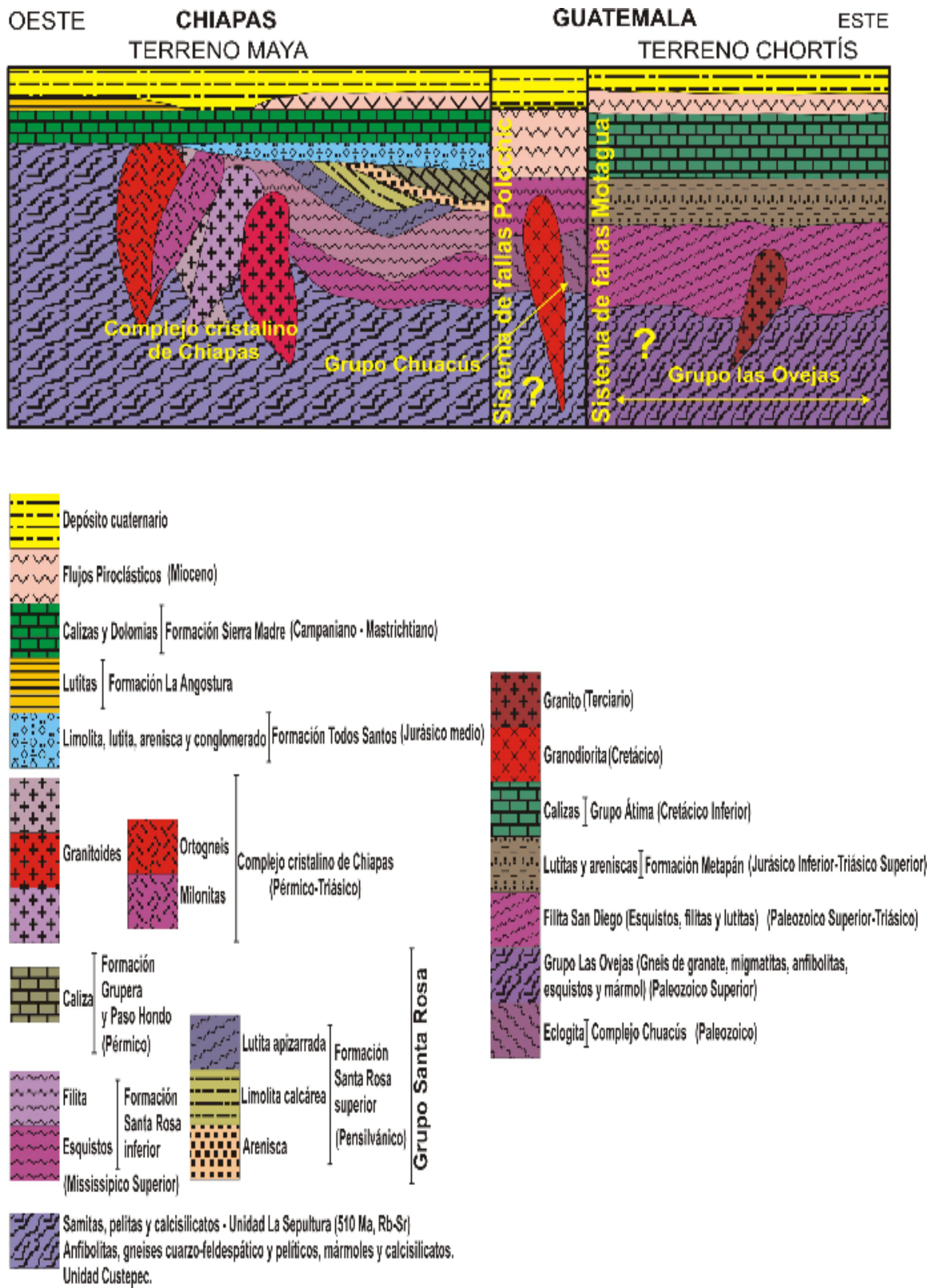


Figura 4. Perfil geológico del estado de Chiapas y de Guatemala. Modificado de Sedlock et al. (1993).

## 2.4 Sistema de fallas Polochic-Motagua

El límite entre el terreno Maya y terreno Chortís esta delimitado por un sistema de fallas con dirección E-W, que incluyen el sistema de fallas Jocotán-Chamelecón, San Agustín- Motagua-Cabañas y Cuilco-Chixoy-Polochic; sin embargo, por simplicidad, se denominó como sistema Polochic-Motagua, al incluir al sistema de fallas Jocotán (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007).

Burkart (1978) delimitó la extensión de la falla Polochic hasta la costa del Pacífico, cruzando por el Macizo de Chiapas, estableciendo un patrón de desplazamiento lateral izquierdo, argumentado en el análisis de imágenes satelitales (Fig. 5).



Figura 5. Mapa de Centro América, donde se aprecian las trazas de las fallas Polochic, Motagua y Jocotán. Modificado de Burkart (1978).

La actividad sísmica registrada a lo largo del sistema de fallas indica que las fallas Polochic-Motagua se encuentran actualmente activas; mientras que la falla Jocotán no presenta desplazamiento reciente (Muehlberger y Richie, 1975; Plafker, 1976).

Posteriormente, Burkat (1983) definió a la falla Polochic como un segmento transformante sinistral, con 130 km de desplazamiento, donde su periodo principal de actividad se desarrolló durante el Neógeno (10.3 - 6.6 Ma.), basándose en fechamientos de K-Ar en rocas volcánicas del conglomerado Colotenango y en tobas.

Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha (2000) proponen un modelo para la porción occidental del sistema de fallas, en donde establecen que la deformación intraplaca en este sitio, está representada como un sistema de fallas inversas, originando anticlinales

largos y angostos que funcionan como un escalón entre el sistema de fallas Polochic-Motagua y las fallas de transurrencia, ubicadas al norte del Macizo de Chiapas (Fig. 6).



Figura 6. Marco tectónico del sureste de México. Modificado de Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha (2000).

Franco *et al.* (2006), mediante un estudio sísmico realizado durante los años 1999 y 2006, estableció que la velocidad entre las Placas de Cocos y la Placa Norteamericana es de 17 a 20 mm por año.

Actualmente, se considera a la falla Motagua como el límite entre las placas Norteamericana y del Caribe (Weber *et al.*, 2006).

## 2.5 Trabajos previos

El área de estudio ha sido previamente estudiada por autores e instituciones diferentes mediante cartografía geológico-minera. Destacan los mapas geológicos del estado de Chiapas escala 1:500 000 (López Ramos, 1975), escala 1: 100 000 (S.A.R.H, 1979), escala 1:100 000 y 1:75 000 (Carfantán, 1982 y 1986), escala 1:250 000 (Detenal s/fecha), escala 1:500 000 (Castro, 1999), y 1:250 000 (Jiménez *et al.*, 2005). Sin embargo, se observaron incongruencias en la distribución de litologías, simbologías, así como en los rasgos estructurales.

Carfantán (1977) dividió a las rocas que afloran en Motozintla de Mendoza en dos secuencias; la primera autóctona, que incluye una secuencia metamórfica precámbrica, un cuerpo plutónico y rocas metamórficas pertenecientes al Paleozoico y a las formaciones Todos Santos y Sierra Madre. La segunda secuencia, alóctona, incluye rocas básicas y ultrabásicas, metagranitos, meta-andesitas, metariolitas, metagrauvas y metatobas, relacionadas con un arco volcánico de probable edad mesozoica.

Múgica Mondragón (1987) realizó el estudio petrogenético de rocas ígneas y metamórficas del Macizo de Chiapas, dividiéndolo en tres unidades principales denominadas: Batolito de Chiapas, Batolito de la Costa Chiapaneca y otros intrusivos de dimensiones menores, los cuales interpretan como producto de tres eventos diferentes de actividad magmática. Así mismo, destaca el rango de edades entre 154 y 181 Ma obtenidos a partir de concentrados de mica, hornblenda, feldespato potásico y roca total empleando el método de K–Ar en rocas que afloran dentro y a los alrededores del área de estudio.

Burkart *et al.* (1987) realizaron un análisis geológico- estructural a detalle de 3 áreas estratégicas a lo largo de la falla Polochic en el estado de Chiapas y Guatemala, con el objetivo de aportar evidencias nuevas que sostengan el modelo de desplazamiento de 130 km de la falla Polochic (Burkart, 1983) . Además, realizaron el fechamiento de una microclina (pertita) en  $68.4 \pm 3.4$  Ma (Cretácico Superior) mediante K–Ar de un granito que aflora entre Motozintla de Mendoza y la Frontera con Guatemala.

Por otra parte, Caballero (2002) hizo el análisis estratigráfico y sedimentológico de los flujos de escombros ocurridos en el municipio de Motozintla de Mendoza y sus alrededores para comprender la mecánica de los siniestros y así analizar el riesgo que corren los asentamientos humanos.

Schaaf *et al.* (2002) propusieron la existencia de un basamento Panafricano al analizar siete muestras de roca total del Macizo de Chiapas mediante el método de Rb–Sr, reportando edades de  $509 \pm 97$  Ma ( $2\sigma$ ), un evento tectono-termal ocurrido entre 214 y 238 Ma obtenido de concentrados de micas por Rb–Sr; y un posible evento intrusivo en el Jurásico (175 Ma), junto con edades modelo de Nd de 1 Ga, que revelan el reciclamiento de la corteza. El mapeo geológico a detalle realizado en los poblados de Las Mercedonas, Monterrey y La Fraylesca entre los municipios de Villaflores y Tonalá, Chiapas fueron elaborados por Groß y Möllinger, 2000; Heck, 2000 y Weis, 2000; respectivamente.

Osorio Pérez (2005) obtuvo edades de U–Pb en zircones de un granito deformado y un gneis migmatítico en el área de Villa Flores Chiapas, reportando edades de intersecciones inferiores de  $210 \pm 31$  Ma ( $2\sigma$ ) para el granito deformado y  $238 \pm 30$  Ma ( $2\sigma$ ) para el gneis migmatítico, y edades de intersección superior de  $1035 \pm 320$  Ma ( $2\sigma$ ) y  $1084 \pm 290$  Ma ( $2\sigma$ ) respectivamente. Interpretó las edades permotriásicas como edades de cristalización para el granito deformado y probablemente un evento

metamórfico para el gneiss migmatítico. Por otra parte, interpretó las edades de intersección superior como la evidencia de un basamento Grenviliano.

Weber *et al.* (2002) describieron petrográficamente una secuencia metasedimentaria en el Macizo de Chiapas, llegando a la conclusión de que estas rocas reflejan condiciones de formación de temperatura alta y presión baja, muy diferentes a la de terrenos adyacentes y a la cual nombró “Unidad La Sepultura”. Más tarde hicieron un análisis más detallado de las rocas metamórficas que afloran en el Macizo de Chiapas, empleando el método de fechamiento de U-Pb en zircones de 11 muestras, estableciendo un evento tectonotérmico del Paleozoico Superior ( $250.9 \pm 2.3$  Ma y  $258.4 \pm 1.9$  Ma) y componentes heredados Grenvilianos ( $1017 \pm 27$  Ma y  $1046.6 \pm 5.6$  Ma) (Weber *et al.*, 2005). Posteriormente, en 2006 realizaron el análisis de zircones en areniscas de la Formación Santa Rosa superior, en el sureste de Chiapas, empleando la técnica ICP-MS multicolector con ablación láser y SHRIMP (sensitive high resolution ion microprobe), obteniendo edades de zircones silúricos de  $\sim 420$  Ma relacionados a la orogenia Apalachiana-Caledoniana, edades que corresponden al ciclo orogénico Panafricano- Brasileño (500 - 700 Ma), edades de  $\sim 820$  Ma, edades Grenvilianas (1.0 – 1.3 Ga), del Mesoproterozoico (1.4 – 1.6 Ga), Paleoproterozoico (1.8 – 2.2 Ga) y del Arqueano (2.7 – 3.1 Ga). Finalmente, en 2007 analizaron 3 rocas metamórficas del Macizo de Chiapas empleando la técnica del SHRIMP, proponiendo que el Macizo de Chiapas fue parte de un margen continental activo en el Pérmico ( $\sim 272$  Ma) establecido en el margen Pacífico de Gondwana posterior a la Orogenia Ouachita, un evento metamórfico en el Pérmico Tardío (252 – 254 Ma) originando anatexis e intrusiones sintectónicas de granitos; y edades de 1.0 – 1.2 o 1.4 – 1.5 Ga que indican fuentes de procedencia de las Provincias de Sunsás y San Ignacio- Rondonian en sudamérica.

En la tabla 1 se presenta una recopilación de fechamientos diferentes, realizados en rocas del Macizo de Chiapas.

## Datos geocronológicos en el Macizo de Chiapas

Edad (Ma)	Método	Mineral	Roca	Muestra	Referencia	Comentarios
390 - 780	Pb-alfa	Zircón	Granito deformado		Pantoja Alor et al., 1974	
288 ± 6	K-Ar	Biotita	Ortogneis	UAKA-75-33	Damon et al., 1981	
246 ± 5	K-Ar	Biotita	Granito de biotita	UAKA-74-35	Damon et al., 1981	
239 ± 5	K-Ar	Biotita	Granito	UAKA-74-28	Damon et al., 1981	
232 ± 5	K-Ar	Horblenda	Ortogneis	UAKA-75-41	Damon et al., 1981	
219 ± 4	K-Ar	Biotita	Granito	UAKA-74-102	Damon et al., 1981	
174 ± 4	K-Ar	Biotita	Granito	UAKA-75-40	Damon et al., 1981	
172 ± 4	K-Ar	Biotita	Granito	UAKA-74-27	Damon et al., 1981	
170 ± 3	K-Ar	Biotita	Granodiorita	UAKA-75-43	Damon et al., 1981	
141 ± 3	K-Ar	Roca total	Dique Andesítico	UAKA-75-42	Damon et al., 1981	
256 ± 10	Rb-Sr	Roca total	Granito		Damon et al., 1981	Isócrona de 10 puntos, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70453$
5.7 ± 0.288	K-Ar	Horblenda	Pórfido diorítico de hornblenda	2M-490-86	Mújica-Mondragón, 1987	Tronco de Tolimán y plutón del cerro Bernal
7.0 ± 0.6	K-Ar	Biotita	Pórfido tonalítico de biotita	2M-417-86	Mújica-Mondragón, 1987	Tronco de Tolimán y plutón del cerro Bernal
15 ± 0.7	K-Ar	Biotita	Tonalita de biotita y hornblenda	2M-416-86	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de la costa Chiapaneca
20 ± 1	K-Ar	Biotita	Tonalita gneíscica de biotita y hornblenda	2M-26-79	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de la costa Chiapaneca
20 ± 1	K-Ar	Biotita	Granodiorita de biotita y hornblenda	2M-28-79	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de la costa Chiapaneca
24.25 ± 1	K-Ar	Biotita	Granodiorita de biotita y hornblenda	2M-419-86	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de la costa Chiapaneca
24.4 ± 1	K-Ar	Horblenda	Granodiorita de biotita y hornblenda	2M-419-86	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de la costa Chiapaneca
25 ± 1	K-Ar	Biotita	Tonalita de biotita y hornblenda	2M-24-79	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de la costa Chiapaneca
26 ± 1	K-Ar	Horblenda	Granodiorita de biotita y hornblenda	2M-492-86	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de la costa Chiapaneca
29 ± 1	K-Ar	Biotita	Tonalita gneíscica de biotita y hornblenda	2M-23-79	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de la costa Chiapaneca
154 ± 12	K-Ar	Muscovita	Leucogranito de muscovita	2M-518-87	Mújica-Mondragón, 1987	Tronco de Buenos Aires, Amatenango de la frontera
159 ± 8	K-Ar	Microclina	Leucogranito	2M-431-86	Mújica-Mondragón, 1987	Tronco de Buenos Aires, Amatenango de la frontera
156 ± 3	K-Ar	Roca total	Aplita	AR-127	Mújica-Mondragón, 1987	Tronco de Buenos Aires, Amatenango de la frontera
163 ± 3	K-Ar	Roca total	Aplita	AR-117	Mújica-Mondragón, 1987	Tronco de Buenos Aires, Amatenango de la frontera
166 ± 3	K-Ar	Horblenda	Pórfido diorítico de hornblenda	AR-107	Mújica-Mondragón, 1987	Tronco de Buenos Aires, Amatenango de la frontera
165 ± 3	K-Ar	Roca total	Pórfido tonalítico	AR-115A	Mújica-Mondragón, 1987	Tronco de Buenos Aires, Amatenango de la frontera
169 ± 3	K-Ar	Roca total	Pórfido diorítico	AR-169	Mújica-Mondragón, 1987	Tronco de Buenos Aires, Amatenango de la frontera
181 ± 9	K-Ar	Roca total	Pórfido diorítico	RS-299-C	Mújica-Mondragón, 1987	Tronco de Buenos Aires, Amatenango de la frontera
221 ± 11	K-Ar	Horblenda	Microdiorita de biotita y hornblenda	2M-539-87	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de Chiapas
224 ± 11	K-Ar	Biotita	Tonalita de biotita y hornblenda	2M-472-86	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de Chiapas
224 ± 11	K-Ar	Horblenda	Tonalita de biotita y hornblenda	2M-472-86	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de Chiapas
229	K-Ar	Microclina	Leucogranito	2M-405-86	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de Chiapas
232 ± 7	K-Ar	Horblenda	Tonalita de biotita y hornblenda	2M-403-86	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de Chiapas
237 ± 8	K-Ar	Biotita	Granito de biotita	2M-412-86	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de Chiapas
257 ± 8	K-Ar	Muscovita	Leucogranito de muscovita	2M-409-86	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de Chiapas
260 ± 8	K-Ar	Biotita	Tonalita cataclástica	2M-411-86	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de Chiapas
264 ± 13	K-Ar	Horblenda	Tonalita de biotita y hornblenda	2M-400-86	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de Chiapas
264 ± 16	K-Ar	Biotita	Tonalita de biotita y hornblenda	2M-400-86	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de Chiapas
271 ± 22	K-Ar	Horblenda	Granodiorita de biotita y hornblenda	2M-415-86	Mújica-Mondragón, 1987	Batolito de Chiapas
235 ± 12	K-Ar	Biotita	Metaesquistos	2M-536-87	Mújica-Mondragón, 1987	Rocas metamórficas
323 ± 16	K-Ar	Muscovita	Esquisto de dos micas	2M-511-87	Mújica-Mondragón, 1987	Rocas metamórficas
388 ± 19	K-Ar	Muscovita	Esquisto de dos micas	2M-510-87	Mújica-Mondragón, 1987	Rocas metamórficas
512 ± 26	K-Ar	Muscovita	Esquisto de dos micas	2M-513-87	Mújica-Mondragón, 1987	Rocas metamórficas
68.4 ± 3.4	K-Ar	Microclina	Granito		Burkart et al., 1987	

Tabla 1. Datos geocronológicos en el Macizo de Chiapas.

## Datos geocronológicos en el Macizo de Chiapas

Edad (Ma)	Método	Mineral	Roca	Muestra	Referencia	Comentarios
214 ± 11	Rb-Sr	Biotita	Granito	CMP1	Schaaf et al., 2002	Mica-Roca Total ± 2σ
235 ± 12	Rb-Sr	Biotita	Ortogneis migmatítico	CMP2	Schaaf et al., 2002	Mica-Roca Total ± 2σ
222 ± 11	Rb-Sr	Biotita	Anfibolita	CMP5	Schaaf et al., 2002	Mica-Roca Total ± 2σ
227 ± 11	Rb-Sr	Biotita	Gneis migmatítico	CMP7	Schaaf et al., 2002	Mica-Roca Total ± 2σ
244 ± 12	Rb-Sr	Biotita	Granodiorita	CMP8	Schaaf et al., 2002	Mica-Roca Total ± 2σ
217 ± 11	Rb-Sr	Biotita	Gabro	CMP10	Schaaf et al., 2002	Mica-Roca Total ± 2σ
175 ± 9	Rb-Sr	Biotita	Augengeis	CB10-1	Schaaf et al., 2002	Mica-Roca Total ± 2σ
234 ± 12	Rb-Sr	Biotita	Ortogneis migmatítico	CB12	Schaaf et al., 2002	Mica-Roca Total ± 2σ
238 ± 12	Rb-Sr	Muscovita	Pegmatita	CMP15	Schaaf et al., 2002	Mica-Roca Total ± 2σ
						Edad modelo para la muscovita asumiendo el $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial.
509 ± 97	Rb-Sr		Ortogneis migmatítico	CMP2	Schaaf et al., 2002	Roca total, isócrona de 7 puntos. (2σ)
			Gabro	CMP3		posiblemente la edad del mayor evento,
			Anfibolita	CMP5		que formaparte del basamento del
			Gabro	CMP10		Macizo de Chiapas.
			Ortogneis migmatítico	CMP12		
			Gabro	CMP13		
			Gneis migmatítico	CB12		
1.0 y 1.2 (Ga)			Granito y gneis		Schaaf et al., 2002	Edades modelo (T Nd <sub>DM</sub> )
0.9 a 1.0 (Ga)			Gabro-Anfibolita		Schaaf et al., 2002	Edades modelo (T Nd <sub>DM</sub> )
1.4 a 1.6 (Ga)						
210±31	U-Pb	Zircón	Granito deformado	P1	Osorio Pérez, 2005	(2σ)
1035±320						
238±30	U-Pb	Zircón	Gneis migmatítico	P2	Osorio Pérez, 2005	(2σ)
1084± 290						
258.4±1.9	U-Pb	Zircón	Ortogneis	CB28	Weber et al., 2005	Edad de cristalización o metamorfismo
1045.6±5.6						Edad de los componentes heredados
250.9±2.3	U-Pb	Zircón	2 Augengeis	CB16 y CB17	Weber et al., 2005	Edad de cristalización o metamorfismo
1017±27						Edad de los componentes heredados
241±14	U-Pb	Zircón	Paragneis	CB 8-5 y CB 8-9	Weber et al., 2005	
1024±190						
252±17	U-Pb	Zircón	Ortogneis	CB22	Weber et al., 2005	
1052±160						
274±140	U-Pb	Zircón	Ortogneis	CB10	Weber et al., 2005	
1113±110						
246±21	U-Pb	Zircón	Ortogneis migmatítico	CB12 y CMP2	Weber et al., 2005	
1148±260						
324±97	U-Pb	Zircón	Ortogneis	CB13a	Weber et al., 2005	
1025±71						
221±23	U-Pb	Zircón	Granito deformado	CMP1	Weber et al., 2005	
1066±290						
~420	ICP-MS	Zircón (individuales)	Arenisca	CB55 y SR01	Weber et al., 2006	Edades de proveniencia de sedimentos tipo flysch
500-700	multicolector					
~820	con ablación					
1.0-1.3 Ga	con laser y					
1.4-1.6 Ga	SHRIMP					
1.8-2.2 Ga						
2.7-3.1 Ga						
271.9±2.7	SHRIMP	Zircón	Ortogneis migmatítico	CMP2	Weber et al., 2007	Edad de cristalización magmática.
254.0±2.3						Edad del evento termal o metamórfico.
253.9±1.6	SHRIMP	Zircón	Paragneis anatexitico	CB32	Weber et al., 2007	Edad de metamorfismo o anatexis.
1019±43						Edades de proveniencia.
251.8±3.8	SHRIMP	Zircón	Paraanfibilota anatótica	CB45	Weber et al., 2007	Edad del evento termal o metamórfico.
968±23						Edades de proveniencia.
1495±39						Edades de proveniencia.

Tabla 1. Continuación



## METODOLOGÍA

### 3.1 Muestreo

En el área de estudio se recolectaron en total 10 muestras para analizar petrografía, geoquímica e isotopía; sin embargo, no se realizó el análisis a todas estas muestras. La relación de los procesos se presenta en la tabla 2.

Muestra	Roca	Altitud	Coordenadas	Petrografía	Geoquímica (Elementos Mayores y Trazas)	Isotopía de Sr-Nd	U-Pb
CB 54*	Granito	1020 m	15° 24.95' N 92° 08.25' W	Si	Si	Si	No
2405	Granodiorita	1530 m	15° 23.85' N 92° 08.99' W	No	No	No	Si
2505*	Granito	1092 m	15° 24.29' N 92° 10.11' W	Si	Si	Si	Si
2605	Dique	1000m	15° 24.85' N 92° 08.40' W	No	Si	Si	No
SJ-02	Granito cataclástico	1021 m	15° 23.59' N 92° 10.73' W	Si	No	No	No
SJ-03	Dique	1120 m	15° 23' 40.3" N 92° 09' 40.7" W	Si	No	No	No
SJ-04*	Granito	1197 m	15° 23' 33.1" N 92° 09' 37.2" W	Si	No	No	No
SJ-05*	Granito	1320 m	15° 23' 77" N 92° 09' 15" W	Si	No	No	No
SJ-07	Metasedimento	1130 m	15° 25.26' N 92° 09.86' W	Si	No	No	No
SJ-08	Esquisto	1920 m	15° 26.41' N 92° 08.78' W	Si	No	No	No
SJ-09	Traquita	2209 m	15° 26.63' N 92° 09.43' W	Si	No	No	No

\* Mismo cuerpo

Tabla 2. Relación de datos para las muestras en el área de estudio.

Se recolectaron entre 10 y 20 kg de muestra para isotopía de U-Pb, evitando coleccionar las alteradas por intemperismo u otro factor. Así mismo, se eligió un testigo para realizar su sección delgada para análisis petrográfico.

La muestra CB 54, colectada previamente, no contó con un concentrado de zircones suficiente, por lo que se necesitó coleccionar más muestra para poder fecharla. Esta roca se renombró como la muestra 2505. Para el análisis petrográfico se coleccionaron 2 muestras adicionales del mismo cuerpo de roca (SJ-04 y SJ-05).

En el presente trabajo no se realizó el análisis geoquímico de la muestra 2405 debido a que no se encontró un ejemplar fresco. Por esta razón, solo se obtuvo un concentrado de zircones para ser fechados por U-Pb; mientras que la muestra 2605 (dique), solamente se analizó geoquímicamente.

De las muestras SJ-02 - SJ-09 sólo se colectaron para ser analizadas petrográficamente y poder tener una idea de la relación entre las litologías diferentes presentes en el área.

### 3.2 Métodos analíticos

Previo al análisis geocronológico y/o geoquímico de las muestras 2405, 2505, 2605 y CB 54, se realizó la molienda, separación de minerales, abrasión, cátodoluminiscencia y digestión; en laboratorios y talleres del Instituto de Geofísica y de Geología de la UNAM.

#### *Trituración y Molienda*

Las muestras colectadas en campo (10 a 20 kg) son sometidas a un proceso de limpieza. Primero son descostradas empleando un martillo, equipo de seguridad y una base de metal, manteniendo un extremo control de limpieza del equipo. Los fragmentos de roca descostrados se lavan con agua desionizada (Milli-Q) y se ponen a secar, aislándolos para evitar que se contaminen. Posteriormente se tritura la roca empleando la quebradora de quijadas y el molino de rodillos. Finalmente se cuarteo la muestra triturada y se pulverizan las muestras para análisis geoquímicos empleando el pulverizador de anillos de acero inoxidable, obteniendo así tres fracciones de aproximadamente 50 a 75 grs. cada una. El resultado de la pulverización es un polvo muy fino (60  $\mu\text{m}$ ), que se almacena en 3 contenedores de polietileno esterilizados etiquetados como *contaminación*, *FRX* e *Isotopía*. La fracción para *FRX* se envía al Laboratorio de Fluorescencia de rayos X para su análisis de elementos mayores y al laboratorio de ICP-Masas para el análisis de elementos traza. Es necesario cuarteo la fracción designada para *isotopía* hasta obtener dos alícuotas de 100 hasta 120 mg (0.01-0.02g.)

Es importante recalcar el estricto control de limpieza que se debe aplicar, antes y después, a cada uno de los equipos utilizados en el laboratorio para evitar así, la contaminación con muestras anteriores (Fig. 7).

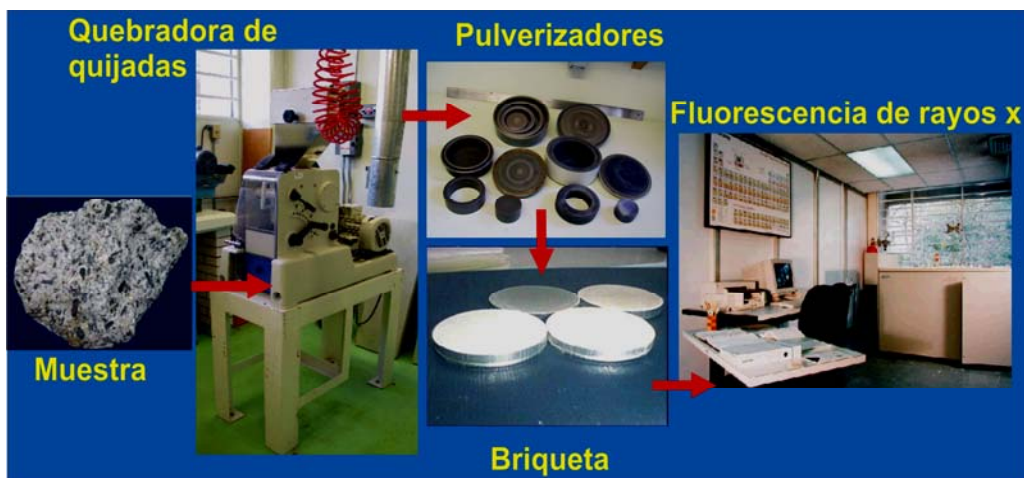


Figura 7. Esquema de preparación de las muestras para Fluorescencia de rayos X, ICP- Masas e isotopía.

### ***Fluorescencia de rayos X e ICP- Masas***

La Fluorescencia de rayos X (FRX) de las muestras CB 54, 2505 y 2605 fue obtenida en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geología, UNAM.

Para analizar las muestras, utilizando FRX es necesario elaborar una pastilla fundida o una briqueta prensada del polvo designado. Esta técnica analítica se caracteriza por no ser destructible y nos permite conocer con rapidez la composición elemental de muestras sólidas. La capacidad de análisis de esta técnica analítica abarca desde el Boro hasta el Uranio y puede detectar tanto elementos mayores (% wt) como algunos elementos menores y traza (ppm).

Los análisis por Plasma Acoplado Inducido (ICP – MASAS) de las muestras CB-54, 2505 y 2605 se realizaron comercialmente en el laboratorio de Actlabs, Canadá. Esta técnica analítica, al igual que la FRX nos permite conocer el análisis cuantitativo y cualitativo de los elementos presentes en la roca, con la diferencia de que el principio físico es diferente, así como su capacidad de resolución. La ventaja de esta técnica radica en su alta resolución, por lo que se enfoca más al análisis de elementos traza y tierras raras.

Los resultados obtenidos a partir de esta técnica, se presentan en el siguiente capítulo, así como la interpretación de las gráficas obtenidas a partir de los datos generados.

### ***Separación de zircones***

Toda la muestra molida se tamiza para separar las partículas más finas (malla # 120) y así comenzar con la separación por vía húmeda auxiliándose de la Mesa Wilfley. Posteriormente con ayuda del separador magnético Frantz se obtiene la fracción no magnética, apoyándonos en la susceptibilidad magnética de los minerales.

Para obtener un concentrado de zircones, se emplea la técnica de separación con líquidos pesados en donde se utilizan líquidos con densidad variable, como el politungstato de sodio, yoduro de metileno y bromoformo. Para aislar los zircones de las muestras 2405, 2506 y CB 54, se empleó el politungstato de sodio, debido a que es un líquido de carácter no tóxico, el cual fue calibrado a una densidad de aproximadamente  $2.8 \text{ g/cm}^3$ . Para la muestra 2405 se empleó, adicionalmente, una limpieza con ácido nítrico 16 N concentrado en ultrasonido durante 30 minutos para disolver apatitos, ya que se encontraban en grandes cantidades y no se pudieron aislar de la muestra mediante los métodos físicos convencionales.

Después de obtener estos concentrados, en ambas muestras, se emplea la técnica “handpicking” bajo un microscopio binocular para obtener poblaciones de zircones, tomando en cuenta el tamaño del cristal, la forma, el color, la presencia de inclusiones, etc. Para agilizar el proceso de separación se emplea una cápsula de teflón, alcohol destilado y agujas de acupuntura adaptadas a una base (Fig. 8). A continuación, se extraen algunos cristales de cada población, para ser analizados por cátodoluminiscencia.

### ***Cátodoluminiscencia***

Para tener un mejor control de los zircones empleados para los fechamientos, verificar su posible alteración, y así descartar las poblaciones que presentaran cristales fracturados, núcleos heredados, diferentes generaciones de crecimiento y zonación, se analizaron algunos cristales de las poblaciones 2405 y 2505 con Cátodoluminiscencia. Los resultados arrojados (tabla 3) revelaron anomalías en la estructuras de los minerales, por lo que se decidió realizar la abrasión de los cristales en nuevas poblaciones. El análisis se realizó en el Laboratorio de Cátodoluminiscencia del Instituto de Geología, UNAM.



Figura 8. Técnica de separación de zircones para el análisis químico e isotópico de las muestras.

Para ello, se montaron cristales con dimensiones similares en un portaobjetos circular empleando resina UV, se pulieron con diferentes abrasivos de diamante, hasta llegar a la mitad de los cristales; y posteriormente, se bombardearon con un haz de electrones y se analizaron con ayuda de un luminoscopio modelo ELM-3R. La respuesta a este bombardeo será la excitación de los electrones en el mineral y como resultado la emisión de fotones, produciendo así, la emisión de energía (luminiscencia) con diferentes longitudes de onda e intensidad, característicos de diferentes minerales.

En el caso de los zircones, nos permitirá ver inclusiones, núcleos heredados, fracturas, zoneamientos, intercrecimientos, corrosión, disolución, entre otros, y así tomar la decisión de cual población será la más adecuada para el análisis. Los resultados se muestran en la tabla 3.

Muestra 2405	Muestra 2405	Muestra 2505	Muestra 2505
Poblaciones < a 200µm	Poblaciones ≥ a 200µm	Poblaciones < a 200µm	Poblaciones ≥ a 200µm
<p>La mayoría de los cristales presentan inclusiones y fracturamiento. Las inclusiones pueden ser cristales de apatitos, zircones u otros minerales. Se distinguen muy pocos cristales con núcleos heredados. Sólomente se aprecia 1 evento de intercrecimiento en estos cristales (1 núcleo heredado). Las fracturas son ramificadas. Los cristales mas alargados y pequeños no presentan inclusiones, ni núcleos heredados.</p>	<p>La mayoría de los cristales presentan inclusiones y fracturamiento. Se observan además de inclusiones de apatitos; zircones u otro mineral; y minerales opacos. Aquí se distinguen claramente, 3 intercrecimientos. Algunos de los núcleos heredados son fragmentos de cristales. Presencia de zoneamiento.</p>	<p>Algunos cristales presentan fracturamiento radial y paralelo al eje c. Los núcleos heredados son cristales aciculares y cristales erosionados. Se logran apreciar inclusiones de apatito, zircón u otro mineral.</p>	<p>Los cristales se ven corroídos. Presentan mucho fracturamiento paralelo al eje c. Se observan inclusiones de cristales aciculares erosionados y zircones con alta birrefringencia.</p>

Tabla 3. Resultado del análisis por catodoluminiscencia en las muestras 2405 y 2505.

### **Abrasión**

Se realizó la abrasión de zircones durante un lapso de 4 a 6 horas de las fracciones 2405-A Zr, 2405-B Zr, 2405-C Zr, 2405-D Zr, 2405-E Zr y 2505-D, 2505-E, 2505-F, 2505-G en el Laboratorio de separación de minerales I del Instituto de Geología UNAM, para quitar la superficie del zircón con posibles contaminaciones de Pb externo, auxiliándonos de un *abraider* a base de presión, aire comprimido y pirita como abrasivo.

### **Geoquímica Isotópica de Rb, Sr, Sm y Nd**

Las concentraciones y relaciones isotópicas de Rb, Sr, Sm y Nd de las muestras CB54, 2505 y 2605 fueron obtenidas con base en un proceso de digestión, dilución isotópica, separación con columnas y la medición en el espectrómetro de masas, realizado en el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS en los Institutos de Geofísica y de Geología UNAM. Los detalles de preparación se mencionan de forma resumida a continuación.

***Pesado y spike***

Las muestras destinadas para isotopía se cuarteán hasta obtener una fracción entre 100 mg y 120 mg, se colocan en bombas de teflón tipo Savillex de 15 ml y se pesan en balanzas de 5 dígitos. Se pesa la bomba vacía y cerrada, enseguida se le agrega la muestra de roca total, se cierra y se vuelve a pesar. Después de obtener el peso de las muestras, se les añade un trazador (spike) combinado de Sr-Sm-Nd, en cantidades de acuerdo a la concentración de estos elementos (obtenidos por ICP-MS). La diferencia entre el pesado de la bomba de digestión con la muestra antes y después de añadir el spike, proporciona el peso del spike.

***Digestión***

Para comenzar con el proceso de digestión, se agrega de 5 a 7 ml de HF al 40%. Se tapan y colocan en parrillas de digestión a temperaturas entre 90 y 100°C, alrededor de 48 horas o hasta que se disuelva por completo la muestra. Enseguida se destapan las bombas y se deja evaporar el líquido hasta obtener una pasta compuesta por fluoruros. Para eliminar el flúor, se añaden 3 gotas de ácido perclórico (HClO<sub>4</sub>) al 70% y 3 gotas de agua MQ, dejando evaporar en las campanas de digestión a la misma temperatura empleada anteriormente, y así obtener un residuo compuesto por cloratos. A continuación se agregan de 5 a 7 ml de ácido clorhídrico (HCl) 6N, dejándose reposar 12 hrs en calor, repitiendo el proceso de evaporación hasta obtener un residuo compuesto de cloruros. Al residuo de la evaporación se le agregan 15 ml de 2N HCl dejándose reposar y calentando hasta que todo quede en solución. Finalmente se vacían los 15 ml de muestra a vasos de 50 ml y se limpian las bombas de digestión 2 veces con 10 ml de 2N HCl agregando todo nuevamente a los vasos de 50 ml.

***Split de rubidio***

Para mantener en óptimas condiciones el funcionamiento del espectrómetro de masas se evita contaminar con isótopos que interfieran como el <sup>87</sup>Rb con el <sup>87</sup>Sr. Por ello, el tratamiento del rubidio se hace de manera separada. Enseguida se hace una alicuotización de la solución ya digerida del 10% del total de la muestra para poder extraer el rubidio y se le agrega la cantidad de spike de rubidio necesaria de acuerdo a los cálculos realizados. Finalmente se dejan secar las soluciones totalmente para comenzar con la separación de elementos.

**Separación de elementos**

La separación de elementos se hace en tres etapas. En la primera y segunda etapa se separan el estroncio, las tierras raras (REE'S) y el rubidio, empleando columnas de intercambio iónico de vidrio de cuarzo de 17.5 cm de alto, un radio interior de 0.9 cm y 16 cm de altura de relleno de resina catiónica DOWEX 50WX12 (mesh 200-400). En la tercera etapa se separan el samario y el neodimio de la solución que contiene las tierras raras, empleando columnas de intercambio iónico pero de dimensiones menores: un radio interior de 0.4 cm y 7 cm de altura del relleno (polvos de teflón + HDEHP) y calibradas con diferente volumen de ácido. La separación de los elementos se logra a partir de una combinación de volumen y normalidad del ácido usado. A continuación se presenta de manera resumida el procedimiento para lograr la separación de elementos.

*Separación de Sr y tierras raras*

<b>Preparación de muestras</b>	<b>de</b>	<b>Disolución de la muestra en 1.5 ml de 2N HCl y centrifugar 30 minutos.</b>
<b>Preparación de las columnas</b>		Acondicionar la resina con 15 ml de 2N HCl. Sacar la muestra con pipeta Pasteur, colocarla directo a la resina y dejarla asentar. Pipetear 4 veces con 1 ml de 2N HCl y dejar asentar cada vez. Agregar 16 ml de 2N HCl y dejar pasar totalmente.
<b>Separación de Sr</b>		Agregar 160 ml de 2N HCl. Agregar 10 ml de 6N HCl. Agregar 15 ml de 6N HCl y recuperar solución de Sr.
<b>Separación de REE'S</b>		Agregar 30 ml de 6N HCl y recuperar la solución de REE'S.
<b>Limpieza de columnas</b>		Agregar 160 ml ~ 6N HCl.

Para la obtención de rubidio se hace el mismo procedimiento de preparación de muestras y columnas; sin embargo, para la separación se realiza lo siguiente:



*Separación de Rb*

<b>Separación de Rb</b>	<b>Agregar 50-60 ml de 2N HCl.</b> <b>Agregar 10 ml de 2N HCl y recuperar solución de Rb.</b>
-------------------------	--

<b>Limpieza de columnas</b>	<b>Agregar 220 ml de ~ 6N HCl.</b>
-----------------------------	------------------------------------

*Separación de Sm y Nd*

**Preparación de Disolución del split para REE en 200 µl 0.18N HCl. muestras**

<b>Preparación de las columnas</b>	Acondicionar la resina con 6-7 ml de 0.18N HCl. Sacar la muestra con pipeta Pasteur, colocarla directo a la resina y dejarla asentar. Pipetear 4 veces 250 µl 0.18N HCl y dejar asentar cada vez.
------------------------------------	---

<b>Separación de Nd</b>	Agregar 6-12 ml de 0.18N HCl. * Agregar 2-4.5 ml de 0.18N HCl y recuperar la solución con Nd.*
-------------------------	---

<b>Separación de Sm</b>	Agregar 2.5-5 ml de 0.4N HCl. * Agregar 2.5-3 ml de 0.4N HCl y recuperar la solución con Sm. *
-------------------------	---

<b>Limpieza de columnas</b>	<b>Agregar 10 ml de ~6N HCl.</b>
-----------------------------	----------------------------------

\*Nota: El volumen de ácido empleado para la separación de Sm y Nd varía en cada una de las columnas.

El concentrado del elemento de las muestras se pone a evaporar bajo luz infrarroja hasta poder verter la muestra en vasos de 2 ml. Enseguida se deja evaporar en su totalidad y de esta manera las muestras de Rb, Sr, Sm y Nd están listas para cargarse sobre los filamentos del carrusel en el espectrómetro de masas.

**Geoquímica isotópica de U-Pb**

El proceso de pesado de zircones y digestión se realizó en los laboratorios de separación de minerales III y el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS, en los Institutos de Geología y de Geofísica, UNAM, respectivamente.

Las poblaciones de las muestras 2405 y 2505 incluyendo las fracciones abrasionadas, se pesaron minuciosamente con ayuda de una balanza de 6 dígitos, un

microscopio binocular y bombas de digestión. En seguida se elaboró el proceso de lixiviación o limpieza superficial de los zircones con ayuda de diferentes ácidos ( $\text{HNO}_3$  y  $\text{HCl}$ ) con calidad “*supra pur*”. Para comenzar la digestión de las poblaciones se colocaron los concentrados en bombas de teflón junto con una pequeña cantidad de HF dentro de un vaso de teflón con tapa (liner). Éste a su vez, se introduce al *metal steel jacket* para colocarlo en el horno a  $220^\circ\text{C}$  durante 5 días. Las muestras digeridas se dejan enfriar y se ponen a evaporar. En seguida se les agrega  $10\ \mu\text{l}$  de spike  $^{205}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}$ , y finalmente se diluyen en  $600\ \mu\text{l}$  de  $3\text{N HCl}$ .

La separación del U y Pb se realiza auxiliándose de columnas de intercambio iónico de 3 cm de altura y resina aniónica DOWEX AG1-X8 (mesh 100-200) desechable. El concentrado se obtiene a partir de una combinación en volumen, normalidad y el tipo de ácido que se emplea. Los detalles se mencionan a continuación.

---

**Preparación de las muestras** *Agregar 600  $\mu\text{l}$  3N HCl y calentar a  $90^\circ\text{C}$  por 2 hrs.*

<b>Preparación de las columnas</b>	Colocar aproximadamente $250\ \mu\text{l}$ de resina en las columnas.
<b>Limpieza de las columnas</b>	Llenar la columna con agua MQ. Agregar $8\text{N HNO}_3$ hasta la mitad de la columna. Llenar la columna con agua MQ. Agregar $6\text{N HCl}$ hasta la mitad de la columna. Llenar la columna con agua MQ. Agregar $6\text{N HCl}$ hasta la mitad de la columna. Llenar la columna con agua MQ.
<b>Acondicionamiento de la resina</b>	Agregar $3\text{N HCl}$ hasta la mitad de la columna.
<b>Carga de la muestra</b>	Se coloca la muestra con ayuda de una pipeta de $1000\ \mu\text{l}$ .
<b>Lavados</b>	Colocar 3 veces 1 gota de $3\text{N HCl}$ . Colocar 2 veces 3 gotas de $3\text{N HCl}$ .
<b>Colecta de Pb</b>	Después de haber fluido todo el ácido, colocar debajo de las columnas bombas de teflón de $7\ \text{ml}$ limpias y agregar $800\ \mu\text{l}$ de $6\text{N HCl}$ para coleccionar el Pb.
<b>Colecta de U</b>	Después de haber fluido todo el ácido, colocar $1.5\ \text{ml}$ de agua MQ para coleccionar el U.

---

*Dejar evaporar en las campanas de digestión a 90°C.*

*Por último se agrega 1 gota de 0.1 M  $H_3PO_4$ .*

***Limpieza de las columnas*** *La resina se retira de las columnas empleando agua MQ a presión utilizando la piseta, se enjuagan y se colocan en una solución de 6N  $HNO_3$ .*

---

Al terminar con la separación de U y Pb de las muestras, se colocan las soluciones sobre filamentos de renio, se introducen en el carrusel del Espectrómetro de Masas con Fuente Iónica Térmica, marca FINNIGAN MAT 262 del LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM para finalmente medir sus relaciones isotópicas.

## PETROGRAFÍA

### 4.1 Muestra SJ-02 (granito cataclástico)

En muestra de mano esta roca presenta una textura fanerítica y está constituida por plagioclasa, feldespato potásico, anfíbol, clorita y, en menor proporción, cuarzo.

En lámina delgada la textura es porfidoclástica-holocristalina, donde predominan cristales subhedrales y anhedrales, algunos con alteración. Abundan los fenocristales de feldespato micropertítico y microclina alterándose a sericita. Algunos presentan inclusiones, al parecer de epidota. En menor cantidad, coexisten cristales de plagioclasa, anfíboles (hornblenda), biotitas, cloritas, titanita y minerales opacos posiblemente sulfuros de hierro (Fig. 9).

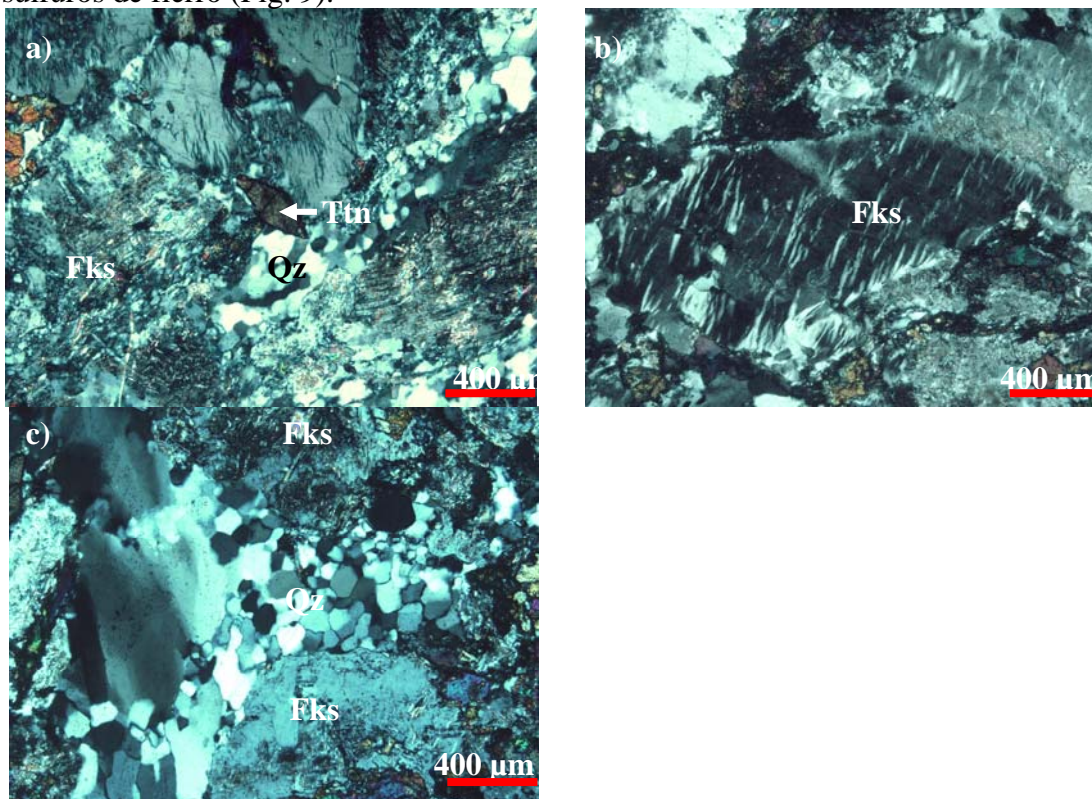


Figura 9. Textura y mineralogía de la muestra SJ-02. a) Cristal de titanita en una matriz de cuarzo y feldespato (nícoles cruzados). b) Textura micropertítica (nícoles cruzados). c) Cuarzo recrystalizando entre cristales de feldespato (nícoles cruzados). Qz= Cuarzo, Fks= Feldespato potásico, Ttn=titanita.

### 4.2 Muestra SJ-03 (Dique)

En muestra de mano esta roca presenta textura afanítica; sin embargo, resalta el contenido alto de sulfuros como la pirita en forma diseminada.

En lámina delgada tiene una textura microcristalina-euhedral, donde predominan las micas (biotitas, algunas alteradas a cloritas) orientadas al azar, soportadas por una

matriz de feldespato sericitizado. Además se pueden apreciar algunos cristales de plagioclasa con maclas y anfíboles en menor proporción. Como minerales accesorios predominan la pirita con secciones hexagonal y rómbica (Fig. 10).

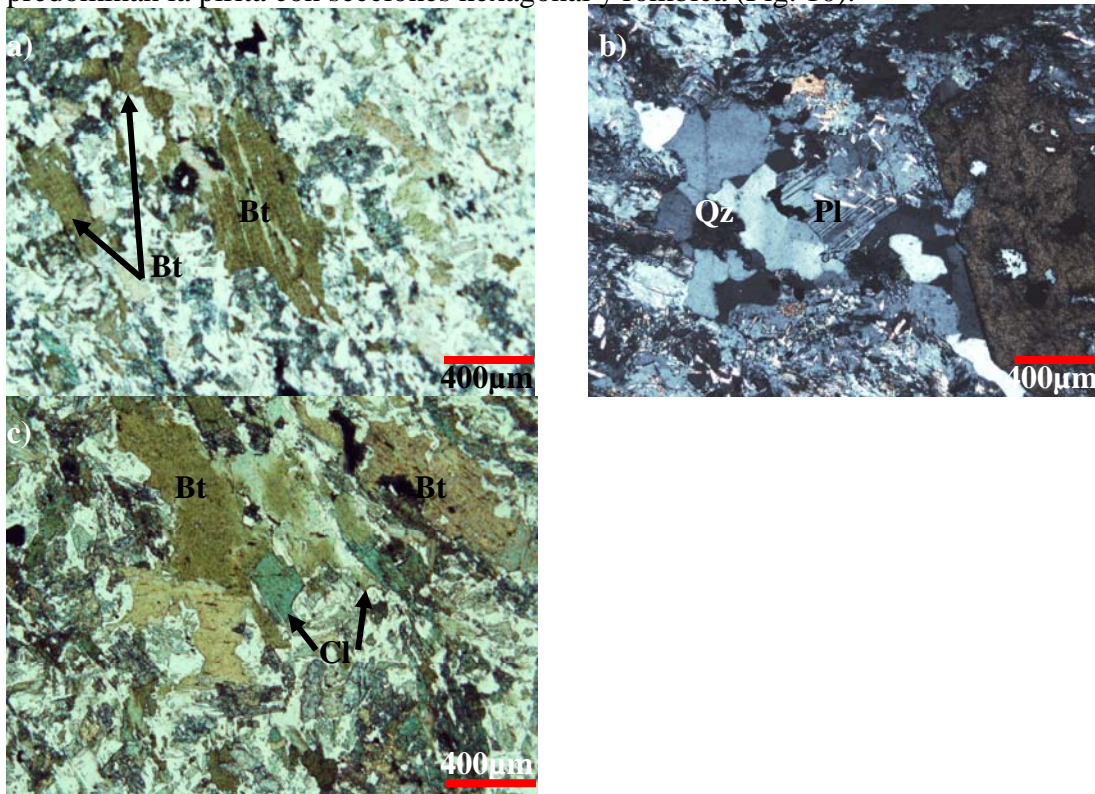


Figura 10. Mineralogía de la muestra SJ-03. a) Cristales de biotita dentro de una matriz microcristalina (luz paralela). b) Cristal de plagioclasa y cuarzo (nícoles cruzados). c) Cristales de clorita y biotita en una matriz microcristalina (luz paralela). Bt=Biotita, Qz= Cuarzo, Pl=Plagioclasa, Cl=Clorita.

### 4.3 Muestra SJ-04 (Granito rosa)

En muestra de mano se puede clasificar esta roca como de textura fanerítica, con megacristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, pero no se logran apreciar minerales ferromagnesianos.

En lámina delgada su textura es anhedral-granular, y se comprobó que la mineralogía predominante es el feldespato potásico alterándose a sericita. Por lo tanto, casi no se puede apreciar su maclado característico. Además se pueden observar plagioclasas que conservan algunas de sus maclas, y cuarzo, en menor proporción. Como minerales accesorios se observa el remanente de lo que pudo ser titanita (Fig. 11). La relación grano a grano entre los cristales de cuarzo no es recta, lo que sugiere que posiblemente existió recristalización, además, se observan fracturamiento y deformación en algunos cristales de feldespato potásico.



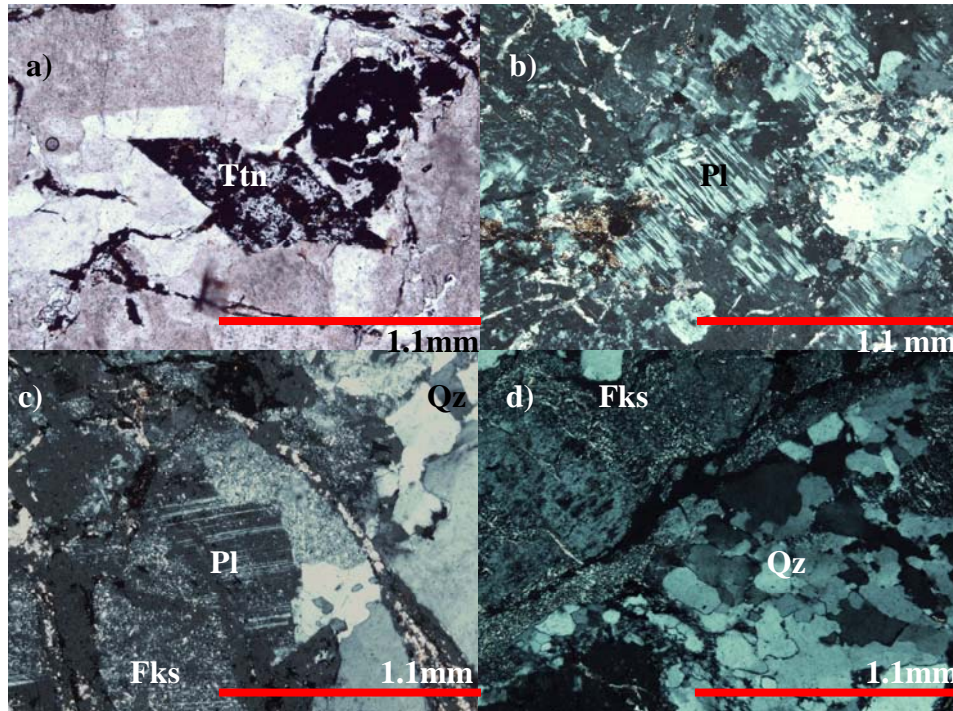


Figura 11. Textura y mineralogía de la muestra SJ-04. a) Relicto de cristal de titanita reemplazándose (luz paralela). b) y c) Cristales de Plagioclasa alterados (nícoles cruzados). d) Contacto entre cristales de cuarzo y feldespato (nícoles cruzados). Qz=Cuarzo, Pl=Plagioclasa, Fks=Feldespato potásico, Ttn=titanita.

#### 4.4 Muestra SJ-05 (Granito rosa)

En este cuerpo comienza a visualizarse un incremento de minerales ferromagnesianos (cloritas y anfíboles), junto con feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo. La relación es 40% minerales ferromagnesianos y 60% minerales félsicos aproximadamente.

En lámina delgada tiene una textura subhedral-granular donde predominan los cristales subhedrales de plagioclasa, seguido de cristales de clorita con ligeros tintes verdes de pleocroísmo. En menor proporción se distinguen cristales de anfíboles muy alterados, cuarzo y óxidos. Como minerales accesorios se pueden apreciar algunos cristales de zircones con birrefringencia alta, y algunos óxidos de fierro que se encuentran dentro de los cristales de clorita (Fig. 12).

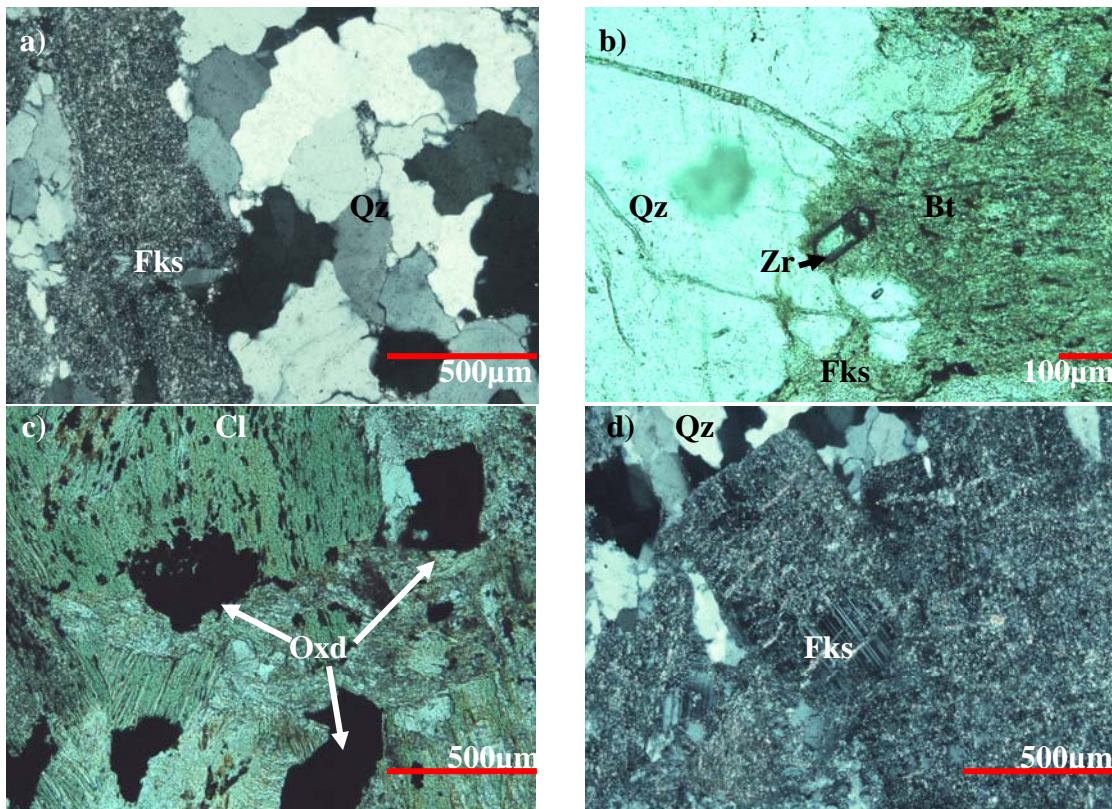


Figura 12. Mineralogía de la muestra SJ-05. a) Cristales de cuarzo y feldespato sericitizado (nícoles cruzados). b) Cristal de zircón dentro de un feldespato (luz paralela). c) Cristales de clorita y óxidos de Fe (luz paralela). d) Cristal de plagioclasa sericitizado dentro de una matriz de cuarzo (nícoles cruzados). Qz=Cuarzo, Fks=Feldespato potásico, Bt=Biotita, Cl=Clorita, Zr=Zircón, Oxd=Óxidos de Fe.

#### 4.5 Muestra CB-54, 2505 (Granito rosa)

En muestra de mano presenta fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo; en menor proporción, minerales ferromagnesianos como anfíboles.

En lámina delgada presenta una textura granular donde predominan el cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, donde la mayoría de los minerales de feldespato tienen una textura peritítica y antiperitítica con intercrecimientos de plagioclasa (Fig. 13). Los cristales presentan textura de corrosión en bordes, tanto en feldespatos como en los minerales ferromagnesianos, lo que sugiere que se encontraban en desequilibrio. Como minerales accesorios, se lograron apreciar escasos zircones y apatitos.



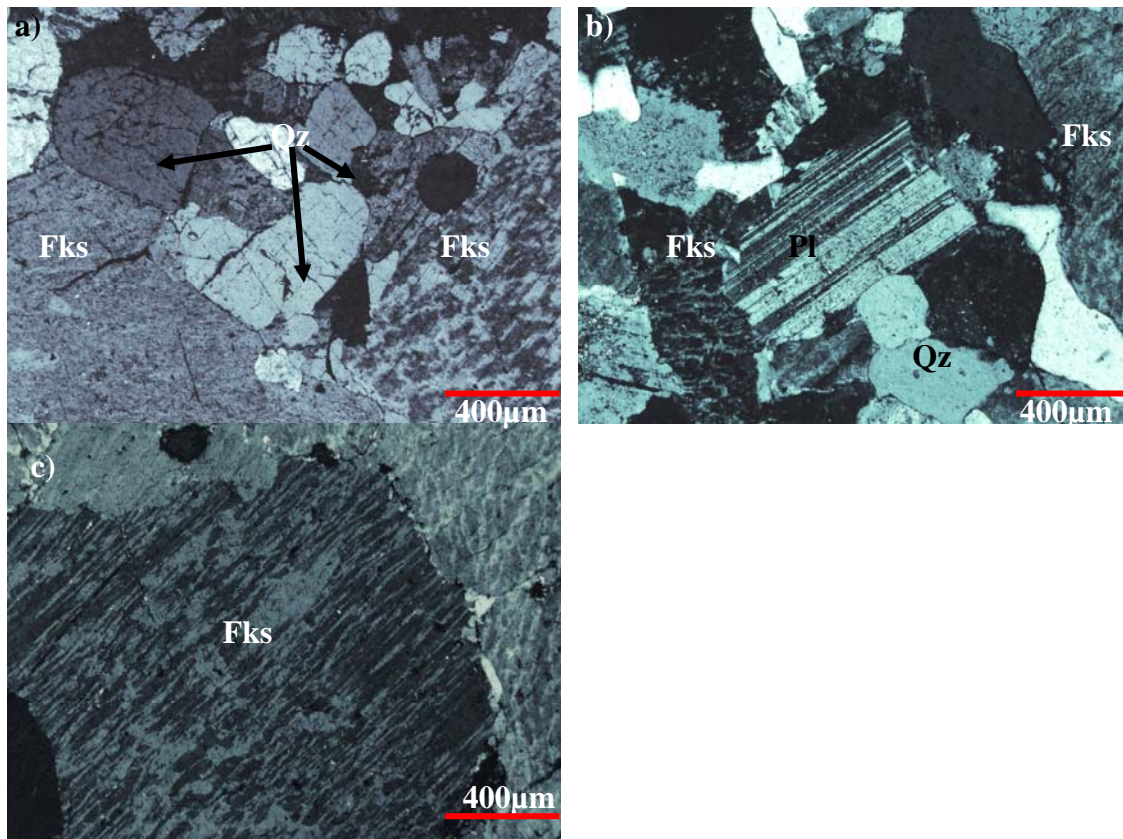


Figura 13. Textura y mineralogía de la muestra CB-54 y 2505. a) Cristal de feldespato con textura antipertítica, en el borde inferior derecho (nícoles cruzados). b) Cristal de plagioclasa rodeado de cuarzo y un cristal de feldespato con textura pertítica (nícoles cruzados). c) Textura micropertítica (nícoles cruzados). Qz=Cuarzo, Fks=Feldespato Potásico, Pl= Plagioclasa.

#### 4.6 Muestra SJ-07 (metasedimento)

En muestra de mano se observa foliación incipiente de algunos minerales de color verde al parecer de clorita, por lo que se clasificó en campo como esquisto y se correlacionó como parte de la Formación Santa Rosa (ver mapa anexo).

En lámina delgada presenta una textura lepidoblástica muy incipiente, donde se encuentran orientados los cristales de clorita en una matriz microcristalina de feldespatos y muscovita junto con porfidoclastos de plagioclasa alterados que aún conservan sus maclas. Dentro de sus minerales accesorios se pueden apreciar óxidos de Fe con sección hexagonal y/o posiblemente pirita, y apatitos cortados en sección basal inmersos en fenocristales de clorita (Fig. 14). La gran cantidad de microcristales de muscovita en la matriz puede indicar que el protolito de esta roca fue una lutita.



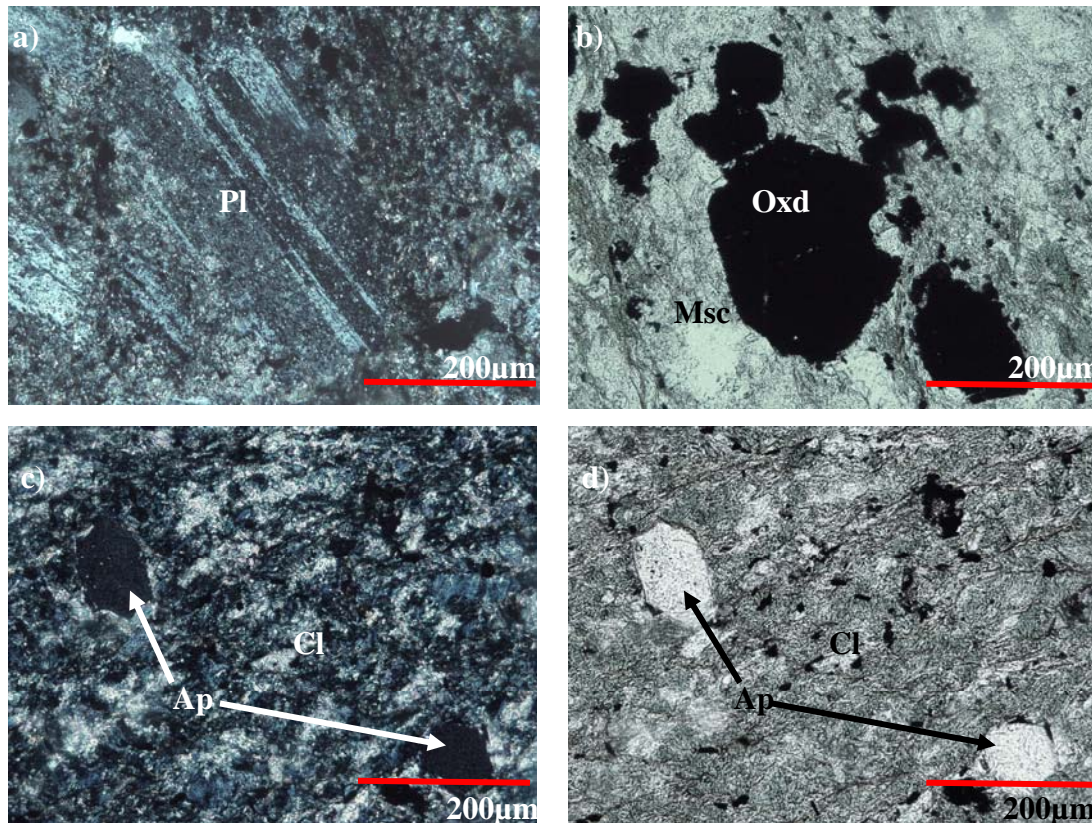


Figura 14. Mineralogía de la muestra SJ-07. a) Fenocristal de plagioclasa alterándose a sericita (nícoles cruzados). b) Cristales de Pirita con reemplazamiento parcial a total por óxidos de Fe (luz paralela). c) y d) Apatitos en cristal de clorita (nícoles cruzados y luz paralela). Pl=Plagioclasa, Cl=Clorita, Ap=Apatito, Oxd= Óxidos de Fe, Msc=Muscovita.

#### 4.7 Muestra SJ-08 (Esquisto)

En muestra de mano esta roca tiene una textura afanítica y se aprecia una deformación incipiente entre sus planos. Se clasificó como un esquisto correlacionable a la Formación Santa Rosa.

En lámina delgada tiene una textura granolepidoblástica con microcristales de cuarzo y muscovita orientada y deformada. Se observa fracturamiento y reemplazamiento de cuarzo, posterior a la deformación. La gran cantidad de microcristales de cuarzo establece que el protolito de esta roca fue una arenisca de grano fino (Fig. 15).

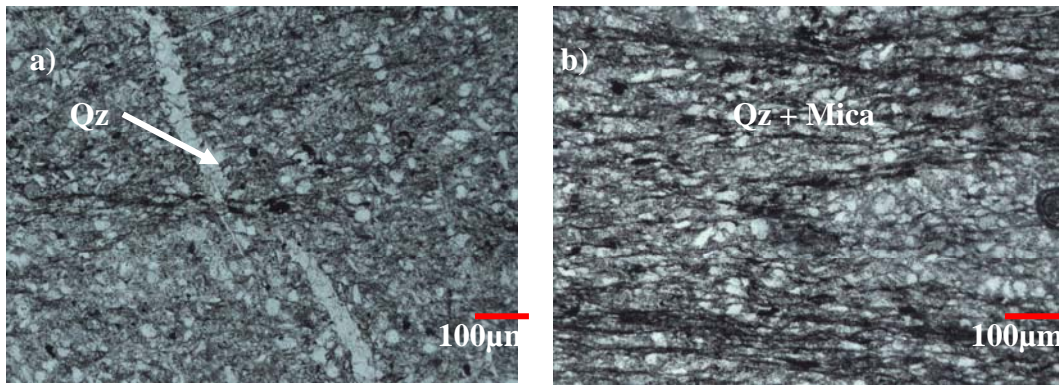


Figura 15. Textura de la muestra SJ-08. a) Fractura deformada rellena de cuarzo (luz paralela). b) Orientación de microcristales de mica y cuarzo (luz paralela). Qz=Cuarzo, Mica.

#### 4.8 Muestra SJ-09 (Traquita)

En muestra de mano esta roca tiene una textura fanerítica, donde se logran apreciar cristales de plagioclasa en una matriz afanítica de color rojizo. Esta muestra se colectó en la base de la secuencia de lechos rojos, correlacionable con la Formación Todos Santos.

En lámina delgada presenta una textura porfidoclástica, hipocristalina con fenocristales de plagioclasa en una matriz pseudo-traquítica de microlitos de plagioclasa y vidrio. Estos fenocristales tienen textura poikilítica con inclusiones de microcristales de minerales opacos y bordes de reacción. Algunos cristales de piroxenos están siendo reemplazados y fracturados (Fig. 16). Entre sus minerales accesorios se observan titanitas.

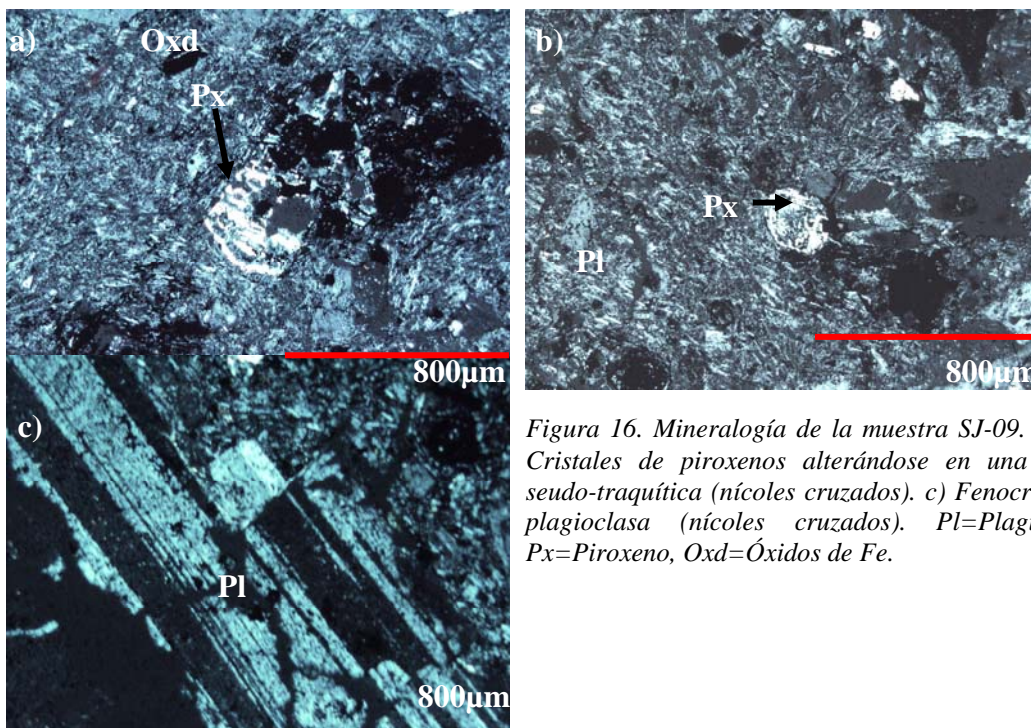


Figura 16. Mineralogía de la muestra SJ-09. a) y b) Cristales de piroxenos alterándose en una matriz pseudo-traquítica (nícoles cruzados). c) Fenocristal de plagioclasa (nícoles cruzados). Pl=Plagioclasa, Px=Piroxeno, Oxd=Óxidos de Fe.



La clasificación de algunas de las muestras se realizó mediante el empleo de un contador de puntos y diagramas triangulares. El resultado estadístico de este trabajo se presenta en la tabla 4 y la figura 17.

<b>CB-54 (2505)</b>					
Mineral	Plagioclasa	Feldespatos	Cuarzo	M. accesorios	Total
# de puntos	86	454	282	53	875
Porcentaje %	9.829	51.886	32.229	6.057	100
Recálculo	10.462	55.231	34.307	0	100
<b>SJ-2</b>					
Mineral	Plagioclasa	Feldespatos	Cuarzo	M. accesorios	Total
# de puntos	22	213	243	163	641
Porcentaje %	3.432	33.229	37.909	25.429	100
Recálculo	4.603	44.561	50.837	0	100
<b>SJ-4</b>					
Mineral	Plagioclasa	Feldespatos	Cuarzo	M. accesorios	Total
# de puntos	34	198	202	58	492
Porcentaje %	6.911	40.244	41.057	11.789	100
Recálculo	7.834	45.622	46.544	0	100
<b>SJ-5</b>					
Mineral	Plagioclasa	Feldespatos	Cuarzo	M. accesorios	Total
# de puntos	0	293	236	126	655
Porcentaje %	0	44.733	36.031	19.237	100
Recálculo	0	55.388	44.612	0	100

Tabla 4. Coteo de puntos y porcentajes de los minerales en rocas plutónicas del área de estudio.



Figura 17. Ubicación de las muestras SJ-2, SJ-4, SJ-5 y CB54 en el diagrama Streckeisen.

## GEOQUÍMICA

A continuación se muestran los resultados del análisis químico por Fluorescencia de rayos X (FRX) y Plasma Acoplado Inducido (ICP-MS) de tres muestras analizadas en el área de estudio, además de una comparación con las muestras analizadas por Schaaf *et al.* (2002) en la porción central del Macizo de Chiapas, región de Villa Flores.

Los resultados obtenidos del análisis de las muestras 2505, CB54 (granito rosa) y 2605 (dique) se presentan en concentraciones de elementos mayores (Tabla 5) y elementos traza (incluidas las tierras raras, tabla 6). Los elementos mayores son los principales constituyentes estequiométricos de las fases que componen al sistema, en este caso, la roca que se analizará; generalmente se representan como óxidos (% en peso).

Muestra	Símbolo	Tipo de roca	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3Total</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Pérdida por calcinación	Total
2605	●	Dique	53.24	0.83	19.67	7.22	0.11	2.85	2.97	4.23	3.84	0.38	4.72	100.05
2505	△	Granito	76.95	0.13	12.17	1.27	0.03	0.28	0.60	3.16	5.34	0.03	0.81	100.78
CB-54	▲	Granito	76.69	0.09	12.16	1.51	0.02	0.28	0.40	3.62	4.90	0.02	0.49	100.16
CMP1	◇	Granito	72.10	0.22	14.36	1.89	0.04	0.31	1.38	3.40	5.07	0.07	0.36	99.20
CMP3	◇	Gabro	51.10	1.24	18.56	8.68	0.14	5.19	8.02	4.16	1.18	0.30	1.47	100.04
CMP4	◇	Granodiorita	68.80	0.22	16.62	3.06	0.04	0.58	2.51	4.98	2.19	0.08	0.40	99.48
CMP8	◇	Granodiorita	63.30	0.67	16.71	4.71	0.07	1.49	4.14	4.43	2.62	0.25	0.43	98.82
CMP10	◇	Gabro	55.60	1.17	17.16	9.35	0.14	3.07	6.03	3.86	2.48	0.44	0.63	99.93
CMP13	◇	Gabro	48.11	0.58	17.48	6.81	0.12	6.98	13.01	1.43	2.68	0.07	2.85	100.12
CMP14	◇	Granodiorita	62.40	0.64	16.10	5.85	0.10	2.71	4.23	3.05	2.56	0.13	1.27	99.04
CB4	◇	Granodiorita	64.00	0.64	17.32	4.46	0.10	1.57	2.14	6.15	2.53	0.16	0.70	99.77
CB7-2	◇	Granito	68.40	0.50	14.88	3.37	0.13	1.13	3.01	4.54	2.59	0.05	0.50	99.10

◇ Schaaf et al., 2002  
 ▲△● Este trabajo

Tabla 5. Análisis químico de elementos mayores en % en peso de roca total, para las muestras estudiadas en este trabajo y de Schaaf *et al.* (2002) en el estado de Chiapas.

Los elementos traza son aquellos que no son constituyentes estequiométricos de la fase y afectan en menor proporción a las propiedades físicas y químicas en la roca. En sistemas magmáticos los elementos traza se clasifican en base a su comportamiento geoquímico en elementos de bajo potencial iónico (**LFS; Low Field Strength**) o elementos litófilos de radio iónico grande (**LILE; Large Ion Lithophile Elements**), (K, Cs, Rb, Ba, Sr, Pb<sup>+2</sup>, Eu<sup>+2</sup>); elementos de alto potencial iónico (**HFS; High Field Strength**), que incluyen a las tierras raras (**REE; Rare Earth Elements**), Y, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta, Ce, Pb<sup>+4</sup>, Ti; y los elementos de menor valencia y menor radio iónico, Ni, Cr, Cu, W, Rb, Rh, Pd, Os, Ir, Pt y Au.

	2605 ●	2505 △	CB-54 ▲	CMP1 ◇	CMP3 ◇	CMP4 ◇	CMP8 ◇	CMP10 ◇	CMP13 ◇	CMP14 ◇	CB4 ◇	CB7-2 ◇
Rb	265.85	281.07	261	109	25	40	54	43	48	59	70	53
Sr	110.66	39.64	13	306	594	539	718	571	625	560	368	254
Ba	439	78	46	1227	598	553	1103	1121	537	1092	1020	766
Y	22.89	45.53	74.4	18	11	7	13	17	7	21	24	42
Zr	199.42	105.85	129	191	2.23	123	102	232	49	309	366	200
Nb	13.4	34.48	47.4	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
V	77.37	4.25	n.d	15	173	15	66	153	183	109	54	49
Cr	n.d	n.d	26	58	114	19	5	18	97	15	40	48
Co	13.84	1.17	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Ni	n.d	n.d	n.d	12	68	18	15	30	37	17	n.d	n.d
Cu	n.d	n.d	12	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Zn	n.d	n.d	n.d	59	85	34	102	106	68	98	74	67
Th	6.48	34.49	36.5	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	5.5	1.1
Pb	2.56	14.32	10	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Ga	n.d	n.d	19	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Ge	n.d	n.d	1.5	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
As	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Mo	n.d	n.d	3	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Sn	n.d	2.53	3	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Cs	2.41	2.2	0.7	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
La	38.1	27.2	42.3	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	39.1	23.5
Ce	67.46	53.55	87.6	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	71.9	52.5
Pr	7.42	6.36	9.91	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	6.8	5.9
Nd	30.77	24.8	37.4	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	28.7	27
Sm	7.07	7.32	8.17	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	4.9	5.7
Eu	1.12	0.41	0.129	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	1.39	0.96
Gd	5.24	6.37	8.5	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	4.8	5.8
Tb	0.71	1.22	1.65	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.6	0.8
Dy	3.68	7.41	11	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	4.1	6.2
Ho	0.86	1.73	2.37	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.75	1.2
Er	2.65	5.05	7.53	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	2.3	3.8
Tm	0.42	0.77	1.23	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.3	0.5
Yb	3.19	5.4	8.09	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	2.1	3.3
Lu	0.54	0.83	1.16	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0.29	0.49
Hf	5.07	3.89	5.8	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Ta	0.92	4.43	3.93	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
W	n.d	n.d	1.3	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Tl	n.d	n.d	1.28	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Bi	n.d	n.d	0.3	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
U	3.22	9.19	9.79	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	1.1	0.4
Be	6.23	4.83	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Sc	11.25	5.06	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d

◇ Schaaf et al., 2002

▲△● Este trabajo

Tabla 6. Análisis químico de elementos traza en ppm de roca total, para las muestras estudiadas en este trabajo y de Schaaf et al. (2002) en el estado de Chiapas. n.d = no determinado.

### 5.1 Resultados

Los resultados analíticos de las muestras 2505, 2605 y CB54 se presentan mediante diagramas bivariantes, diagramas ternarios, diagramas de variación, diagramas multielemento y diagramas de discriminación, obtenidos con ayuda del software IGPET versión 2.3. En los diagramas donde se emplean elementos mayores los valores fueron normalizados al 100% en base seca (Tabla 9; anexo).

Primero se empleó el diagrama TAS (Álcalis Total vs sílice), en rocas plutónicas adaptado por Wilson (1989) para hacer una clasificación preliminar de la roca, auxiliándonos de los elementos mayores en la roca. Aquí se observa que las muestras 2505 y CB54 se *traslapan* dentro del campo de los granitos calcialcalinos sobresaturados en sílice, junto con un suite de rocas comagmáticas, pertenecientes al Macizo de Chiapas (Schaaf *et al.*, 2002) que cubren el rango de granitos, granodioritas, cuarzodioritas y gabros; la mayoría de carácter calcoalcalino. El dique 2605 tiende a ser más cuarzodiorítico de carácter alcalino (Fig. 18).

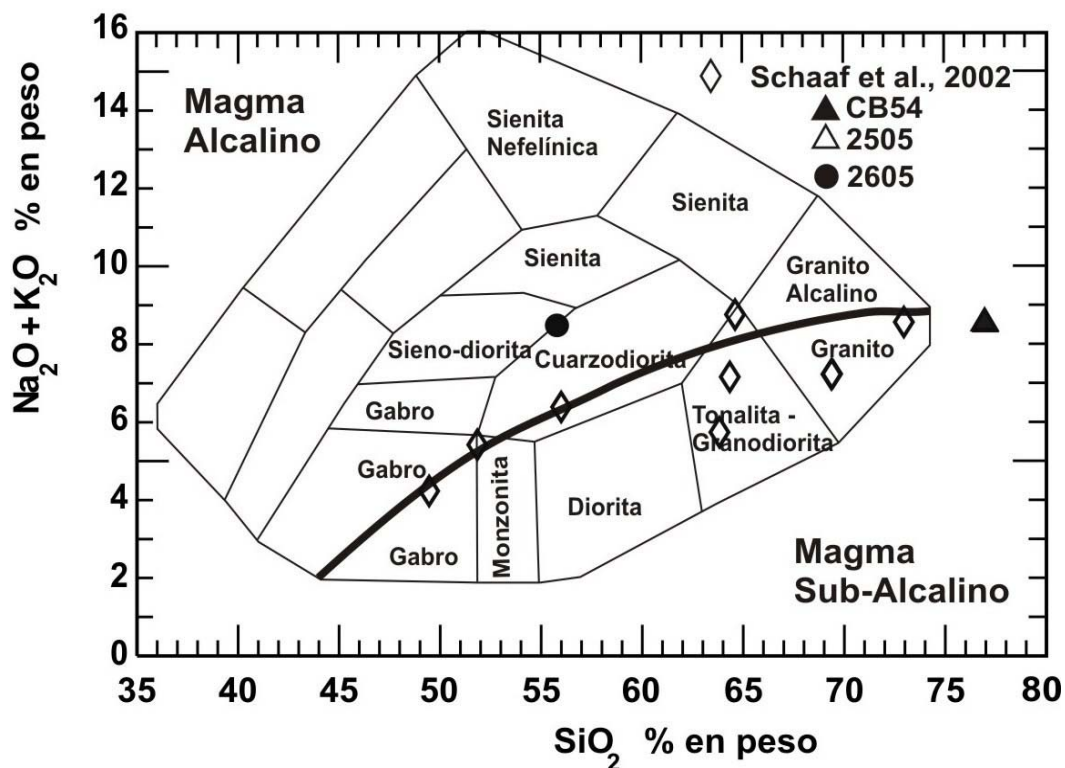


Figura 18. Diagrama TAS ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ ) para rocas plutónicas con límite de alcalinidad de LeMaitre, 1976.

El empleo de diagramas bivariantes y triangulares sirvió para corroborar el tipo de magma en las muestras analizadas junto con el suite de rocas analizadas por Schaaf et al. (2002) en el Macizo de Chiapas. En el diagrama bivariante se observa que en las muestras analizadas del Macizo de Chiapas predomina el carácter cálcico y en menor proporción el carácter alcalino. Por otra parte, se puede concluir que los granitos se *traslapan* y caen dentro del campo de magmas cálcicos mientras que el dique se ubica en el límite que separa a magmas calcialcalinos y alcalinos. En el diagrama AFM se observa que todas las muestras caen dentro del campo de magmas calcialcalinos (Fig. 19).

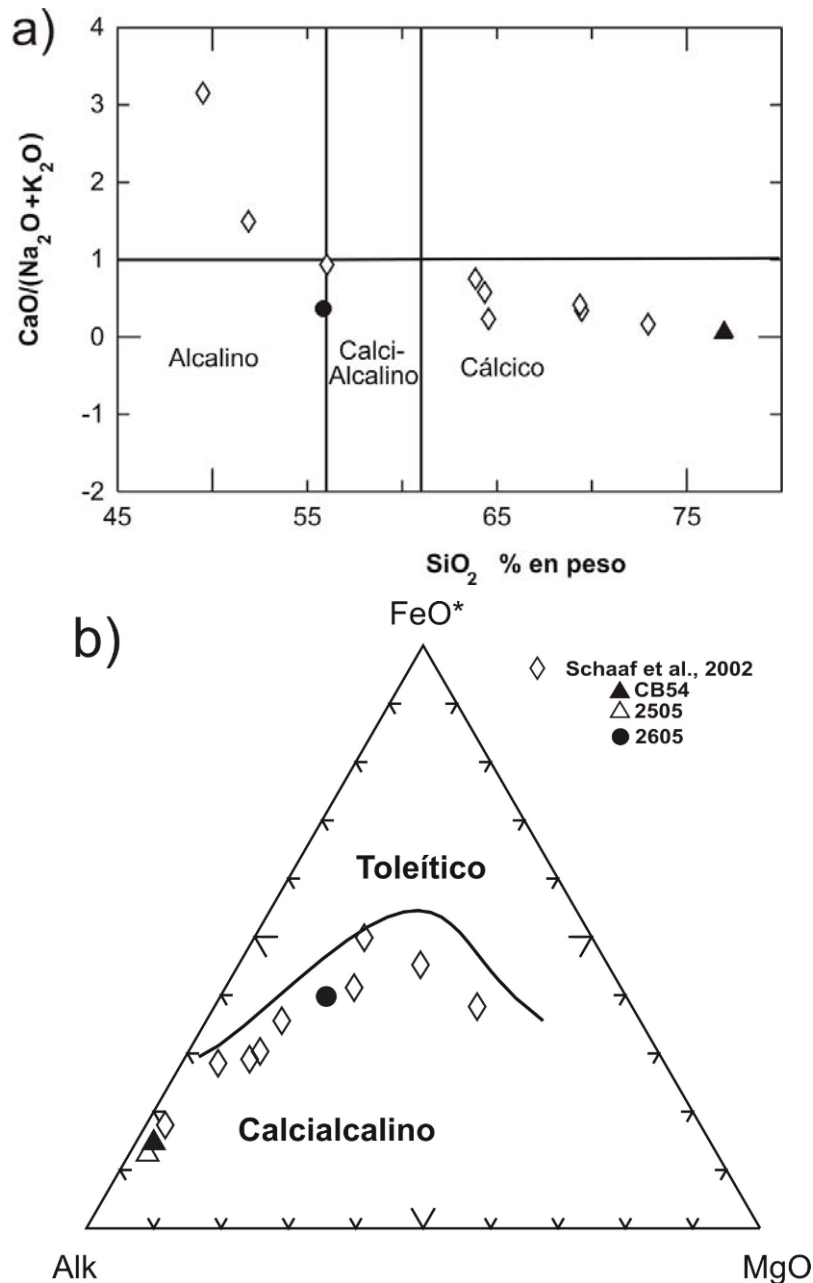


Figura 19. a) Diagrama bivariante ( $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  vs sílice. b) Diagrama AFM,  $\text{Alk} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ .

Otro empleo de los elementos mayores se refleja en los diagramas de variación o diagramas Harker (1909) que nos ayudan a visualizar la movilidad de los elementos durante diferentes procesos de evolución de un magma, y así poder interpretar o modelar las causas de su evolución. Existen muchos procesos que intervienen en la evolución de un magma; sin embargo, los más importantes pueden ser la cristalización fraccionada, asimilación, fusión parcial y/o contaminación cortical.

En las muestras del Macizo de Chiapas (Schaaf et al., 2002), se observan principalmente 3 grupos con diferentes tendencias (Fig. 20):

- FeO, TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> presentan un ligero enriquecimiento y posteriormente empobrecimiento.
- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO y CaO muestran una correlación negativa.
- Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O reflejan una relación constante y un enriquecimiento.

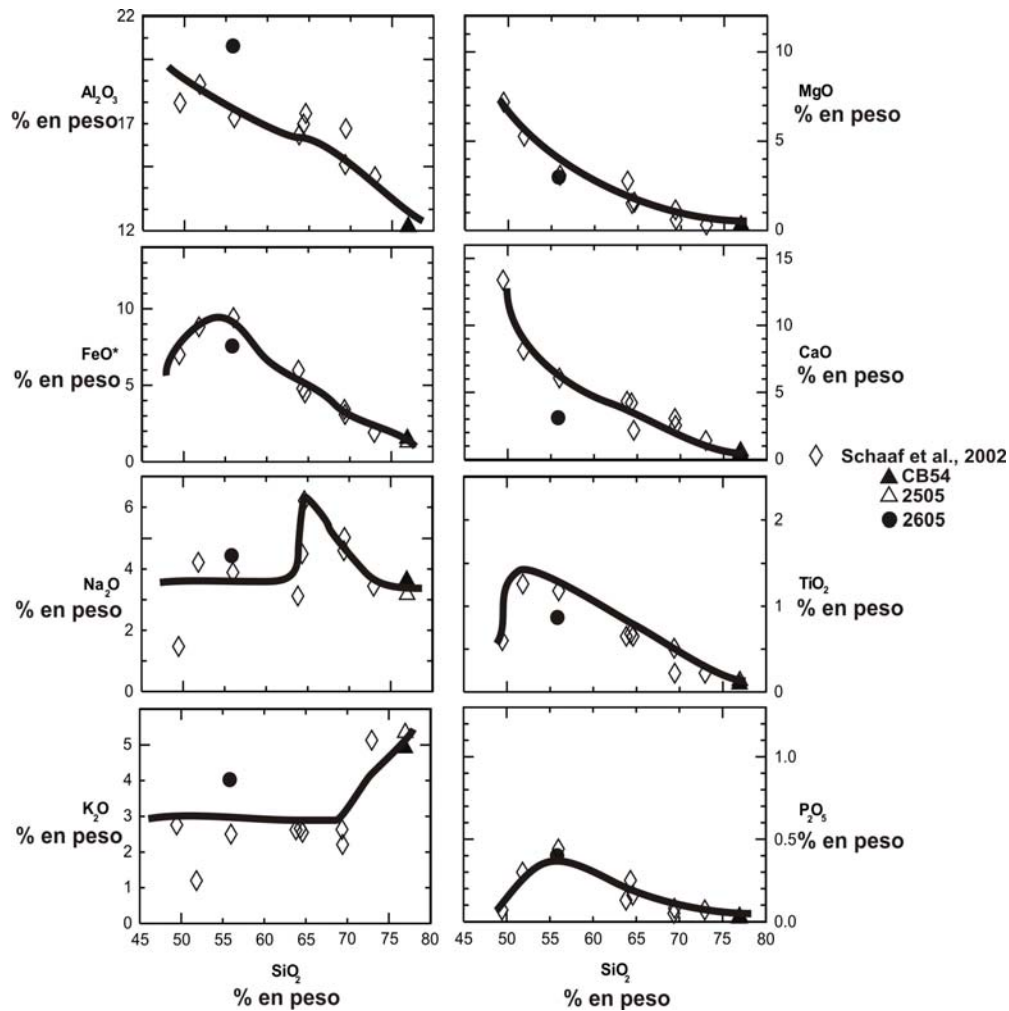


Figura 20 . Diagramas de variación Harker.



Las muestras 2505 y CB 54 se ubican al final de la evolución magmática de las rocas del Macizo de Chiapas indicando una sobresaturación de sílice. Por otra parte, la muestra 2605 (dique) no presenta similitud con la tendencia de las demás muestras.

Sin embargo, para comprender mejor los procesos que ocurren durante la evolución de un magma se emplea el uso de los elementos traza, debido a que sus propiedades químicas únicas registran procesos que no pueden ser analizados con los elementos mayores. Además, nos permiten comprender y modelar la formación y diferenciación de la tierra, así como la dinámica de fusión del manto.

Pearce *et al.* (1984) propusieron diferentes modelos de discriminación para conocer el ambiente tectónico de los granitos, auxiliándose en el estudio de algunos elementos traza. Se aprecia claramente que el ambiente tectónico de las rocas del Macizo de Chiapas se relaciona a granitos de arco volcánico, mientras que los granitos analizados en el presente trabajo, se asocian con granitos de intraplaca y el dique tiene una posible afinidad con granitos sin-orogénicos (Fig. 21).

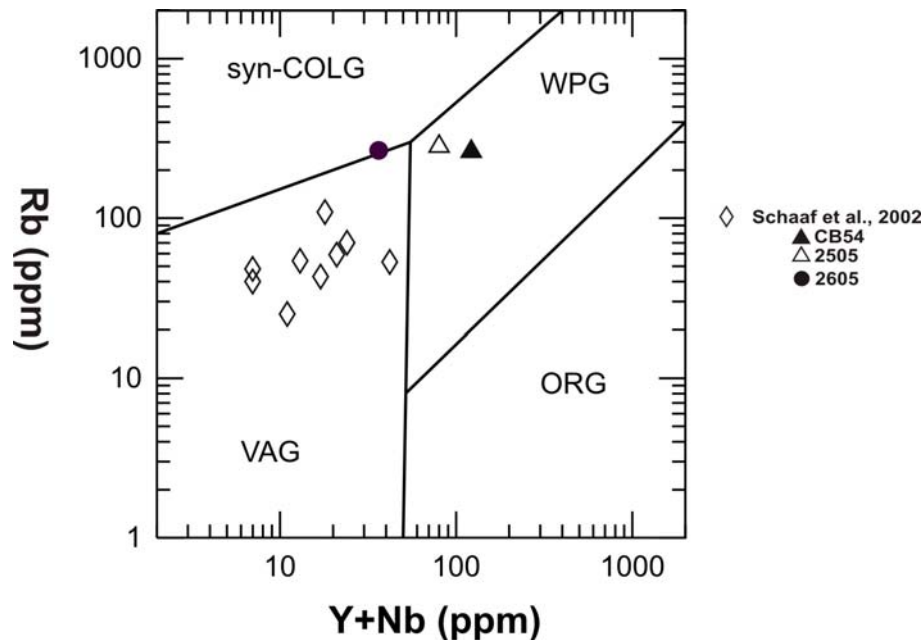


Figura 21. Diagrama de discriminación propuesto por Pearce *et al.*, 1984. VAG (Granito de Arco Volcánico), ORG (Granito de Cresta Oceánica), WPG (Granito Intraplaca) y syn-COLG (Granito sincolisional).

En el diagrama multielemento normalizado con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) las muestras CB 54 y 2505 presentan anomalías negativas muy marcadas en bario, estroncio (elementos altamente móviles), fosforo, europio y titanio; así como anomalías positivas de potasio, plomo, torio y uranio, que se pueden interpretar como consecuencia de una contaminación cortical y el fraccionamiento de

ciertos minerales como la plagioclasa y algunos minerales accesorios (titanita, rutilo). El dique (2605) presenta anomalías ligeras de bario, estroncio (elementos altamente móviles) y niobio (Fig. 22).

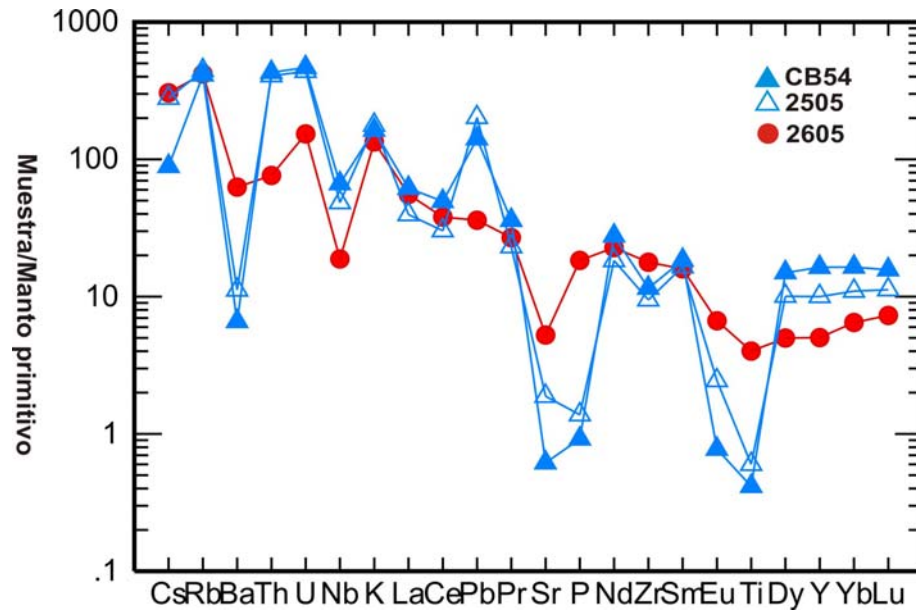


Figura 22. Diagrama multielemento. Normalizado con los valores para el manto primitivo de Sun y McDonough (1989).

En el diagrama de tierras raras normalizado con la condrita (Nakamura, 1974) se observa un enriquecimiento en tierras raras ligeras, un ligero empobrecimiento en tierras raras pesadas y una ligera anomalía de europio en las muestras del Macizo de Chiapas (franja gris). Por otra parte, las muestras analizadas en el trabajo presente reflejan un enriquecimiento ligero en tierras raras ligeras mucho más marcado en comparación con las rocas del Macizo de Chiapas, una anomalía negativa muy marcada de europio que refleja la sustitución del  $\text{Eu}^{2+}$  por el Ca en la plagioclasa o en los clinopiroxenos, y una tendencia horizontal en sus tierras raras pesadas. Los bajos valores de fugacidad del oxígeno ( $f_{\text{O}_2}$ ) originan un cambio en la valencia de  $\text{Eu}^{3+}$  a  $\text{Eu}^{2+}$ . El dique (2605) presenta una tendencia muy similar a las rocas del macizo de Chiapas (Fig. 23).

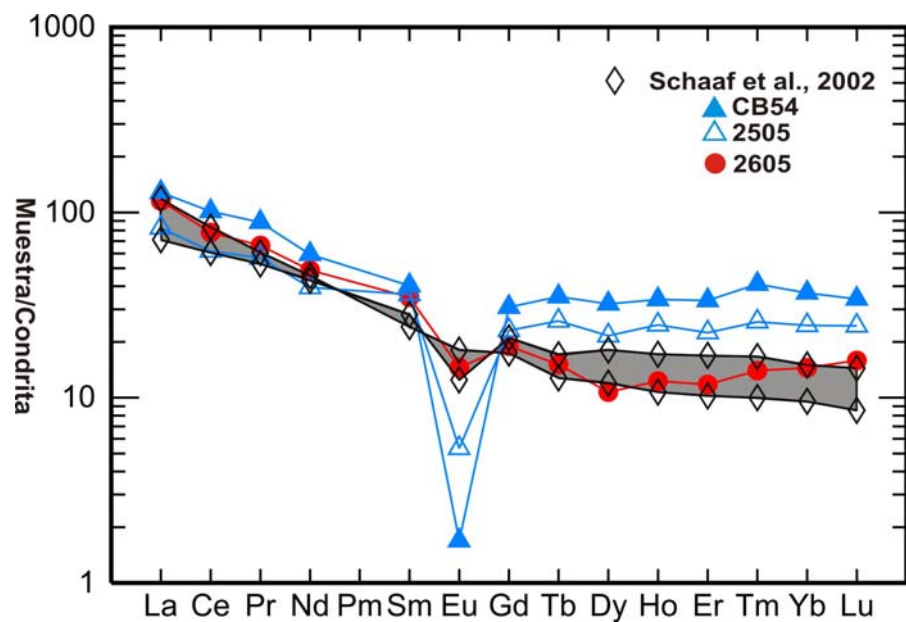


Figura 23. Diagrama de distribución de las tierras raras. Normalizado con condrita de Nakamura (1974).

## GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Las relaciones isotópicas de Rb-Sr, Sm-Nd y las concentraciones obtenidas por dilución isotópica se presentan en la tabla 7. En el recálculo de la relación isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $\epsilon\text{-Nd}$ , se empleó la edad de cristalización (368 Ma) obtenida a partir del análisis de las poblaciones de la muestra 2505 que se explica en el capítulo 7. Estos cálculos se realizaron con el objetivo de modelar el origen y evolución de las muestras analizadas en este trabajo a partir de la siguiente ecuación y los siguientes datos (Tabla 7).

Muestra	Roca	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd* 2 SE(M)	n	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd* 2 SE(M)	n	$\epsilon\text{-Nd}_{\text{368Ma}}$	Concentración (ppm) (Dilución isotópica)					Edad modelo T Nd (DM)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{368\text{Ma}}$		
											Rb	Sr	Sm	Nd	$\epsilon\text{-Nd}_{368\text{Ma}}$				
CB54	Granito	53.318	1.008464	40	11	57	0.133	0.512426	17	5	57	-4.14	239.25	13.37	7.83	35.64	-1.1	1.38 Ga	0.729116
2505	Granito	34.694	0.833740	41	11	55	0.148	0.512399	19	5	55	-4.66	393.63	33.24	5.87	23.90	-2.4	1.76 Ga	0.651969?
2605	Dique	13.107	0.738975	43	12	55	0.114	0.512504	16	4	58	-2.61	295.65	65.48	3.57	19.00	n.d.	n.d.	n.d.

n = número de relaciones medidas por corrida	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR HOY}} = 0.512638$	} Wasserburg et al., 1981
1 sd* = 1 desviación estándar	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR HOY}} = 0.1967$	
2 SE(M) = 2sd/√n	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}} = 0.51316$	} Arndt and Goldstein, 1987
n.d. = no determinado	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}} = 0.2137$	

Tabla 7. Resultados de la dilución isotópica y espectrometría de masas, edades modelo y relaciones iniciales (368 Ma), para las muestras estudiadas en el presente trabajo, junto con relaciones isotópicas del CHUR (necesarios para el recálculo de  $\epsilon\text{-Nd}$ ) y del manto empobrecido (DM; necesarios para el recálculo de las edades modelo de Nd).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{368\text{Ma}} = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Medido}} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{Medido}} (e^{\lambda (368\text{Ma})} - 1)$ . Más detalles de los cálculos en el capítulo 6.2.

Los análisis de Sr, Sm y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM. El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las mediciones de Rb se realizaron con un espectrómetro de masas NBS en el Instituto de Geología, UNAM.

Las muestras se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Rb, Sr y Nd, y 20 para Sm. Los valores (1sd =  $\pm 1\sigma_{\text{abs}}$ ) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. 2 SE (M) =  $2\sigma_{\text{abs}} / \sqrt{n}$ . Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  y  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} =$

0.7219, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr):  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710238 \pm 22 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n = 324)$ , para el estándar La Jolla (Nd):  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511873 \pm 23 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n = 166)$ .

La incertidumbre relativa de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$ , y de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$  ( $1\sigma$ ). La reproducibilidad relativa ( $1\sigma$ ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de  $\pm 4.5\%$ ,  $\pm 1.8\%$ ,  $\pm 3.2\%$  y  $\pm 2.7\%$  respectivamente.

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 1.0 ng Rb, 6.8 ng Sr, 0.98 ng Sm y 1.5 ng Nd (blancos totales).

### 6.1 Diagrama de correlación Sr-Nd y edad modelo

Para poder interpretar la génesis y saber de qué reservorio provienen las rocas analizadas en el presente trabajo, nos auxiliamos de la combinación de las relaciones isotópicas de Sr y Nd. Ambos modelos suponen que estos elementos evolucionaron de un reservorio inicial, el cual tiene una relación Rb/Sr igual a la de los basaltos acondríticos (BABI, Basaltic Achondrite Best Initial), para la evolución del  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , y una relación Sm/Nd igual a la de los meteoritos condríticos (CHUR, Chondritic Uniform Reservoir), para la evolución del  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ .

Sin embargo, esta evolución no es totalmente uniforme a lo largo del tiempo geológico debido a la incompatibilidad de estos elementos, que tienden a movilizarlos y a concentrarlos en la corteza terrestre o en el manto (Fig. 24).

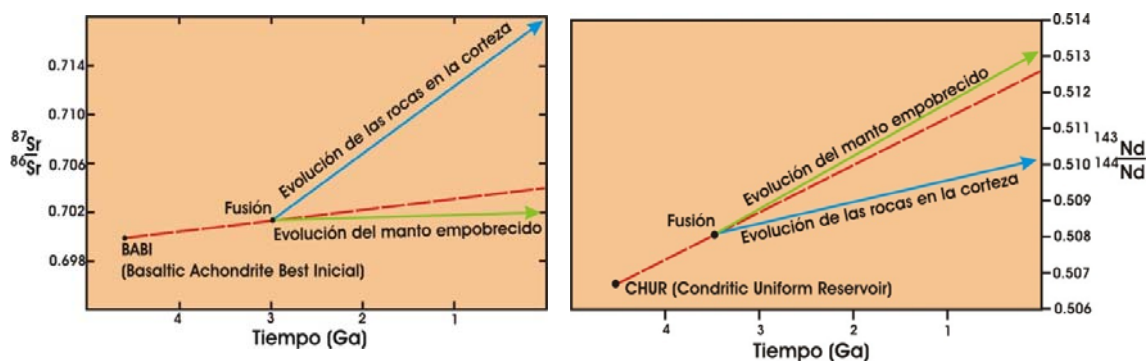


Figura 24. Diagramas de evolución de las relaciones isotópicas de Sr y Nd con respecto al tiempo geológico.

#### Relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$

Partiendo de la ecuación general de producción de hijos radiogénicos aplicado al decaimiento del isótopo  $^{87}\text{Rb}$  a  $^{87}\text{Sr}_t$ :

$$D = D_{\text{inicial}} + N (e^{\lambda t} - 1)$$

Donde: D = isótopos hijos presentes (hoy)  
 $D_{\text{inicial}}$  = isótopos hijos presentes en el momento de inicio del decaimiento (tiempo inicial)  
 N = isótopos padres  
 $\lambda$  = constante de decaimiento del  $^{87}\text{Rb}$   
 t = edad de cristalización, enfriamiento o evento térmico

La constante de decaimiento del  $^{87}\text{Rb}$  se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$\lambda = \frac{\ln 2}{T_{1/2}}$$

Donde  $T_{1/2}$  es la vida media del  $^{87}\text{Rb}$  equivalente a  $48.813 \times 10^9$  años; por lo tanto, su constante de decaimiento es de  $1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ .

La ecuación básica de producción de hijos radiogénicos puede ser modificada para determinar la cantidad de isótopos de  $^{87}\text{Sr}$  que se forman como consecuencia del decaimiento del  $^{87}\text{Rb}$ . Ésto es:

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_{\text{inicial}} + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1)$$

Sin embargo, debido a que el espectrómetro de masas mide solo relaciones isotópicas, y debido a que la abundancia del  $^{86}\text{Sr}$  es constante, la ecuación anterior se puede reescribir de la siguiente forma:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{hoy}} = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{hoy}} (e^{\lambda t} - 1)$$

O

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{hoy}} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{hoy}} (e^{\lambda t} - 1)$$

La relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{hoy}}$  la obtenemos directamente de la medición en el espectrómetro de masas. Las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  y  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  se obtienen de la siguiente manera:

El parámetro  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  puede ser calculado mediante el análisis de minerales que no tengan Rb, como apatitos; mediante el cálculo de una isócrona o una regresión lineal (Gauss), por medio de la ayuda de programas de computación (ISOPLOT, Ludwig, 2004) o usando un valor modelo, o, como en el caso de este trabajo usando los resultados de fechamientos por otros métodos (p.ej. U-Pb).

Por otra parte, para determinar la relación  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  es necesario emplear la técnica de dilución isotópica aplicando la siguiente ecuación:

$$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{\text{Rb}}{\text{Sr}} \star \frac{[^{87}\text{Rb}]_N}{[^{86}\text{Sr}]_N} \star \frac{\text{Sr Peso Atómico}}{\text{Rb Peso Atómico}}$$

Donde:

Rb = concentración de Rb en la muestra en ppm.

Sr = concentración de Sr en la muestra en ppm.

$[^{87}\text{Rb}]_N$  = abundancia natural del Rb

$[^{86}\text{Sr}]_N$  = abundancia natural del Sr

Con respecto a la isotopía de Nd, es posible representar la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  con el parámetro  $\epsilon\text{-Nd}$ , para evitar problemas con los cálculos por fraccionamiento isotópico y hacer más práctica la interpretación. El parámetro  $\epsilon\text{-Nd}$  se define como la desviación relativa de una muestra con respecto al reservorio uniforme condrítico (CHUR) multiplicado por  $10^4$ , calculándose de la siguiente manera:

$$\epsilon\text{Nd}_{\text{hoy}} = \left( \frac{^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}_{\text{MUESTRA (HOY)}}}{^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (HOY)}}} - 1 \right) \times 10^4$$

$$\epsilon\text{Nd}_{t^*} = \left( \frac{^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}_{\text{MUESTRA (t)}}}{^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (t)}}} - 1 \right) \times 10^4$$

$t^*$  = tiempo en el pasado (Ma)

Donde:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{MUESTRA (t)}} = ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{MUESTRA (HOY)}} - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{MUESTRA (HOY)}} * (e^{\lambda t} - 1)$$

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (t)}} = ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (HOY)}} - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (HOY)}} * (e^{\lambda t} - 1)$$

En donde los valores para el CHUR son:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (HOY)}} = 0.512638$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (HOY)}} = 0.1967$  (Tabla 7)

Adicionalmente, se emplea el uso de edades modelo para determinar el tiempo transcurrido desde que el Nd se separó del manto y se concentró en la corteza; en otras palabras, el tiempo promedio de residencia en la corteza.

$$\tau_{DM} = \frac{1}{\lambda} \text{Ln} \left[ \frac{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_M - \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM}}{\left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_M - \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM}} + 1 \right]$$

$M = \text{muestra}$

$DM = \text{Depleted Mantle (Manto empobrecido)}$

Donde:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{DM} = 0.51316$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{DM} = 0.2137$  (Tabla 7)

Finalmente, al asociar este parámetro con la relación inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  podemos obtener información sobre la procedencia de la fuente que dio origen al cuerpo de roca.

## 6.2 Resultados

- Para la muestra CB 54

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 1.00846 - 53.318 (e^{(1.42 \times 10^{-11} * 368 \times 10^6)} - 1) = 0.729116$$

$$\epsilon\text{Nd}_{\text{hoy}} = \left( \frac{0.512426}{0.512638} - 1 \right) \times 10^4 = -4.1$$

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{MUESTRA (368Ma)}} = 0.512426 - 0.133 * (e^{(6.54 \times 10^{-12} * 368 \times 10^6)} - 1) = 0.512106$$

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (368Ma)}} = 0.512638 - 0.1967 * (e^{(6.54 \times 10^{-12} * 368 \times 10^6)} - 1) = 0.512164$$

$$\epsilon\text{Nd}_{368\text{Ma}} = \left( \frac{0.512105}{0.512164} - 1 \right) \times 10^4 = -1.1$$

$$T_{\text{DM}} = \frac{\ln(1.009095415)}{6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}} = 1384449686 \text{ años} = 1.38 \text{ Ga}$$

- Para la muestra 2505

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.833740 - 34.694 (e^{(1.42 \times 10^{-11} * 368 \times 10^6)} - 1) = 0.651969$$

$$\epsilon\text{Nd}_{\text{hoy}} = \left( \frac{0.512399}{0.512638} - 1 \right) \times 10^4 = -4.7$$

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{MUESTRA (368Ma)}} = 0.512399 - 0.148 * (e^{(6.54 \times 10^{-12} * 368 \times 10^6)} - 1) = 0.512042$$

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (368Ma)}} = 0.512638 - 0.1967 * (e^{(6.54 \times 10^{-12} * 368 \times 10^6)} - 1) = 0.512164$$

$$\epsilon\text{Nd}_{368\text{Ma}} = \left( \frac{0.512042}{0.512164} - 1 \right) \times 10^4 = -2.4$$

$$T_{\text{DM}} = \frac{\ln(1.011582953)}{6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}} = 1760914980 \text{ años} = 1.76 \text{ Ga}$$

De aquí se puede concluir que los valores obtenidos de  $\epsilon\text{Nd}_{\text{hoy}}$  y recalculado al tiempo de recristalización del granito, reflejan que provienen de una corteza formada por granitos tipo I, que han permanecido entre 1.38 y 1.76 Ga reciclándose. Esto puede comprobarse en el diagrama de correlación de Sr-Nd (Fig.25), donde se interpreta que las muestras analizadas pueden ser el producto de una anatexis de rocas ígneas viejas. El cálculo de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$  se vuelve problemático en muestras con altas relaciones de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . En el recálculo de las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$  y el parámetro  $\epsilon\text{Nd}_t$  para las muestra 2505 y CB 54, se empleó la edad inferida de 368 Ma obtenida a partir del diagrama concordia para la muestra 2505.



El resultado obtenido en el recálculo de la relación de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial para la muestra 2505 no es posible, esto se puede observar en el modelo de evolución de Rb-Sr con respecto al tiempo geológico, donde no se presentan valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial tan bajos. Este problema puede explicarse de dos formas:

1. Se empleó una edad errónea durante el recálculo, por lo tanto, se modifica la edad inferida tomando en cuenta el margen de error (331Ma y 405Ma). Enseguida se recalcula el parámetro  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial empleando estas edades.

O sea:

- Para la muestra 2505 empleando 311Ma

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.833740 - 34.694 (e^{(1.42 \times 10^{-11} * 311 \times 10^6)} - 1) = 0.68010$$

- Para la muestra 2505 empleando 405Ma

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.833740 - 34.694 (e^{(1.42 \times 10^{-11} * 405 \times 10^6)} - 1) = 0.63363$$

Sin embargo, no se obtuvieron parámetros de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial coherentes aun empleando estas dos edades.

2. Ó debido a la intrusión de diques máficos que ocasionaron la fusión parcial del cuerpo intrusivo félsico, originando la movilidad de elementos incompatibles como el Rb y Sr, alterando las concentraciones iniciales de dichos elementos.

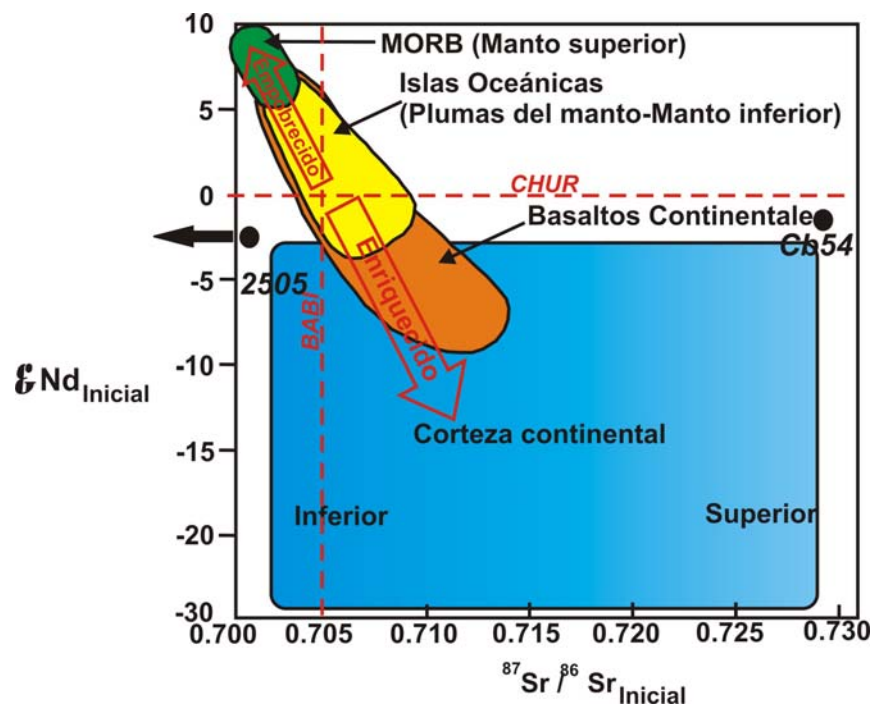


Figura 25. Diagrama de correlación Sr- Nd y algunos reservorios. Recalculado para 368 Ma.

## **GEOCRONOLOGÍA**

Como parte de los objetivos principales del presente trabajo, se analizaron 20 poblaciones de circones de dos muestras para obtener 2 edades con el método de fechamiento de U-Pb.

### **6.3 Método de fechamiento U –Th – Pb**

Este método surge como consecuencia del descubrimiento de la radiactividad del uranio y del torio. Su principal aplicación se enfoca al fechamiento de concentrados minerales en rocas ígneas y metamórficas de composición granítica que presenten altas concentraciones de U y Th como el zircón. El rango de aplicación es de 10 000 años hasta 4.6 Ga. Las edades obtenidas pueden ser interpretadas como edades de cristalización o emplazamiento o la edad de la apertura del sistema o el último evento térmico.

### **6.4 Generalidades**

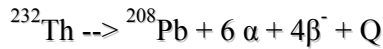
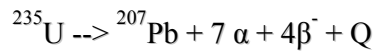
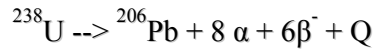
El uranio y torio son elementos del grupo de los actínidos, con radios iónicos de 1.05 Å y 1.10 Å, respectivamente. Generalmente tienen valencia <sup>+4</sup> y un comportamiento geoquímico muy similar, siendo relativamente insolubles, lo que hace que estos elementos se puedan sustituir entre sí. Sin embargo, en condiciones oxidantes el U<sup>+6</sup> forma el ión UO<sup>+2</sup>, muy soluble en agua lo que causa que el uranio se comporte de manera móvil. Por esta razón se concentra en las fases líquidas durante la fusión parcial y la cristalización fraccionada para incorporarse a productos ricos en sílice.

El U y Th suelen encontrarse en altas concentraciones en minerales accesorios como el circón, uranita, thorianita, rutilo, thorita, allanita, monacita, apatito, xenotimo, titanita y en la columbita. Sin embargo, el circón es el mineral más común empleado para hacer dataciones con este método.

El plomo es un elemento calcófilo y parcialmente siderófilo, tiene valencia <sup>+2</sup> y el radio iónico del Pb<sup>+2</sup> es de 1.19 Å. Se comporta como un elemento ligeramente incompatible durante la cristalización.

### **6.5 Geocronología del método**

El método isotópico de U-Th-Pb involucra tres sistemas de decaimiento. El <sup>238</sup>U decae a <sup>206</sup>Pb generando 8 partículas alfa, más 6 partículas beta negativas y energía. El <sup>235</sup>U decae a <sup>207</sup>Pb generando 7 partículas alfa, más 4 partículas beta negativas y energía. El <sup>232</sup>Th decae a <sup>208</sup>Pb más 6 partículas alfa, más 4 partículas beta negativas y energía.



La diferencia entre el método isotópico de Rb/Sr y Sm/Nd, es que este método involucra tres ecuaciones de decaimiento, basadas en la ecuación general de producción de hijos radiogénicos, involucrando tres tipos diferentes de vidas medias. Ésto es:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

Donde:

$$\left. \begin{aligned} \lambda_{\text{U}^{238}} &= 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1} \\ \lambda_{\text{U}^{235}} &= 9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1} \\ \lambda_{\text{Th}^{232}} &= 4.9475 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1} \end{aligned} \right\} \text{Steiger and Jäger, 1977}$$

Al resolver la ecuación para t obtendremos tres edades independientes para un sólo tipo de roca.

$$t_{206} = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left[ \frac{\left[ \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right] - \left[ \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right]_i}{\left[ \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right]} + 1 \right]$$

$$t_{207} = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left[ \frac{\left[ \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right] - \left[ \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right]_i}{\left[ \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right]} + 1 \right]$$

$$t_{208} = \frac{1}{\lambda_{232}} \ln \left[ \frac{\left[ \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right] - \left[ \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right]_i}{\left[ \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} \right]} + 1 \right]$$

Cada una de estas ecuaciones describe una isócrona, que puede ser empleada de manera independiente, siempre y cuando el sistema isotópico haya permanecido cerrado durante un tiempo inicial, hasta el tiempo final de su formación. Sin embargo, esto es casi siempre imposible debido a que estos elementos son relativamente móviles, motivo por el cual no se emplean isócronas.

Al dividir las ecuaciones  $t_{207}$  entre la ecuación  $t_{206}$  obtendremos una cuarta ecuación “transitoria”, que no podrá resolverse por métodos algebraicos. Sin embargo, será la base para la elaboración del diagrama concordia propuesto por Wetherill (1956).

$$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_{\text{hoy}} = ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_{\text{inicial}} + ^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235}t} - 1) / ^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238}t} - 1) \dots\dots (A)$$

Si sabemos que:

$$\left( \frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*} \right) = \frac{^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235}t} - 1)}{^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238}t} - 1)} \quad \text{Nota: } * \text{ Pb radiogénico}$$

Podemos reestructurar el último término de la ecuación A, omitiendo las relaciones iniciales y actuales de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , asignando diferentes valores a “t” para graficar la curva concordia (Fig. 26).

$$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} = (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad \text{y} \quad \frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} = (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

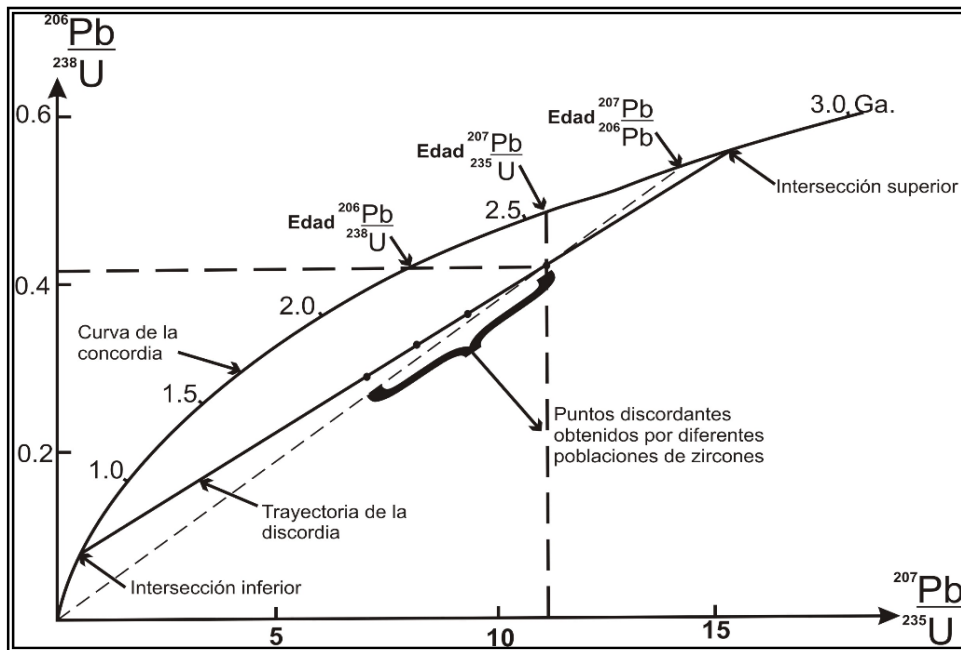


Figura 26. Diagrama concordia. Se aprecian los datos necesarios para la construcción de la misma, así como la trayectoria de la discordia y las interpretaciones de sus intersecciones.

Al determinar las relaciones de  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  y  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ , a partir de la dilución isotópica y la medición en el espectrómetro de masas de cada una de las poblaciones, se grafican en el diagrama concordia esperando que coincida con la curva de la concordia y así obtener la edad de cristalización de una roca plutónica. Sin embargo, esto raramente ocurre debido a que el sistema no siempre permanece cerrado. El conjunto de puntos se reajustan a una línea recta (discordia) que interceptará a la curva concordia en 2 puntos denominados intersección inferior y superior.

Las intersecciones inferiores y superiores analizadas en rocas metamórficas e ígneas se interpretan a continuación (Tabla 8).

Rocas Ígneas Jóvenes	Rocas Ígneas Antiguas	Rocas Metamórficas Jóvenes	Rocas Metamórficas Antiguas
$t_0$ (intersección superior) = edad de los zircones heredados de las rocas precursoras. Indicación de la edad del material cortical que generó las rocas ígneas.	$t_0$ (intersección superior) = edad de cristalización o edad de emplazamiento.	$t_0$ (intersección superior) = edad aproximada de la corteza durante la formación del sedimento. Edad de la fuente de aporte del sedimento.	$t_0$ (intersección superior) = edad de formación del mineral durante el metamorfismo de alto grado.
$t_1$ (intersección inferior) = edad de cristalización o intrusión.	$t_1$ (intersección inferior) = última apertura del sistema. Edad del último evento térmico. Pérdida de plomo.	$t_1$ (intersección inferior) = edad de un evento metamórfico. Pérdida de plomo.	$t_1$ (intersección inferior) = última apertura del sistema. Edad del último evento térmico. Pérdida de plomo.

Tabla 8. Explicación generalizada de las intersecciones en una diagrama concordia para rocas ígneas y metamórficas.

## 6.6 Resultados

Los datos crudos del análisis de la química ultrapura y la espectrometría de masas se presentan en la tabla 10 en el anexo, donde se incluyen los datos de las 9 poblaciones abrasionadas.

Los análisis de U y Pb se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM.

Las muestras de U y Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico, analizándose 10 a 20 relaciones isotópicas. Las condiciones del aparato se monitorearon utilizando estándar NBS 983 (Pb) y U500.

El blanco analítico obtenido en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultó de 19 pg Pb (blanco de química).

A continuación se presentan los diagramas concordia y las edades obtenidas de las muestras 2405 y 2505 con ayuda del programa Isoplot (Ludwig, 2004).

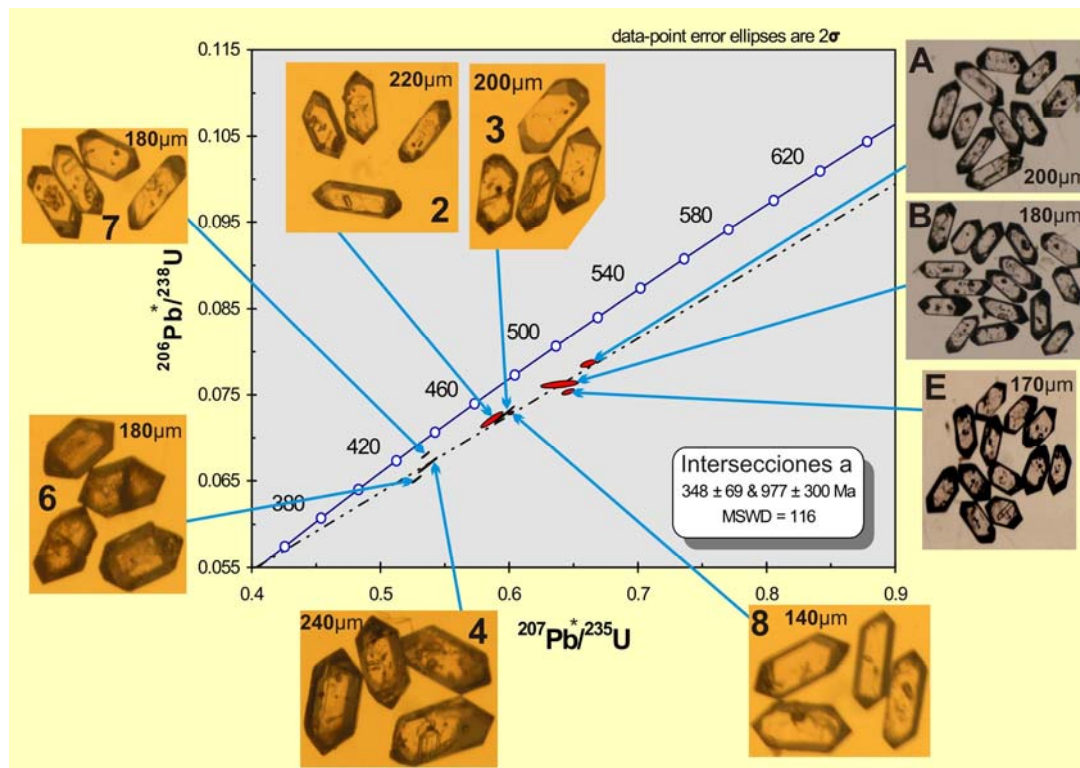


Figura 27. Diagrama concordia de la muestra 2405, donde se aprecian las fotografías de las diferentes poblaciones.

### Muestra 2405

En el diagrama concordia se observa el resultado del análisis isotópico de algunas poblaciones, donde se determinó la edad de  $348 \pm 69$  Ma ( $2\sigma$ ) en su intersección inferior, la cual se interpretó como la edad del último evento térmico. La edad de  $977 \pm 300$  Ma ( $2\sigma$ ) en su intersección superior se interpretó como un componente heredado Grenviliano (Fig. 27).

En esta muestra la mayor parte de los cristales en las poblaciones contienen inclusiones que al ser analizados con catodoluminiscencia revelan fracturas y núcleos heredados.

### Muestra 2505

En el diagrama concordia se observa el análisis de 5 poblaciones donde se determinó la edad de  $368 \pm 37$  Ma ( $2\sigma$ ) en su intersección inferior que representa la

apertura del último evento térmico y la edad de  $3000 \pm 420$  Ma ( $2\sigma$ ) en su intersección superior que se interpretó como una edad heredada (Fig. 28).

En esta muestra fue difícil aumentar el número de poblaciones debido al escaso número de cristales que se obtuvieron durante la separación. La mayoría de estos cristales presentan inclusiones, fracturas y núcleos heredados.

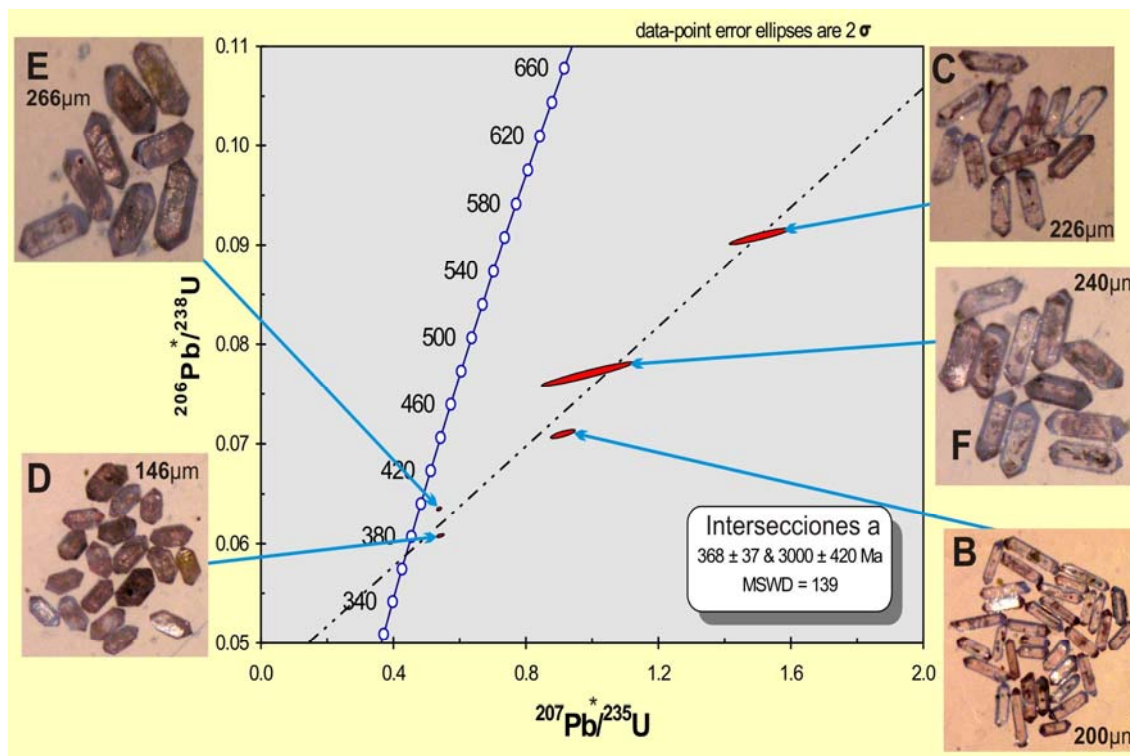


Figura 28. Diagrama concordia de la muestra 2505, donde se aprecian las fotografías de las diferentes poblaciones.

En ambas muestras no se graficaron todas las poblaciones en los diagramas concordia, debido a que incrementaban el error analítico. Por esta razón se descartaron las poblaciones que presentaron mayor pérdida de Pb. El análisis por catodoluminiscencia sirvió como criterio para descartar a las poblaciones alteradas con cristales fracturados y núcleos heredados.



## DISCUSIÓN

Las relaciones de campo, junto con el análisis petrográfico, químico y geocronológico, permitieron establecer las siguientes observaciones.

La base de la columna estratigráfica en el área de estudio está representada por un cuerpo félsico de composición granítica a granodiorítica no deformado, afectado por un sistema de fracturas, fallas y diques máficos, probablemente asociados al desplazamiento del sistema de fallas Polochic-Motagua. La intrusión de los diques máficos probablemente originaron la fusión parcial del granito rosa, generando la movilidad de elementos incompatibles, explicando así los bajos valores del parámetro  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en la muestra 2505.

Este cuerpo de roca intrusiva a rocas metasedimentarias probablemente correlacionables con la Formación Santa Rosa inferior (Mississípico Superior). Sin embargo, esto entraría en contradicción con la edad publicada en el trabajo presente (368 Ma: Devónico Superior) del granito que intrusiva a estos metasedimentos. Estos resultados indican que los metasedimentos deben ser de edades más antiguas a la del “granito rosa” y que pueden o no pertenecer a la secuencia que integra a la Formación Santa Rosa inferior.

Así mismo, se verificó que la Falla Polochic se bifurca y forma fallas ramificadas dentro del territorio mexicano, contrario a lo planteado por Burkart (1978) quien propone a la falla Polochic como una falla regional que cruza el sureste del terreno Maya y se extiende hasta el Océano Pacífico.

El análisis por Cátodoluminiscencia reveló que los núcleos heredados en los zircones reflejan hasta 3 eventos de asimilación, inclusiones y fracturamientos; y aunque algunos cristales fueron abrasionados, no son candidatos excelentes a ser fechados por un método convencional como el TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry).

El análisis petrográfico de los cuerpos cristalinos presenta evidencias de recristalización, reemplazamiento y deformación. Los metasedimentos analizados en contacto con el intrusivo, indican que el probable protolito es una roca pelítica de grado bajo.

Por otra parte, el análisis geoquímico e isotópico, sugiere que la fuente original de este granito fue un magma pobremente enriquecido en elementos traza incompatibles, probablemente a partir de una corteza continental antigua que durante su



evolución sufrió fraccionamiento, contaminación cortical y durante 1.78 Ga estuvo reciclándose.

El ambiente tectónico en que se formó el granito rosa es diferente al de las rocas cristalinas del Macizo de Chiapas, por lo tanto, infiero que se formó en un margen extensional tipo rift, durante o previo al Paleozoico Inferior, consecuencia de la orogenia Alleghaniana, durante la construcción tectónica de Pangea.

Las edades de las intersecciones inferior, obtenidas a partir de la isotopía de U-Pb, son interpretadas como edades de cristalización, que posiblemente originaron el metamorfismo de grado bajo de los metasedimentos de la Formación Santa Rosa inferior, pero no se relacionan con el evento tectono-termal propuesto por Weber et al. (2005). Las edades modelo de 1.4 y 1.8 Ga. presentan cierta similitud con las edades de la intersección superior, lo que indica cierta afinidad de este granito al evento orogénico Grenviliano.

Los resultados obtenidos sugieren la mezcla de un magma con corteza ígnea antigua, que durante el ensamble de Pangea (Fig. 29) en un ambiente de extensión, previo a la subducción que dio origen a las rocas del Macizo de Chiapas, ascendió hasta la corteza originando fusión parcial, anatexis y diferenciación magmática. El reacomodo de los continentes durante el cierre de Pangea en el Pérmico Superior, puso en contacto al granito rosa con rocas Permo-Triásicas del Macizo de Chiapas (Fig. 29).

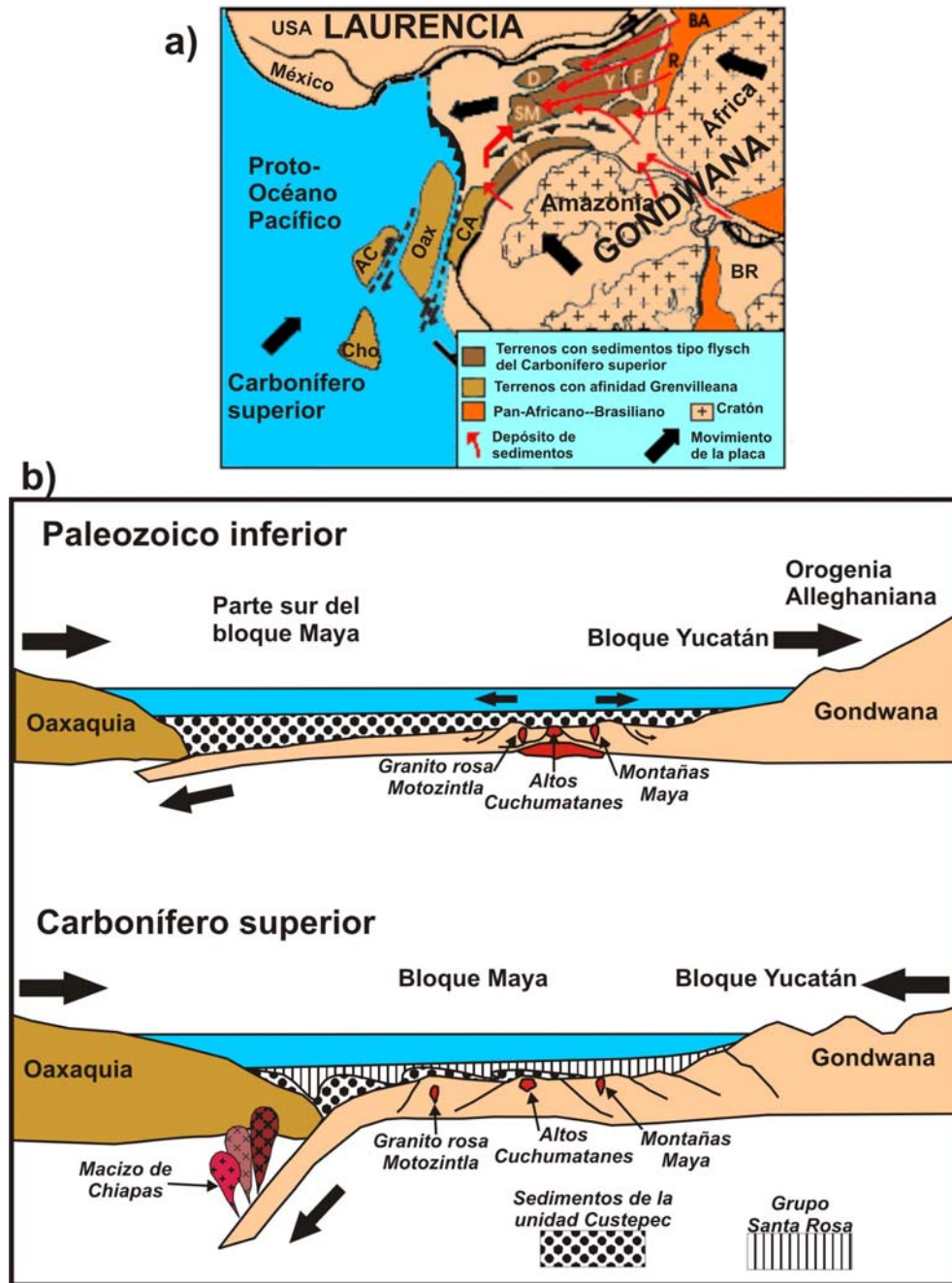


Figura 29. a) Reconstrucción geotectónica del Carbonífero Superior de la porción central y occidental de Pangea, donde se observan los bloques cristalinos proterozoicos y paleozoicos de México, América Central y Sudamérica. b) Perfiles idealizados donde se ilustra el modelo evolutivo del granito rosa y su relación con las rocas cristalinas del Macizo de Chiapas. Modificado de Weber et al. (2006). Abreviaciones: AC-Complejo Acatlán, BA-Bassarides—Mauritanides, BR-cinturón Brasileño, Cho-bloque Chortís, CA-Andes colombianos, D-Cuenca Las Delicias, F-Florida, M-terreno Mérida, SM-sureste del bloque Maya, R-Rokelides, Y-Yucatán.

## CONCLUSIONES

La cartografía a detalle permitió establecer las siguientes observaciones:

- La falla Polochic dentro del territorio mexicano no se comporta como una falla regional única de carácter sinistral, si no que se bifurca en varias direcciones.
- Se corroboró el contacto intrusivo del granito CB-54 (2505), con metasedimentos posiblemente correlacionables con la formación Santa Rosa en el Poblado de Valle Obregón.

El análisis petrográfico permitió verificar los diferentes eventos de deformación y alteración que sufrió el granito cataclástico. Así mismo, se logró establecer el metamorfismo de bajo grado en rocas pelíticas, como consecuencia de la intrusión del conjunto de cuerpos cristalinos.

Los resultados obtenidos de los análisis geoquímicos, permiten inferir que los granitos calcialcalinos sobresaturados en sílice, forman parte probablemente de un mismo cuerpo plutónico. El análisis de sus elementos traza demostró que estos cuerpos cristalinos no pertenecen al suite de las rocas del Macizo de Chiapas estudiadas por Schaaf *et al.* (2002). También se observa que su origen tectónico es totalmente diferente y probablemente estos intrusivos tienen extensión hasta Guatemala y Belice (Granitos de los altos Cuchumatanes y montañas Maya). Las anomalías de Eu son más pronunciadas que en las rocas del Macizo de Chiapas y reflejan un claro fraccionamiento de la plagioclasa, mientras que las anomalías de P, Ti, Ba y Sr sugieren fraccionamiento de feldespatos, apatitos y óxidos.

Las técnicas analíticas y el buen empleo de los utensilios durante la separación de los circones, así como la abrasión de zircones, permitieron agilizar y hacer más confiable los concentrados minerales. Sin embargo, el empleo de la cátodoluminiscencia, reveló que la mayoría de las poblaciones presentaban alteraciones dentro de su red cristalina, y por lo tanto, fueron parte de los altos márgenes de error en las edades obtenidas.

Por otra parte, los resultados de la isotopía de Sr y Nd, junto con las edades reportadas de  $348 \pm 35$  Ma ( $1\sigma$ ), intersección inferior y  $977 \pm 150$  Ma, intersección superior, para la muestra 2405; y  $368 \pm 18$  Ma, intersección inferior y  $3000 \pm 210$  Ma, intersección superior, para la muestra 2505, sugieren que estos granitos pertenecen a un mismo evento magmático de edad Mississípico-Devónico Superior.

La génesis del magma está relacionada a la fusión de una corteza continental antigua y mezcla de un magma primitivo en un margen extensional durante la apertura de Gondwana y Laurentia.

Las edades modelo indican que probablemente la génesis del granito rosa se correlaciona con el evento orogénico Grenviliano.

Sería recomendable aplicar adicionalmente otras técnicas para obtener las edades de los diferentes eventos a los que se ha sometido la roca, mediante el estudio de sus núcleos heredados utilizando la técnica de SHRIMP-RG o Laser Ablation, y así obtener más información sobre las diferentes fases involucradas en el crecimiento de los zircones.

Así mismo, será necesario ampliar el área de cartografía para delimitar bien el cuerpo y ver su comportamiento con las demás unidades, hacer más estudios paleomagnéticos, determinar más datos geoquímicos y estructurales con la finalidad de tener más evidencias que apoyen al modelo evolutivo durante la reconstrucción de Pangea.

**REFERENCIAS**

- Anderson, T. H. y Schmidt, V. A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of México, Caribbean Sea region during Mesozoic time. Geological Society of America Bulletin, v.94 (8). p. 941-966.
- Arndt, N. T. y Goldstein, S. L., 1987, Use and abuse of crust-formation ages. Geology, v.15. p. 893-895.
- Böse, E., 1905, Reseña acerca de la Geología de Chiapas y Tabasco. México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geológico de México, Boletín 20. p. 5-100.
- Burkart, B., 1978, Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, México, Geology, v.6. p. 328-332.
- Burkart, B., 1983, Neogene North American-Caribbean plate boundary across northern Central America: offset along the Polochic fault. Tectonophysics, v.99. p. 251-270.
- Burkart, B., Deaton, B. C., Dengo, C., y Moreno, G., 1987, Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, México: Reaffirmation of large Neogene displacement. Tectonics, v.6. p. 411-422.
- Caballero-García, A.M.L., 2002, Los flujos de escombros de Motozintla, Chiapas ocurridos en septiembre de 1998: estratigrafía, granulometría y mecanismos de emplazamiento. Tesis de Licenciatura, México, D.F., IPN, 84 p.
- Campa, M.F. y Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México. Canadian Journal of Earth Sciences, v.20. p. 1040-1051.
- Coney, P.J., Jones, D.L. y Monger, J.W.H., 1980, Cordilleran suspect terranes. Nature, v. 288. p. 329-333.
- Carfantán, J. Ch., 1977, La cobijadura de Motozintla- Un paleoarco volcánico en Chiapas. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1 No. 2. p. 133-137.
- Damon, P. E. y Montesinos, E., 1978, Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff zone in Chiapas, México. Arizona Geological Society Digest, v.11. p. 155-168.

- Damon, P. E., Shafiqullah, M. y Clark, F., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. UNAM, Instituto de Geología. Revista 5, No. 2. p. 223-238.
- De la Rosa, J.L., Ebou, A. y Dávila, M., 1989, Geología del estado de Chiapas. CFE, Subdirección de Construcción, Unidad de estudios de Ingeniería Civil. Departamento de Geología, 192 p.
- Dengo, G., 1985, Mid America; Tectonic setting for the Pacific margin from southern México to northwestern Colombia; in Nairn, A.E.M., Stehli, F.G.(eds.), The Oceanic Basins and Margins, v. 7a. The Pacific Ocean: New York, Plenum Press, p. 123-180.
- Dickinson, W. R. y Lawton, T. F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of México. Geological Society of America Bulletin, v.113. p. 1142-1160.
- Donnelly, T. W., Horne, G. S., Finch, R. C. y López-Ramos, E., 1990, Northern Central America; The Maya and Chortis Blocks, in Dengo, G. y Case, J. E., eds., The Caribbean region: Boulder, CO, Geological Society of America. The Geology of North America, v. 11. p. 37-76.
- Franco, A., Lasserre, C., Lyon-Caen, H., Monfret, T. y Vergne, J., 2006, Geodetic and seismological study of the Polochic Motagua left-lateral strike-slip fault system in Guatemala. Geophysical Research Abstracts, v. 8. EGU06-A-07068.
- Groß, A., 2000, Geologische, isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen an Gesteinen des Chiapas-Massivs, Mexiko. Diploma tesis, Universität Freiburg y Universität München, Alemania, 106 p.
- Guzman-Speziale, M. y Meneses-Rocha, J.J., 2000, The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico. Journal of South American Earth Sciences, v.13. p. 459-468.
- Harker, A., 1909, The Natural History of the Igneous Rocks, Methuen, London, 384 p.
- Heck, M., 2000, Zur Geologie, Petrographie und Geochemie des Pando-Tales, südwestlich Villa Flores, Chiapas, Mexiko. Diploma tesis, Universität Freiburg y Universität München, Alemania, 114 p.

- Keppie, J. D., 2004, Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*, v. 46. p. 113-137.
- Keppie, J. D y Morán-Zenteno, D. J., 2005, Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block. *International Geology Reviews*. v. 47. p. 473-491.
- LeMaitre, R. W., 1976, The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol.*, v. 17. p. 589-637.
- López-Ramos, E., 1976, Carta Geológica de la República Mexicana. México, D.F., escala 1: 2,000,000
- Ludwig, K. R., 2004, Isoplot/Ex, ver. 3, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, California Geochronology Center.
- Möllinger, S., 2000, Zur Geologie, Petrologie und Geochemie des Las Mercedonas Tales süd-westlich von Villa Flores, Chiapas, Mexiko. Diploma tesis, Universität Freiburg, Alemania, 61 p.
- Mora-Chaparro, J.C., Jaimes-Viera, M.C., Garduño-Monroy, V.H., Layer, P.W., Pompa-Mera, V. y Godinez, M.L., 2007, Geology and geochemistry characteristics of the Chiapanecan Volcanic Arc (Central Area), Chiapas, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.162. p. 43–72.
- Morán-Zenteno, D.J., 1984, Geología de La República Mexicana. INEGI, 2ª edición, México, D.F., 88p.
- Muehlberger, W. y Ritchie, A.W., 1975, Caribbean-America plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography. *Geology*, v.3. p. 232-235.
- Múgica-Mondragón, R., 1987, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Macizo de Chiapas. México, D.F., IMP, Proyecto C-2009, no publicado.
- Mülleried, F.K.G., 1957, La Geología de Chiapas. Tuxtla Gutiérrez, Gobierno Constitucional del estado de Chiapas, 180 p.
- Nakamura N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim Acta*, v.38, p. 757-775.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D.J., Alanís-Álvarez, S.A. y Nieto-Samaniego, A.F., 1992,

- Carta Geológica de la República Mexicana, 5ª ed.: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Consejo de Recursos Minerales, texto explicativo, 74p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari L.A., Ortega-Obregón C., Elías-Herrera M., Martens U., Morán-Icál S., Chiquín M., Keppie D.J., Torres de León R. y Schaaf P., 2007, The Maya-Chortís Boundary: A tectonostratigraphic approach. *International Geology Review*, v. 49, 1-29.
  - Osorio-Pérez, M., 2005, Contribución a la geocronología del macizo de Chiapas: Edades de U-Pb en rocas ígneas del área de Villa Flores. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, D.F., 75 p.
  - Pantoja-Alor, J.J, 1974, Contribución a la geocronología del estado de Chiapas. México, D.F., Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v.26, núm. 4-6, p. 1-29.
  - Pearce, J. A., Harris, N.B.W y Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, v. 25, p. 956-983.
  - Pindell, J. L. y Barret, S. F., 1990, Geological evolution of the Caribbean region. A plate tectonic perspective; in Dengo, G., y Case, J. E., *The Geology of North America*, v. H: The Caribbean Region, Geological Society of America, p.405-432.
  - Plafker, G., 1976, Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February 1976. *Science*, v.193, p.1201-1208.
  - Ross, M.I. y Scotese, C. R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of México and Caribbean Region. *Tectonophysics*, v.155, p.139-168.
  - Schaaf, P., Morán-Zenteno, D. J., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G. y Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern México: Geochronological evidence. *Tectonics*, v. 14, p. 1339-1350.
  - Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Köhler, H. y Ortega-Gutiérrez, F., 2002, The Chiapas Massif (México) revised: New geologic and isotopic data for basement characteristics. *Neues. Jahrb. Geol. Paläontol. Abh*; v.225, p.1-23.



- Sedlock, R.L., Ortega Gutiérrez, F. y Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico, Geological Society of America, Special Paper 278. 153p.
- 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., v. 36, p. 359-362.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Implications for mantle composition and processes, in Saunders A.D y Norry, M. J., Magmatism in oceanic basins, Geological Society of London, special publication No. 42, p. 313-345.
- Wasserburg, G. J., Jacobsen, S. B., De Paolo, D. J., McCulloch, M. T. y Wen, T., 1981, Precise determinations of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. Geochim. Cosmochim. Acta, v.45, p. 2311-2323.
- Weber, B., Gruner, B., Hecht, L., Molina-Garza, R. y Köhler, H., 2002, El descubrimiento de basamento metasedimentario en el macizo de Chiapas: la "Unidad La Sepultura". GEOS, v. 22, no. 1, p. 2-11.
- Weber, B., Cameron, K. L., Osorio, M. y Schaaf, P., 2005, A late Permian tectonothermal event in Grenville crust of the Southern Maya terrane; U-Pb zircon ages from the Chiapas massif, Southeastern México. International Geology Review, v.47, no. 5, p.509-529.
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V., Iriondo, A. y Ortega- Gutiérrez, F., 2006, Provenance ages of late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya Block, SE Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 23, núm.3, p. 262-276.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W. R., Hecht, L. y Schaaf, P., 2007, New insights into the history and origin of the southern Maya Block, SE México; U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas Massif. International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau). v. 96. p. 253-269.
- Weis, P., 2000, Geologische und isotopengeochemische Untersuchungen zur magmatischen und metamorphen Entwicklung des Chiapas-Massivs, Mexiko. Diploma tesis, Universität Freiburg y Universität München, Alemania, 127 p.

- Wetherill, C. W., 1956, Discordant uranium-lead ages. Transcripts of the American Geophysical Union, v. 37, p. 320-326.
- Wilson, M., 1989, Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, London, 466 p.

#### MAPAS

- Carfantán, 1982. Carta Geológica escala 1: 100 000; 1986, Carta Geológica escala 1: 75 000.
- Castro-Mora, J., Consejo de Recursos Minerales, Monografía Geológico-minera del estado de Chiapas, 1999, México, D.F., 180 p. Mapa Geológico escala 1: 500 000 incluido.
- Detenal, s/fecha. Carta Geológica, hojas Tuxtla Gutiérrez, Villa Hermosa y Tenosique, escala 1: 250 000.
- Jiménez, H.A., Jaimez, F.A., Motolinía, G.O., Pinzón, S.T. y Membrillo, O. H., Servicio Geológico Minero, 2005. Carta Geológico-Minera Huixtla D15-2 Chiapas, escala 1: 250 000. Mapa digital.  
**<http://www.coremisgm.gob.mx/productos/cartas/cartas250/geologia>**
- López-Ramos, E., 1975, Carta Geológica del estado de Chiapas. México, D.F., Instituto de Geología, escala 1: 500,000 (inédita)
- Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (S.A.R.H), 1979. Carta Geológica escala 1: 100 000.

## ANEXO

Muestra	Símbolo	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
2605	●	55.84	0.87	20.63	7.57	0.12	2.99	3.11	4.44	4.03	0.40
2505	△	76.98	0.13	12.18	1.27	0.03	0.28	0.60	3.16	5.34	0.03
CB-54	▲	76.94	0.09	12.20	1.51	0.02	0.28	0.40	3.63	4.91	0.02
CMP1	◇	72.95	0.22	14.53	1.91	0.04	0.31	1.40	3.44	5.13	0.07
CMP3	◇	51.84	1.26	18.83	8.81	0.14	5.27	8.14	4.22	1.20	0.30
CMP4	◇	69.44	0.22	16.77	3.09	0.04	0.59	2.53	5.03	2.21	0.08
CMP8	◇	64.34	0.68	16.98	4.79	0.07	1.51	4.21	4.50	2.66	0.25
CMP10	◇	55.99	1.18	17.28	9.42	0.14	3.09	6.07	3.89	2.50	0.44
CMP13	◇	49.46	0.60	17.97	7.00	0.12	7.18	13.38	1.47	2.76	0.07
CMP14	◇	63.82	0.65	16.47	5.98	0.10	2.77	4.33	3.12	2.62	0.13
CB4	◇	64.60	0.65	17.48	4.50	0.10	1.58	2.16	6.21	2.55	0.16
CB7-2	◇	69.37	0.51	15.09	3.42	0.13	1.15	3.05	4.60	2.63	0.05

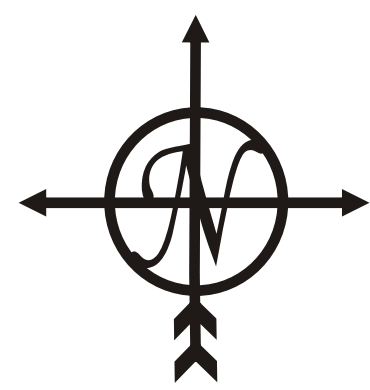
◇ Schaaf et al., 2002      ●△▲ Este trabajo

Tabla 9. Análisis químico de elementos mayores en % en peso de roca total, para las muestras estudiadas en este trabajo y de Schaaf et al. (2002) en el estado de Chiapas. Normalizadas al 100% en base seca.

Muestra	Peso muestra (g)	Concentraciones						Edades aparentes (Ma)						
		U (ppm)	Pb (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	% error	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	% error	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	% error	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
2405-1 Zr	0.000386	254.288	2.877	582.559	0.866	0.08488226	0.027	0.23762785	0.015	0.850409	0.102583	629.53	624.874	608.053
2405-2 Zr	0.000406	257.71	3.904	316.179	0.555	0.10483017	0.027	0.29946495	0.019	0.586486	0.072034	448.396	468.621	568.944
2405-3 Zr	0.000305	229.001	0.7255	1354.38	0.329	0.07014219	0.039	0.20504526	0.015	0.596411	0.072664	452.186	474.954	586.478
2405-4 Zr	0.000184	288.644	1.157	983.933	0.291	0.07299565	0.093	0.2017396	0.037	0.536951	0.066744	416.51	436.412	542.825
2405-5 Zr	0.000219	264.116	12.32	112.728	0.233	0.19346596	0.022	0.53260189	0.009	0.636448	0.069854	435.274	500.104	808.924
2405-6 Zr	0.000132	306.971	1.258	916.269	0.325	0.07455232	0.081	0.20190314	0.028	0.528246	0.065094	406.531	430.645	561.789
2405-7 Zr	0.000184	306.386	0.4379	2437.05	0.412	0.06304204	0.078	0.18908614	0.022	0.535291	0.067903	423.51	435.315	498.255
2405-8 Zr	0.000091	258.765	2.606	440.921	0.194	0.09255453	0.040	0.26326576	0.018	0.601407	0.072833	453.2	478.126	599.531
2405-A Zr	0.000054	204.699	2.882	331.975	0.618	0.10441818	0.143	0.32563892	0.083	0.661717	0.078517	487.263	515.664	643.586
2405-B Zr	0.000045	322.385	3.127	449.449	0.772	0.09418033	0.048	0.27814292	0.019	0.646030	0.075249	467.703	506.033	683.25
2405-C Zr	0.000041	131.659	4.492	148.418	0.662	0.16444166	0.041	0.47079361	0.051	0.728315	0.077213	479.463	555.564	881.058
2405-D Zr	0.000025	203.606	5.446	180.443	1.748	0.15114537	0.124	0.38823372	0.117	0.778847	0.077939	483.81	584.825	999.34
2405-E Zr	0.000039	263.999	6.585	198.341	1.248	0.13354542	0.120	0.41930022	0.040	0.639391	0.076153	473.121	501.929	635.505
A, B, C, D y E = muestras con abrasión														
2505-A Zr	0.000071	68.6433	25.53	31.0309	0.248	0.514654	0.009	1.28710068	0.012	0.309422	0.073764	458.794	273.733	-1116.08
2505-B Zr	0.000096	136.856	5.513	126.304	2.131	0.20262074	0.035	0.53650227	0.026	0.911546	0.070966	441.971	657.879	1491.14
2505-C Zr	0.000062	76.1353	40.05	29.4282	0.377	0.5741662	0.010	1.44987002	0.007	1.50639	0.090829	560.436	932.979	1960.46
2505-D Zr	0.000072	381.314	16.46	106.483	0.601	0.19954731	0.012	0.48876524	0.010	0.540895	0.060847	380.773	439.014	757.168
2505-E Zr	0.000043	550.479	25.2	104.913	0.370	0.19904158	0.010	0.49521057	0.007	0.537447	0.063489	396.808	436.74	653.123
2505-F Zr	0.000051	123.957	37.57	34.5074	1.070	0.49470566	0.048	1.25121211	0.024	0.986103	0.076999	478.188	696.73	1485.49
2505-G Zr	0.000054	319.646	45.41	51.3311	0.738	0.37603895	0.009	0.93940906	0.011	1.15721	0.074065	460.598	780.644	1853.3
D, E, F y G = muestras con abrasión														

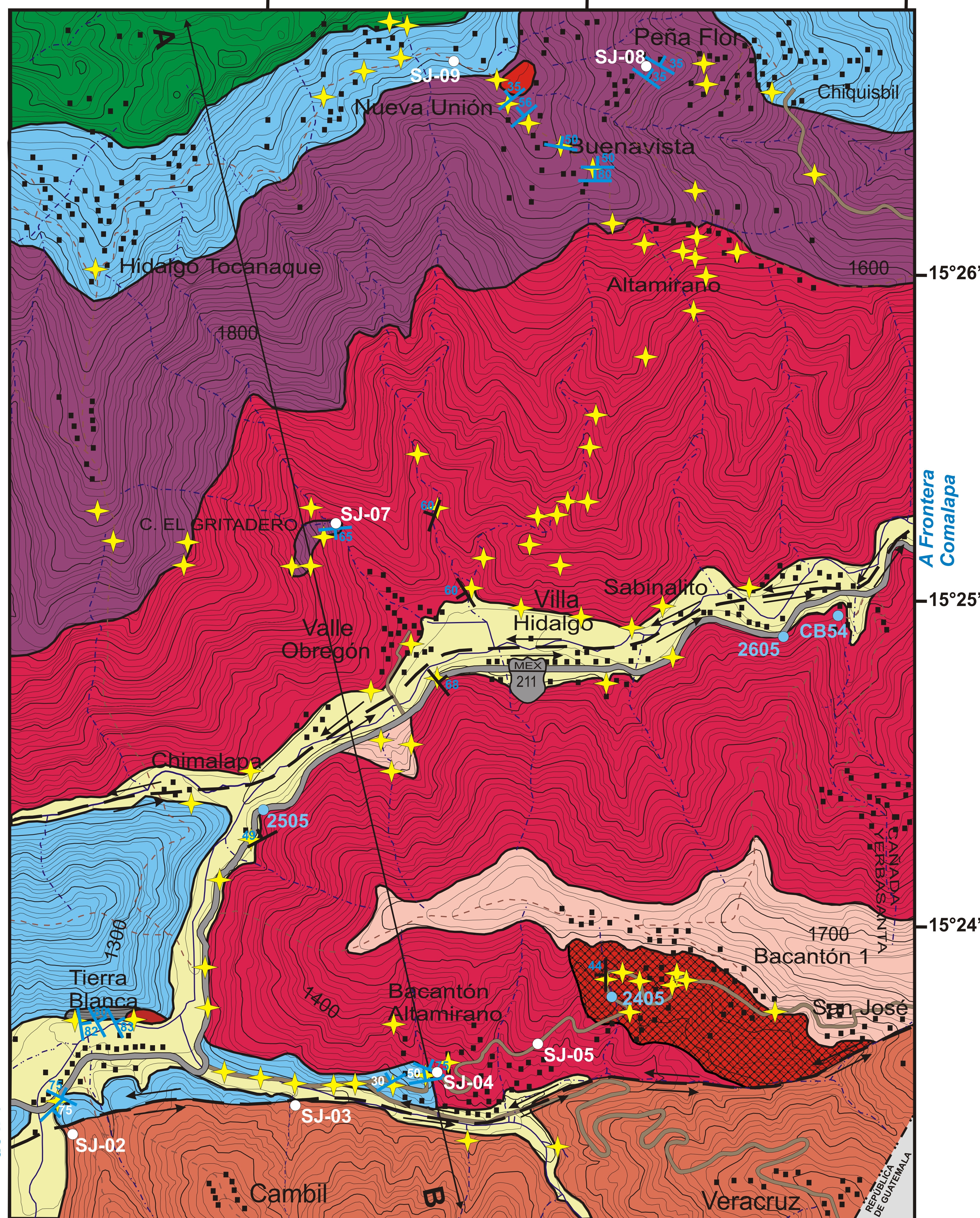
Tabla 10. Tabla con los datos isotópicos de U-Pb.





# MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA: VALLE OBREGÓN-MOTOZINTLA DE MENDOZA, ESTADO DE CHIAPAS.

92°10'                      92°09'                      92°08'

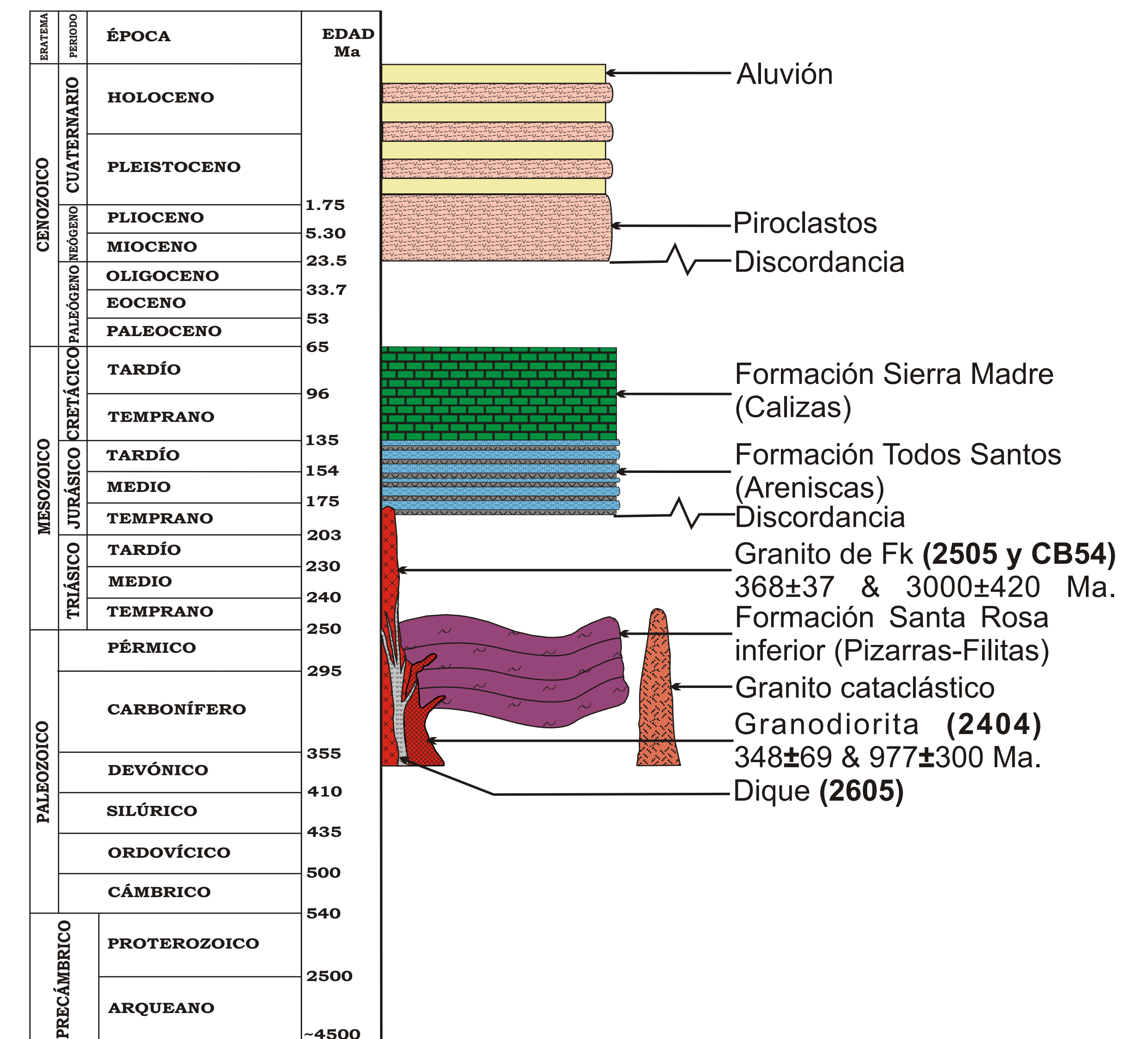


ESCALA 1:12 500

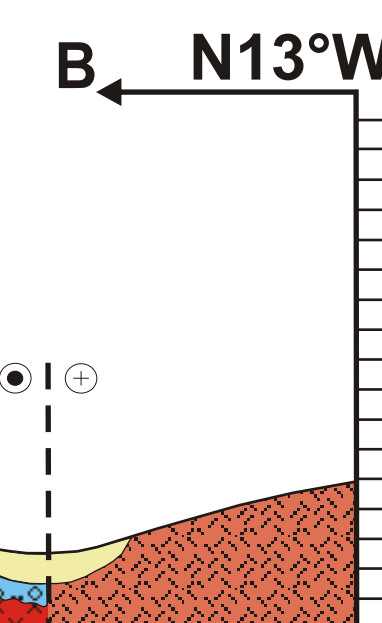
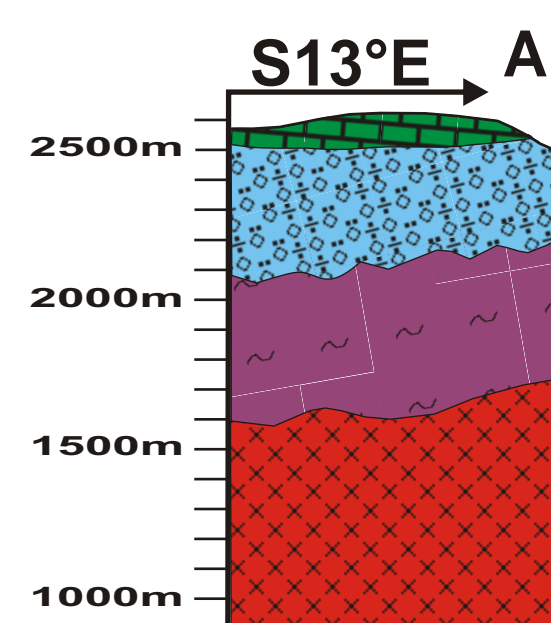
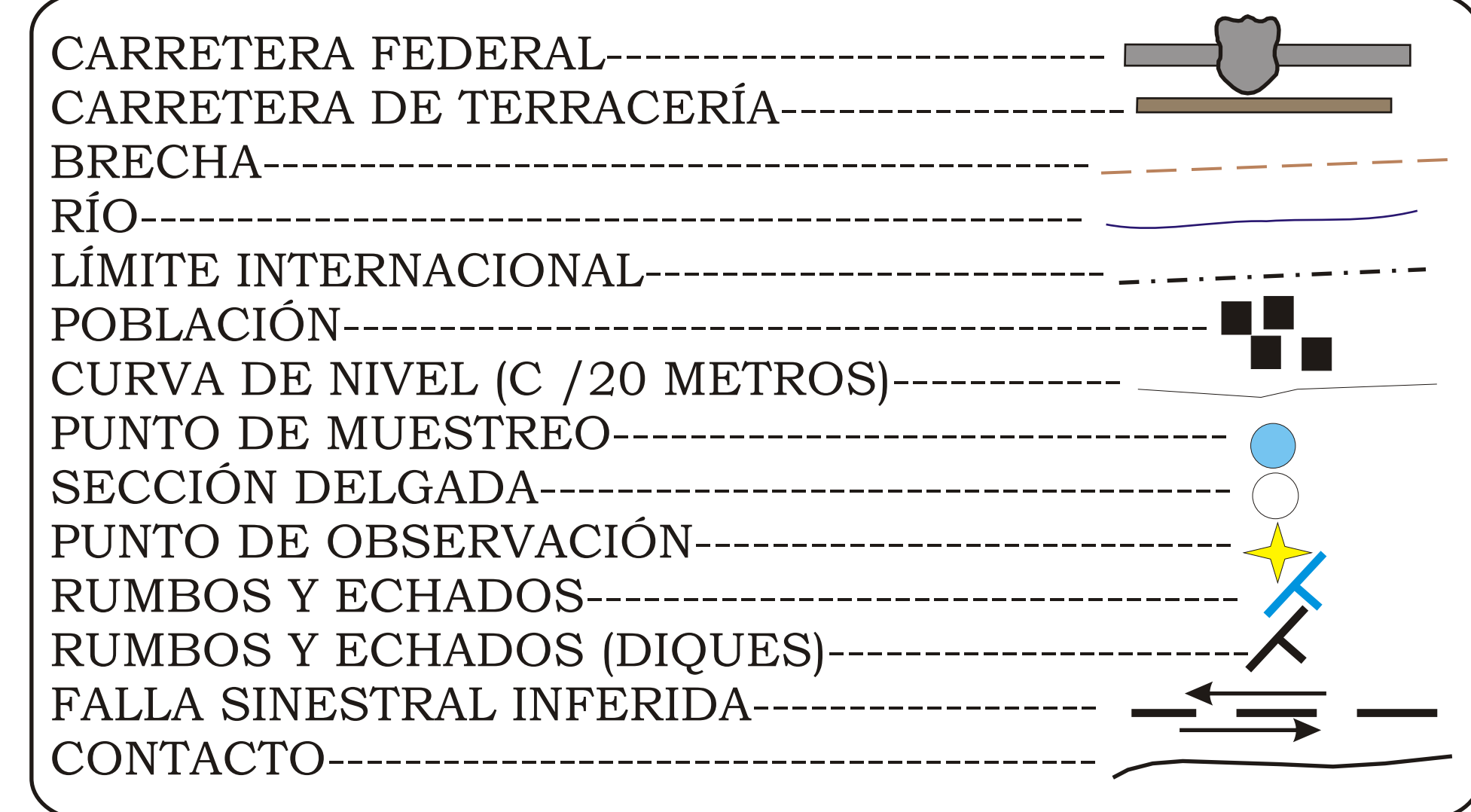


## LEYENDA

### Columna Geológica



### Símbolos topográficos y geológicos



ESCALA HORIZONTAL 1:12 500



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
 FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

JOSUE SALAZAR JUÁREZ