



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA
DE LOS COMPLEJOS INTRUSIVOS
EN EL SURESTE DE CHIAPAS, MÉXICO.**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
MAESTRO EN CIENCIAS (GEOQUÍMICA)
P R E S E N T A :**

VALERIE POMPA MERA

DIRECTOR DE TESIS: DR. PETER SCHAAF

CIUDAD UNIVERSITARIA 2009



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicatorias

*A mamá y Oscar por su amor
y apoyo siempre.*

*A Ericka y Juan Carlos, gracias
por los niños,
por sus ideales y por ser
los mejores investigadores .*

*A Juan Carlos y Eric,
porque conocerlos y verlos crecer
le da sentido a mi vida....*

Agradecimientos

A mi asesor, Dr. Peter Schaaf por permitirme formar parte del LUGIS, por sus enseñanzas y sobre todo por la calidad en su asesoramiento desde el primer momento en que me aceptó como tesista. ¡Gracias Doctor!

A mis sinodales: Dr. Bodo Weber, Dr. Fernando Ortega, Dr. Pedro Corona y Dr. Mariano Elías por su contribución y valiosas observaciones durante el desarrollo de este trabajo.

Al equipo de trabajo del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS): Ing. Teodoro Hernández Treviño, por su asesoría durante el procesamiento de muestras y separación de minerales, pero sobre todo por su amistad, comprensión, apoyo y palabras de aliento desde mi incorporación al LUGIS. A la M. en C. Gabriela Solís Pichardo, por su paciencia y enseñanzas en el trabajo de laboratorio. Muchas gracias a ambos por las experiencias compartidas. Al Dr. Juan Julio Morales Contreras y M. en C. Ma. Del Sol Hernández Bernal, por su contribución durante el análisis de muestras.

Al personal académico de los laboratorios del Instituto de Geología, UNAM: M. en C. Consuelo Macías Romo, M. en C. Margarita Reyes Salas y Dra. Barbara M. Martiny por su apoyo y facilidades otorgadas durante la etapa de separación de minerales y análisis mediante espectrometría de masas. A personal del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X: Quím. Rufino Lozano Contreras y Quím. Patricia Girón por su contribución en las mediciones de las muestras.

Al Dr. Víctor Valencia por las mediciones de U-Pb elaboradas en la Universidad de Tucson, a la Dra. Margarita Ramírez y al Dr. Paul W. Layer por los análisis mediante Ar/Ar realizados en el Centro de Investigación y Estudios Superiores de Ensenada y Universidad de Alaska, respectivamente.

Al personal del Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias UNAM, Juriquilla: Dr. Arturo Gómez Tuena y M. en C Ofelia Pérez Arvizú por su contribución en las mediciones de elementos traza.

Quiero agradecer de manera muy especial al Dr. Dante Jaime Morán, y M. en C. Enrique González Torres por sus enseñanzas desde mi formación en la licenciatura, pero sobre todo por sus consejos y ayuda en la etapa final de este trabajo.

A mis amigos, compañeros y colegas M. en C. Carlos Ortega Obregón, Ing. Armando Hernández Pineda, Ing. Josué Salazar Juárez, M. en C. Gonzalo Galaz Escanilla, M. en C. Juliana Estrada Carmona y Dra. Bárbara Martiny por sus enseñanzas, opiniones y consejos en torno a los resultados de este trabajo.

A las secretarías del Posgrado en Ciencias de la Tierra: Araceli Chamán, Mónica Salgado, y Graciela Solache por su paciencia y asesoría durante los trámites.

Al personal académico y administrativo de la ESIA-IPN Ticomán por haberme permitido formar parte de su planta docente, especialmente a Julio Morales de la Garza y Fernando Rodríguez Chávez. A quienes fueron mis alumnos, que me permitieron convivir con ellos y descubrir esa satisfacción y energía que proporciona conocer los sueños de los futuros ingenieros. ¡Les deseo lo mejor a todos!

A mis compañeros de cubículo: Elia, Gabriel, Roberto, Francisco y Becket por su enorme solidaridad y empeño que los hacen mejores cada día. A Josué Salazar, Daniel Villanueva y Vianney Meza por los momentos de convivencia en el LUGIS...y por los que nos faltan.

A mis compañeros y amigos del posgrado: Silvestre, Silvia, César Cuapio, Ernesto Rubio, Fabián, Sandra, Carlos Castañeda, Mario A. Ramos, Hugo Murcia, Javier Agustín, Alejandro, Berlaine, Emilio, Carlos Castañeda, Lorenzo Meriggi, Rodrigo, Fernando, Cristina, Mariela, David Blanco, Augusto, Norma y Erick. Gracias a todos por los buenos momentos!

A Ana Mendoza por los mejores viajes de mi vida, por tu compañía y amistad. A Doris, Judith y Aurora por su paciencia, comprensión y apoyo en los momentos álgidos de la tesis.

A Clara, Memo, Paco e Iván, por seguir cerca de mi...

A la UNAM, por permitirme seguir creciendo y por los mejores momentos de toda mi vida.

Índice de contenido

	Página
1. INTRODUCCIÓN.....	12
1.1. Generalidades.....	12
1.2. Ubicación y acceso.....	13
1.3. Marco Geológico Regional.....	14
1.3.1. Bloque Maya.....	16
1.3.1.1. Formación Santa Rosa.....	17
1.3.1.2. Macizo de Chiapas.....	19
1.3.1.2.1. Rocas ígneas y metaígneas.....	19
1.3.1.2.2. Rocas Metasedimentarias	20
Unidad La Sepultura.....	20
Unidad Custepec.....	21
1.3.2. Complejo de la Mixtequita.....	22
1.3.3. Límite Maya-Chortís.....	24
1.3.3.1. Sistema de fallas Polochic-Motagua.....	24
1.3.3.2. Terrenos Limitados por fallas.....	25
Ensamble San Gabriel-Rabinal: Bloque Achí.....	25
Complejo Chuacús: Bloque Jacalteco.....	26
Zona de sutura Motagua-Polochic (ZSMP): Subterreno El Tambor.....	26
Rocas metamórficas al sur de la falla Motagua: Bloque Sula- Yoro.....	27
1.3.3.3. Bloque Chortís	28
1.4. Trabajos previos.....	29
1.5. Planteamiento del problema	35
1.6. Objetivos.....	36
1.7. Metodología.....	36
2. MUESTREO.....	38
2.1. Sector occidental.....	38
2.2. Área Central.....	38
2.3. Sector Oriental.....	39
3. METODOLOGÍA ANALÍTICA.....	43
3.1. Molienda.....	43
3.2. Fluorescencia de Rayos X.....	44
3.3. Análisis mediante ICP-MS.....	45
3.4. Metodología analítica para fechamientos de rocas.....	45
3.4.1. Separación de minerales.....	45
3.4.2. Metodología analítica para isotopía mediante Rb-Sr y Sm-Nd.....	47
3.4.3. Metodología analítica para fechamientos mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	51
3.4.4. Metodología analítica para fechamientos mediante U-Pb.....	53
3.4.4.1. Dilución Isotópica (ID-TIMS).....	53
3.4.4.2. Laser Ablation Multicolector ICP-MS.....	57
3.4.5. Espectrometría de masas.....	58
3.4.5.1. ID-TIMS.....	58
3.4.5.2. Laser Ablation Multicolector ICP-MS.....	59

4. PETROGRAFÍA.....	62
4.1. Granitos.....	62
4.1.1. Muestra CB-50A.....	62
4.1.2. Muestra CB-51A.....	63
4.1.3. Muestra CB-57.....	64
4.1.4. Muestra 705	66
4.1.5. Muestra 1305.....	67
4.1.6. Muestra CMB-8	68
4.1.7. Muestra CMB-8A.....	69
4.2. Dioritas y tonalitas.....	70
4.2.1. Muestra CB-50B.....	70
4.2.2. Muestra CB-52.....	71
4.3. Rocas metamórficas.....	72
4.3.1. Muestra CB-59A.....	72
4.3.2. Muestra CB-57A.....	73
4.3.3. Muestra 1105	74
4.3.4. Muestra 605.....	75
4.3.5. Muestra 1005	76
4.4. Clasificación por conteo modal.....	78
5. GEOQUÍMICA.....	79
5.1. Elementos Mayores.....	79
5.2. Elementos Traza.....	85
5.2.1. Tierras Raras.....	89
5.2.2. Ambiente tectónico de formación.....	91
6. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Y GEOCRONOLOGÍA.....	92
6.1. Fundamentos teóricos	92
6.1.1. Sistema Rubidio-Estroncio.....	92
6.1.1.1. Método de fechamiento Rb-Sr.....	94
6.1.2. Sistema Samario-Neodimio.....	97
6.1.2.1. Edades Modelo y T_{DM}	99
6.1.2.2. Método de fechamientos Sm-Nd.....	100
6.1.3. Sistema $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$	101
6.1.4. Sistema U-Th-Pb.....	102
6.1.4.1. Diagrama de la Concordia.....	106
6.1.4.2. Requisitos para edades concordantes de U-Pb y Th-Pb...107	
6.2. Resultados.....	108
6.2.1. Isótopos de Rb-Sr y Sm-Nd	108
6.2.2. Geocronología mediante Rb-Sr.....	112
6.2.2.1. Granito de biotita CB-51.....	112
6.2.2.2. Granito de biotita CB-57.....	113
6.2.2.3. Granito de biotita y muscovita 1305.....	114
6.2.3. Geocronología mediante Sm-Nd.....	115
6.2.3.1. Granito tipo "S" 705.....	115
6.2.4. Geocronología mediante Ar-Ar.....	117
6.2.4.1. Tonalita CB-52.....	117
6.2.4.2. Anfibolita CB-57A	118
6.2.4.3. Granito de biotita y muscovita 1305.....	119

6.2.5.	Geocronología mediante U-Pb.....	123
6.2.5. A:	Fechamientos isotópicos mediante ID-TIMS	124
6.2.5.1.	Granito de biotita CB-51A.....	124
6.2.5.2.	Granito CMB-8A.....	125
6.2.5.3.	Granito de biotita CB-50A.....	126
6.2.5. B:	Fechamientos isotópicos mediante LA-MC-ICP-MS.....	127
6.2.5.4.	Ortogneis 605.....	127
6.2.5.5.	Granito tipo "S" 705	128
6.2.5.6.	Gneis de biotita.sillimanita 1105.....	129
7.	DISCUSIÓN.....	130
8.	CONCLUSIONES.....	135
9.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	137
10.	ANEXOS.....	145

Resumen

El sur de México está conformado por un ensamble de terrenos tectonoestratigráficos con evoluciones y estilos de deformación distintos. En las últimas décadas, la correlación de dichos terrenos hacia el norte y sur de América durante tiempos anteriores al Mesozoico ha sido objeto de estudio y discusión. Uno de los puntos fundamentales de esta discusión ha sido el reconocimiento de las posiciones de dichos bloques con respecto a Gondwana durante el Paleozoico y la migración de los mismos hacia su posición actual. En este contexto, trabajos recientes han reportado la presencia de diversos complejos plutónico-metamórficos cuyas edades e historia ígnea y metamórfica han aportado importantes contribuciones al estudio de la región. Una de las contribuciones más importantes, fue la establecida por Ortega-Gutiérrez et al. (2007), donde fueron reconocidos y delimitados tres dominios principales entre la región sur de México y Centroamérica: Bloque Maya, Bloque de Chortís y un conjunto de Terrenos Limitados por Fallas (TLF).

El presente trabajo ha sido desarrollado en lo que comprende la porción sur del Bloque Maya, el cual es un bloque cortical que abarca la Península de Yucatán, los estados de Chiapas, Veracruz, parte de la planicie costera del Golfo de México y algunas partes del estado de Oaxaca. Hacia el extremo sur, este bloque es separado de la región de centroamérica por el Sistema de Fallas Polochic-Motagua. Las rocas basales de este bloque afloran únicamente en la parte sureste de dicho bloque. En dicha región, es importante mencionar la presencia del Complejo plutónico-metamórfico Macizo de Chiapas (MC), el cual es considerado el complejo plutónico de mayor volumen en el territorio mexicano. Este complejo está formado principalmente por rocas ígneas y metamórficas con edades permo-triásicas, afectadas por un evento tectonotérmico durante el Jurásico. Las rocas que constituyen este complejo son ortogneises, anateixitas y anfibolitas intrusionadas por plutones con variaciones de gabros a granitos. Por otra parte, en el Macizo de Chiapas han sido reportadas dos unidades metasedimentarias: La Sepultura y Custepec. La Unidad La Sepultura está compuesta por rocas metasedimentarias de alto grado sin llegar a la facies de granulita y con un evento posterior de retrogresión en facies de esquistos verdes. En lo que respecta a la Unidad Custepec, esta unidad se encuentra en la parte sur del Macizo de Chiapas y ha sido definida como una unidad de gneises derivados de un protolito máfico. Esta unidad ha sido considerada de origen volcanosedimentario (Weber et al., 2005).

En trabajos previos, se considera que el MC se encuentra intrusionando a la Formación Santa Rosa, una secuencia de rocas metasedimentarias cuya edad reportada es principalmente del Carbonífero y posee algunos componentes heredados del sistema orogénico Pan-Africano-Brasiliano, Proterozoico, Arqueano y con algunos zircones del Silúrico-Devónico.

Para el desarrollo de este trabajo se llevó a cabo un muestreo en la región occidental, centro y oriental del MC, haciendo énfasis en el sector oriental y realizando la cartografía a semi-detalle con la finalidad de establecer la diferencia entre los diferentes cuerpos de roca presentes en cada zona. Un total de 15 muestras fueron limpiadas y procesadas para análisis petrográfico, geoquímico y geocronológico. Del total de las muestras, sólo se llevó a cabo el análisis geoquímico de elementos traza, elementos mayores y análisis isotópicos de 14. La geocronología se realizó en un total de 11 muestras mediante los sistemas U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd y Ar-Ar. El análisis petrográfico y geoquímico reveló la presencia de rocas cuya composición total de cada muestra varía desde dioritas, granodioritas, granitos hasta rocas metamórficas de composición máfica, además de una roca metasedimentaria de composición cuarzo-feldespática. En lo que respecta al análisis isotópico, la mayoría de estas rocas poseen firmas isotópicas con

afinidad de corteza continental, sugiriendo su formación en ambientes de arco volcánico, sin embargo, en el caso de un granitoide, la ocurrencia de magmatismo intraplaca. Por otra parte, las edades modelo de Nd sugieren un reciclaje continuo en los materiales que originaron estas rocas.

Los datos geocronológicos obtenidos se pueden dividir en cuatro grupos: el primer grupo son las rocas cuyas edades van desde el Proterozoico al Ordovícico-Devónico; el segundo y tercer grupo son rocas con edades del Permico-Triásico y Jurásico características del Macizo de Chiapas, en tanto que el cuarto grupo corresponde a las rocas con edades terciarias. El análisis de estos resultados, así como las relaciones espaciales de las rocas identificadas, nos permite proponer la existencia de una nueva unidad basal a la que se le ha asignado el nombre de "El Jocote". Esta unidad presentó una edad de intersección inferior de 1546 ± 42 Ma ($\pm 2\sigma$) (U-Pb en circones) lo que evidencia la presencia de componentes heredados de edad proterozoica. La edad mínima de depósito para esta secuencia ha sido deducida a partir de la intrusión de un granito tipo "S", cuyas edades obtenidas fueron de 482 ± 5 Ma ($\pm 2\sigma$) (U-Pb en cristales de zircón) y 476 ± 33 Ma ($\pm 2\sigma$) (Sm-Nd en granate). Posteriormente se registró un evento de metamorfismo en un sistema de rocas máficas hace 454.2 Ma. Finalmente este grupo de rocas en su conjunto fue afectado nuevamente por la intrusión de otro granito, cuyas edades de enfriamiento obtenidas fueron de 392 ± 9 Ma ($\pm 2\sigma$) (Rb-Sr en biotita-muscovita) y 402 ± 3 Ma y de 398 ± 3 Ma (Ar-Ar en muscovita). Estas edades pueden ser correlacionadas con otras mencionadas en los modelos paleogeográficos propuestos por Keppie et al. (2008a), y Weber et al. (2005 y 2008), en los cuales el Bloque Maya fue trasladado a lo largo de la margen de Gondwana mediante mecanismos de desplazamiento lateral, generando la ocurrencia de magmatismo bimodal y sedimentación sincrónica de sedimentos procedentes de la Provincia Río Negro-Juruena en cuencas aisladas donde hubo mecanismos de subsidencia y por consiguiente magmatismo intraplaca que afectó la Unidad "El Jocote". En lo que respecta al segundo grupo, estas rocas presentaron edades de 242 ± 32 Ma ($\pm 2\sigma$) y 254.6 ± 1.5 Ma ($\pm 1\sigma$) (U-Pb en cristales de zircón y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda, respectivamente), que corresponden al evento Permo-Triásico que caracteriza a las rocas que constituyen al Macizo de Chiapas. En el tercer grupo se encuentran las edades de 165.8 ± 3.2 Ma ($\pm 2\sigma$) y 187.0 ± 5.7 ($\pm 2\sigma$) (Rb-Sr en biotita y U-Pb en circones) que corresponden al Jurásico y que también han sido consideradas como parte del Macizo de Chiapas, el cual fue formado durante al establecimiento de una margen continental activa hacia el oeste de Pangea y su posterior acreción hacia el límite de Laurencia, experimentando procesos de anatexis y metamorfismo en los dos periodos mencionados. El tercer grupo de rocas presentó edades de 22 ± 12 Ma ($\pm 2\sigma$) y 8.8 ± 0.2 Ma ($\pm 2\sigma$) (U-Pb en circones y Rb-Sr en biotita, respectivamente) que corresponden al Terciario y que se extienden hacia el sur formando parte del cinturón batolítico costero y el basamento del Complejo Volcánico Tacaná.

Estos datos en su totalidad permiten corroborar la existencia de un basamento en el Bloque Maya con un importante factor heredado con edades grenvillianas y proterozoicas que ha sido afectado por diversos eventos tectonotérmicos desde su formación y que a su vez han permitido el reciclaje de material cortical de rocas más antiguas formadas principalmente en márgenes activas.

Abstract

The south of Mexico is formed by an assembly of tectonostratigraphic terrains with different evolution and deformation styles. In the last decades, the relationship between these terrains with respect to North and South America in pre-Mesozoic times has been matter of study and debate. A fundamental point of this debate has been the reconnaissance of the position of blocks with respect to Gondwanaland during Paleozoic times and the displacement of them to current position. In this context, recent works have been reported the presence of several metamorphic-plutonic complexes which igneous and metamorphic histories and ages that have contributed to the understanding of the region. One of the most important contributions was outlined by Ortega-Gutierrez et al. (2007), where three main domains between Southern Mexico and Central American were recognized and delimited: the Maya Block, the Chortís Block and a group of Fault Bounded Terrains (FBT). This work has been carried out in the Southern Maya Block, which is a crustal block that covers the Yucatan Peninsula, Chiapas and Veracruz states and some parts of the Oaxaca State. To the southeast, this block is bounded by the Polochic-Motagua Fault System. Basal Rocks outcrop only in this part. In this context, it is important to mention the presence of Chiapas Massif Complex (CMC), which is considered the most voluminous plutonic complex in Mexican terrain. This complex is formed mainly by igneous and metamorphic rocks with permotriassic ages that were affected by a tectonothermal event during Jurassic times. The rocks that constitute this complex are orthogneiss, anatexites, and amphibolites intruded by plutonic rocks whose chemical composition vary from gabbros to granites. On other hand, two metasedimentary units has been reported in the CMC: La Sepultura and Custepec units. The Sepultura unit is composed by metasedimentary rocks and high grade metamorphism without reaching the granulite facies and a retrogression event to greenschist. With regard to Custepec Unit, this unit is located in the South of CMC and it is defined as a gneiss unit derived from mafic protoliths. This unit has a volcano-sedimentary origin (Weber et al., 2005).

In previous works, it is considered that CMC is overlying metasedimentary rocks of the Santa Rosa Formation, which is a metasedimentary rock sequence with Carboniferous reported ages and it has inherited components from the Pan-Africano-Braziliano orogenic cycle, Proterozoic, Archaean and some Silurian-Ordovician zircon grains.

For the carry out of this work, the sampling was done in the west, central and the eastern part of the CMC, making emphasis in the eastern sector and outlining semi-detail cartography with the purpose of establishing the differences between body rocks in each zone. Due to weathering alteration Major and trace elements and isotopic analyses, only 14 of 15 were processed for petrographic, geochemical and geochronological analyses. Geochronological analyses by U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd and Ar-Ar analyses were carried out on 11 samples. Petrological and geochemical analyses show the presence of composition rocks that vary from diorites to granites, and metamorphic rocks with mafic composition. In addition, a metasedimentary rock of quartz-feldspatic composition. The isotopic analyses show that the majority of this rocks have continental isotopic signatures, therefore they suggest they origin a volcanic arc environment origin, and in the case of a granite, the occurrence of within-plate magmatism. On other hand, model ages suggest a continuous recycling on the materials that formed this rocks.

The obtained geochronological dates, can be divided in to four groups: first group comprises to those whose such ages are Proterozoic to Ordovician-Devonian times, the second group displays permian-triassic ages like the CMC, whereas the third group corresponds to Tertiary rocks. The interpretation of results, as well as spatial relationships, allows to propose the existence of a new basal unit that has been named "Jocote". This Unit displayed a minimum depositional age of 482 ± 5

Ma ($\pm 2\sigma$), deduced from an intrusion of a "S" type granitic body such obtained ages are 482 ± 5 Ma ($\pm 2\sigma$) (U-Pb in single zircon grains) and 476 ± 33 Ma ($\pm 2\sigma$) (Sm-Nd in garnet). The "Jocote" unit has inherited components from the Proterozoic.

Afterward, a metamorphic event occurs by mafic plutonic rocks 454.2 Ma ago, and later, this group of rocks, as a whole was affected by the intrusion of another granitic body whose cooling ages are 392 ± 9 Ma ($\pm 2\sigma$) (Rb-Sr in biotite-muscovite) and 402 ± 3 Ma y de 398 ± 3 Ma (Ar-Ar in muscovite). This ages can be correlated with the paleogeographic models purpose by Keppie et al. (2008a), and Weber et al. (2005 y 2008), in such models, Maya Bloc was displaced along per-Gondwanaland margin by rifting causing bimodal magmatism and synchronic sedimentation of materials coming from Rio Negro-Juruena Province forming isolated shelves and the within-plate magmatism that affected the "Jocote" unit. Regarding to the second group, those rocks display 242 ± 32 Ma ($\pm 2\sigma$) and 259.6 ± 1.5 Ma ($\pm 1\sigma$) cristalization ages that corresponds to the Permian-Triassic event that characterizes rocks from the CMC. In this group the jurassic ages of 165.8 ± 3.2 Ma ($\pm 2\sigma$) and 187.0 ± 5.7 ($\pm 2\sigma$) have been also considered as part of the CMC, wich was formed during the establishment of an active continental margin to the west of Pangea and its later accretion to the Laurentia boundary, undergoing partial melt and metamorphism the two periods before mentioned. The last group of rocks displays 22 ± 12 ($\pm 2\sigma$) and 8.8 ± 0.2 Ma ($\pm 2\sigma$) ages that corresponds to the Tertiary and they extend to the south forming part of a batolitic coastal belt and the basement of the Tacana Volcanic Complex.

These dates as a whole allow to corroborate the existence of a basal sequence in the Maya Block with and important inherited component of Grenvillian and Proterozoic age that has been affected by several tectonothermal events since its formation and that has recycled older crust material formed mainly in active margins.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Generalidades

El sur de México ha sido considerado un ensamble o "*collage*" de terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983; Ortega-Gutiérrez et al., 1999). En los últimos años, la correlación entre estos terrenos hacia el norte y sur de América ha sido materia de discusión. Las posiciones pre-mesozoicas de los mismos como márgenes peri-Gondwánicos entre Gondwana y Laurentia o como bloques "exóticos" en la margen pacífica han sido identificadas como elementos clave para el ensamble de Pangea durante el Paleozoico.

Las localidades de la región en las cuales las rocas más antiguas afloran se encuentran hacia el oeste del Bloque Maya, en el Istmo de Tehuantepec formando el Complejo Guichicovi, cuyas edades (~1Ga) indican que al menos esta parte del Bloque Maya es similar al Complejo Oaxaqueño y parte de Oaxaquia (Murillo-Muñetón, 1994; Murillo-Muñetón et al., 1994; Weber and Köhler, 1999; Weber and Hecht, 2003), el cual ha sido interpretado como un microcontinente cuya existencia ha sido establecida como la parte basal que subyace la mayor parte de los terrenos hacia el centro y sur de México (Ortega-Gutiérrez et al., 1995). Por otra parte, a lo largo de todo el territorio mexicano y desde los estados de Chihuahua y Coahuila en el norte, hasta los estados de Puebla, Oaxaca y Chiapas en el sur, han sido reportadas rocas intrusivas de edad Permo-Triásica, cuya distribución en forma de cinturón ha llevado a la conclusión de que tales plutones son el resultado de una margen continental activa establecida durante el amalgamiento final de Pangea en el Carbonífero Superior y el Pérmico Inferior (Torres et al., 1999). Este proceso concluyó con el cierre de la sutura Marathon en el oeste de Texas hace ~281 Ma (Ross, 1986) y fue seguido por magmatismo de arco durante el Pérmico Temprano que estuvo activo en la margen Gondwánica de Pangea (Dickinson y Lawton, 2001), por lo que se ha propuesto que muchos de los terrenos tectonoestratigráficos del sur de México pudieron haber estado en contacto entre sí al menos desde el ensamble pérmico de Pangea (Torres et al., 1999).

Hacia el este del Bloque Maya, las rocas basales pre-Mesozoicas están representadas por rocas metamórficas y rocas metasedimentarias que se distribuyen ampliamente en el norte de Guatemala y Belice. Así mismo, se encuentra el Macizo de Chiapas (MC), también conocido como Batolito de Chiapas (Morán-Zenteno, 1984), provincia cuya complejidad en su

interpretación radica la diversidad de edades, historia metamórfica, estilo de deformación, límites tectónicos y la relación espacial de los mismos con su cobertura. Este complejo se encuentra formado en su mayor parte por rocas ígneas, metaígneas y metasedimentarias en menor proporción. Las rocas precursoras de este complejo, experimentaron diversos eventos magmáticos y metamórficos durante el Pérmico-Triásico, además de un evento magmático en el Jurásico (Schaaf et al., 2002).

El presente trabajo pretende aportar datos geoquímicos, petrológicos y geocronológicos de rocas del Macizo de Chiapas, particularmente en la zona centro-oriente donde las unidades litológicas han sido poco caracterizadas. Así mismo, con la información obtenida se pretende desarrollar un modelo paleogeográfico que permita correlacionar la información previamente obtenida por otros autores tanto en la región del MC como en áreas aledañas, para establecer las relaciones temporales de sus unidades litológicas y aportar información sobre la génesis y los procesos que las formaron.

1.2. Ubicación y acceso

El Macizo de Chiapas (MC) se localiza en el Estado de Chiapas, hacia el sureste de la República Mexicana (Fig. 1.1), extendiéndose en forma paralela unos 20,000 km² y creando uno de los complejos cristalinos pre-Mesozoicos con mayor extensión en el territorio nacional. La cadena montañosa elongada que lo conforma se orienta a lo largo de la margen costera del Océano Pacífico con una orientación general NO-SE. El acceso a la zona de estudio puede ser mediante la carretera federal No. 200 (Carretera Panamericana) que conduce hacia la Ciudad de Tuxtla Gutiérrez, posteriormente está la carretera federal No. 200, localizada en la región costera de la entidad y que conduce a la Ciudad de Huixtla, la cual se intersecta con la Carretera Federal No. 211, que a su vez conduce a los poblados de Motozintla, Frontera Comalapa y El Porvenir. La única ciudad de importancia cercana al área de estudio es Tapachula. Esta ciudad se encuentra comunicada también con el centro del país por vuelos comerciales regulares desde la Ciudad de México con las ciudades de Tapachula, Tuxtla Gutiérrez (Figura 1.1).

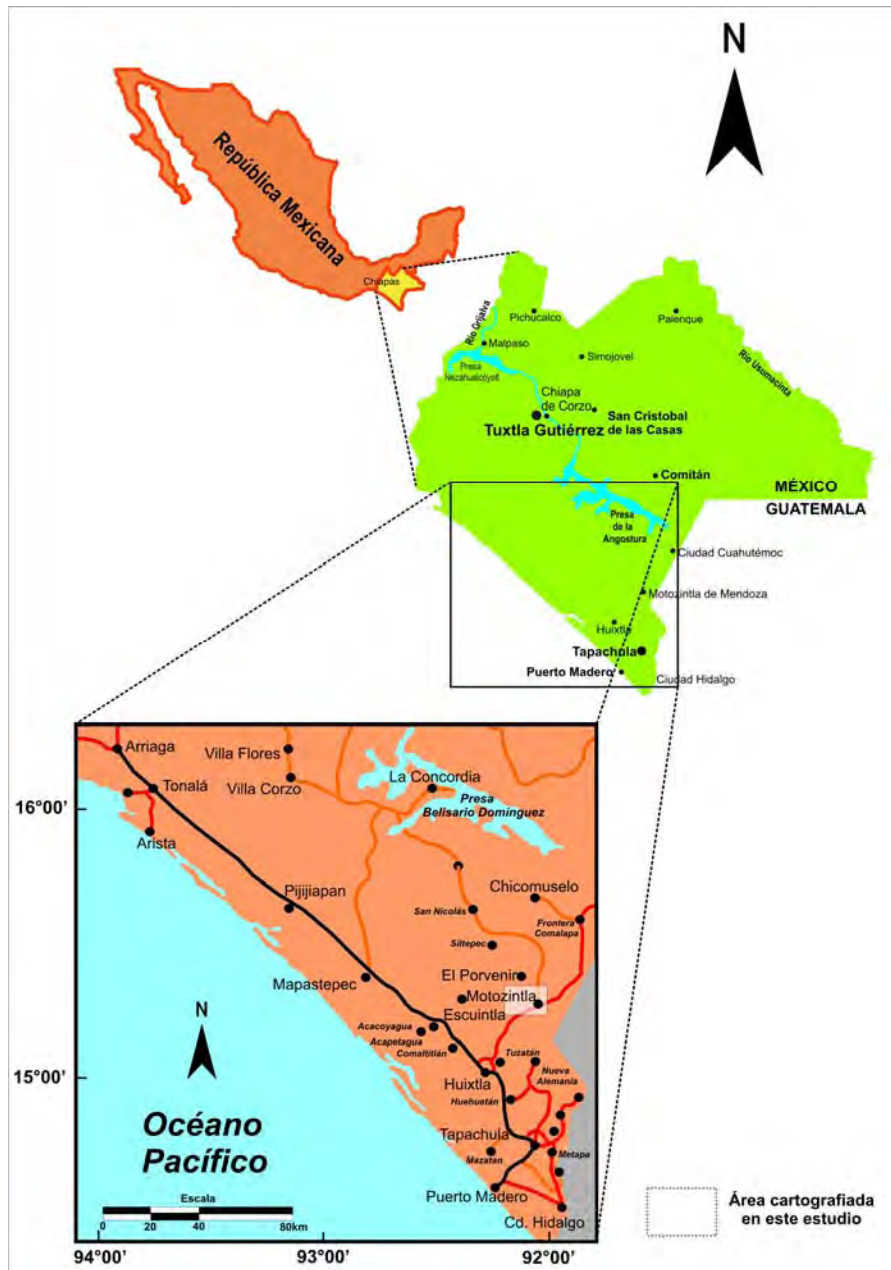


Figura 1.1. Ubicación y principales vías de comunicación en el área de estudio.

1.3. Marco Geológico Regional

La región del sur de México y América Central ha sido subdividida normalmente en bloques separados por fallas mayores, en cuyas columnas estratigráficas contrastan sus componentes litológicos (Ortega-Gutiérrez et al, 2007). Los datos geocronológicos, isotópicos y paleomagnéticos reportados de esta región son escasos y en ocasiones poco confiables, por lo que la movilidad relativa y magnitud de desplazamiento de los bloques en la actualidad continúa siendo objeto de debate. No obstante, en estudios recientes tales como el de Ortega-Gutiérrez et al. (2007), han sido reconocidos tres dominios tectonoestratigráficos principales: Bloque Maya,

Bloque Chortís y un conjunto de supuestos Terrenos Limitados por Fallas (TLF), o bien, Bloques de Falla según Keppie (2004), los cuales han sido descritos de manera individual debido a que poseen secuencias de basamentos cristalinos distintivos que en ocasiones se encuentran bajo una cubierta de rocas sedimentarias y volcánicas. Según Ortega-Gutiérrez et al. (2007), de Norte a Sur los complejos basales son: *Maya* (Complejo Barillas), *Achí* (Ensamble San Gabriel-Rabinal), *Jacalteco* (Complejo Chuacús), *Motagua* (corteza oceánica de edad Jurásica), *Sula* (Complejo Las Ovejas-Omoa), Complejo precámbrico *Yoro* (Basamento Grevilliano) y *Chortís* (Grupo Cacaguapa). Los sistemas de fallas que limitan a las entidades geológicas en la zona de sutura son: *Aguán-La Ceiba*, *Jocotán*, *Motagua* y *Baja Verapaz*, respectivamente. A continuación se resumen las características de cada uno de norte a sur, comenzando por el Bloque Maya donde se ubica la zona de interés. Posteriormente, se describirán los supuestos TLF y el Bloque Chortís será descrito finalmente (Fig. 1.2).

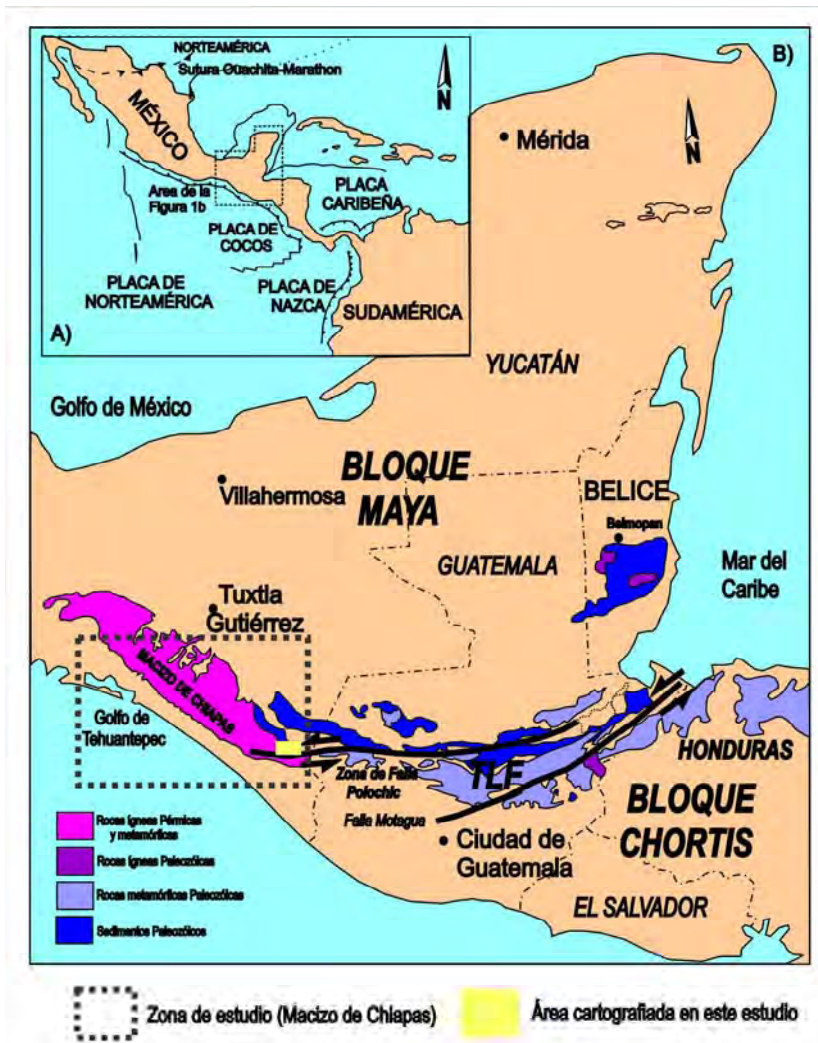


Figura 1.2. A) Ubicación regional del área de estudio, B) Geología regional del Macizo de Chiapas y dominios tectonoestratigráficos adyacentes: Bloque Maya, TLF (Terrenos Limitados por Fallas) y Bloque Chortís (Modificado de Weber et al., 2006).

1.3.1. Bloque Maya

El Terreno Maya (Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993) o Bloque Maya (Dengo, 1985) es un bloque cortical que comprende la Península de Yucatán, parte de la planicie costera del Golfo de México y el sureste de México, Belice y Guatemala hacia el Sistema de Fallas Polochic-Motagua, el cual representa el límite entre la Placa de Norteamérica con la Placa del Caribe. En un estudio sobre la evolución tectónica de México, Sedlock et al., 1993, dividieron al bloque Maya en tres provincias geográficas: la Provincia del Norte, la Plataforma de Yucatán y la Provincia del Sur que comprende el estado de Chiapas y Noreste de Oaxaca, así como la parte central de Guatemala. Por otra parte, al sur de este bloque existe un complejo ofiolítico denominado El Tambor (Sedlock et al., 1993), el cual fue emplazado sobre la margen sur del Bloque Maya durante el Maastrichtiano.

La Península de Yucatán está compuesta por una plataforma carbonatada donde existe una estructura de impacto: el Cráter de Chicxulub, el cual fue formado durante el límite K-T (Blum et al., 1993). De acuerdo un el análisis realizado por Krogh et al., (1993) en circones de esta estructura, las rocas que subyacen a la península, poseen una edad de 545 Ma. Esta edad corresponde al ciclo orogénico Brasiliano-Pan-Africano, durante el cual fue formado el supercontinente Gondwana y que comprendió múltiples colisiones de pequeñas masas continentales principalmente entre los 650 y 530 Ma (Cordani et al, 2000). Por otra parte, las rocas pre-Mesozoicas del terreno Maya afloran solo en la parte sur. Hacia el este del Bloque Maya, estas rocas se encuentran cubiertas por formaciones mesozoicas y cenozoicas. Sólo en el área de Chicomuselo en Chiapas, las Montañas Maya en Belice, el Macizo de Chiapas y en el corazón de los Altos Cuchumatanes en Guatemala, existen afloramientos de rocas cristalinas pre-mesozoicas y unidades sedimentarias del Paleozoico. Las unidades que lo constituyen son: la Formación Santa Rosa, la Formación Chochal, y el Macizo de Chiapas (Sedlock et al., 1993, Fig.1.3).

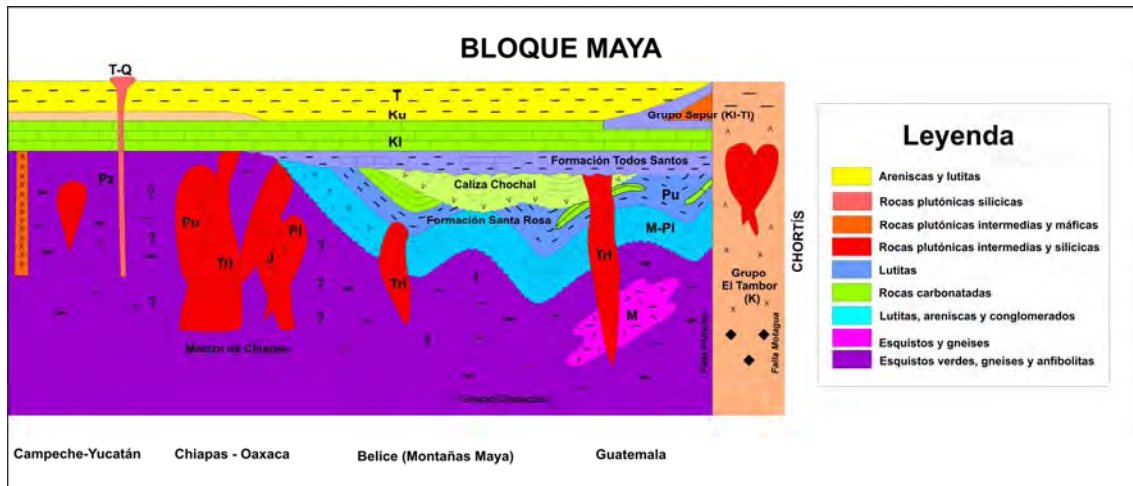


Figura 1.3. Columna estratigráfica del Bloque Maya donde se muestran en forma esquemática las diferentes litologías y su posición relativa (Modificado de Sedlock et al., 1993).

En estudios anteriores el Complejo Chuacús, fue definido como una sucesión de rocas metamórficas de grado medio a alto, con relictos eclogíticos que era considerada como el límite sur del Bloque Maya (Dengo et al., 1969). Sin embargo, recientemente se descubrió que el límite norte del Complejo Chuacús se encuentra separado del Bloque Maya por plutones, esquistos y filitas que han experimentado deformación por cizalla en la zona de Baja Verapaz, lo que más bien sugiere que el Complejo Chuacús es un terreno limitado por fallas ubicado entre los Bloques Maya y Chortís (Ortega-Gutiérrez et al., 2004). A continuación se describirán en orden cronológico las unidades pre-Mesozoicas que conforman el Bloque Maya.

1.3.1.1. Grupo Santa Rosa

El nombre "Santa Rosa" fue empleado inicialmente por Dolfus y De Montserrat (1868) para describir una secuencia de rocas sedimentarias clásticas en Guatemala. Sin embargo, debido a algunas inconsistencias temporales, el Grupo Santa Rosa actualmente carece de una localidad tipo. Posteriormente, Clemons y Burkart (1971) y Anderson et al., (1973) propusieron el empleo del nombre Grupo Santa Rosa en el cual se incluyen principalmente tres formaciones que afloran hacia el occidente de Guatemala y en los Altos Cuchumatanes: la Formación Chicol Inferior, que aflora cerca de Huehuetenango y es una secuencia de rocas clásticas (areniscas, conglomerados y brechas) y volcánicas; la Formación Tactic, de edad pensilvánica, que se compone principalmente de lutitas, lodolitas, limolitas y areniscas con estratificación delgada (Clemons y Burkart, 1971). Finalmente, está la Formación Esperanza, de edad wolfcampaniana y se compone de lutitas fosilíferas intercaladas con areniscas y dolomías con vidrio volcánico en

menor cantidad, es considerada como una unidad intermedia entre el Grupo Santa Rosa y la Caliza Chochal, que cubre esta secuencia (Clemons y Burkart, 1971 Fig. 1.4). En las Montañas Maya en Belice, rocas sedimentarias y metasedimentos del Paleozoico conforman una parte importante de las mismas. En esta región, las rocas paleozoicas fueron descritas por Dixon (1956) y fueron divididas en dos series de aproximadamente 3000 m de espesor cada una: la Serie Maya y la Serie Macal (Fig.1.4.). La Serie Maya es la más antigua, y está compuesta por grauvacas, lutitas, cuarcitas, pizarras y algunos esquistos y gneises. La Serie Macal es más joven y su litología está representada por conglomerados, areniscas y lutitas fosilíferas con edades del Pensilvánico tardío-Pérmico medio, por lo que ha sido correlacionada con el Grupo Santa Rosa. Las secuencia que subyace a los sedimentos en las Montañas Maya han sido fechadas en 407.1 ± 6.5 Ma (2σ) y 410 Ma (U-Pb en circones; Martens et al., 2006).

En el Estado de Chiapas, las rocas sedimentarias paleozoicas correlacionables con el Grupo Santa Rosa se exponen en el área de Chicomuselo. En esta zona constituyen una secuencia de tipo *flysch* cuyo espesor estimado es de 5,800 m (López-Ramos, 1979). Esta sección fue subdividida en dos secuencias mayores: las formaciones Santa Rosa superior e Inferior. La Formación Santa Rosa inferior aflora hacia el norte del poblado Ángel Albino Corzo y se compone de filitas y en algunas partes de esquistos granatíferos, algunos horizontes de metacuarcitas y un conglomerado de aproximadamente 10 m de espesor (Hernández-García, 1973). Basándose en un horizonte fosilífero con *crinoides* y pelecípodos (*Jamellibranchia*), Hernández-García (1973) propuso para esta secuencia una edad del Misisípico superior. El límite inferior de esta formación no se expone en esta zona y el superior es discordante. La Formación Santa Rosa superior es una secuencia de lutitas, limolitas ligeramente calcáreas y arenosas en algunos horizontes, ocasionalmente se encuentran alternadas con areniscas. A diferencia de la Formación Santa Rosa inferior, estos sedimentos no presentan fósiles identificables, sin embargo, por sus similitudes litológicas y correlación estratigráfica han sido correlacionadas con la Formación Tactic en Guatemala (Hernández-García, 1973). Hacia el norte de Chicomuselo, la Formación Santa Rosa superior se encuentra cubierta en forma discordante por lutitas silíceas y calizas de la Formación Grupera, la cual contiene fusulinidos (*schwangerina*) de edad wolfcampianiana (Pérmico inferior) y ha sido correlacionada con la Formación Esperanza conformando la parte superior del Grupo Santa Rosa (Fig.1.4.). Hacia la cima de la secuencia se exponen calizas de la formación Paso Hondo (Fig. 1.4) que han sido encontradas hacia el sur y sureste de Chicomuselo (Hernández-García, 1973).

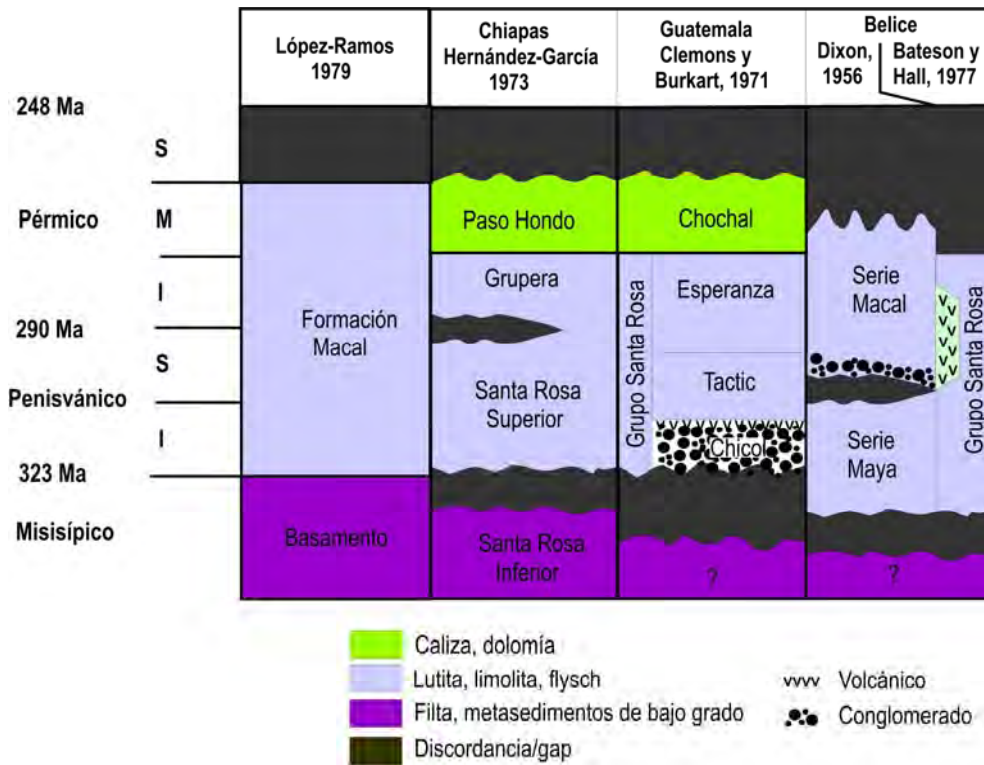


Figura 1.4. Correlación de las distintas unidades del Paleozoico superior identificadas en el Bloque Maya (Modificada de Weber et al., 2006)

1.3.1.2. Macizo de Chiapas

1.3.1.2.1. Rocas ígneas y metaígneas

El Macizo de Chiapas es el complejo pérmico de mayor volumen en México. Debido a la predominancia de rocas graníticas, algunos autores lo llamaron “Batolito de Chiapas” (Damon et al., 1981; Morán-Zenteno, 1984). La diferencia principal entre la Macizo de Chiapas y otras intrusiones permo-triásicas en México, es el hecho de que la mayoría de los granitoides de este complejo se encuentran foliados, deformados y metamorfizados. (Schaaf et al., 2002).

En trabajos recientes (Schaaf et al., 2002) se ha demostrado que el Macizo de Chiapas está formado de gneises, augengneises y migmatitas cuya composición predominante varía desde granodioritas a dioritas, las cuales han sido interpretadas como ortogneises debido a su composición homogénea en escala de afloramiento. Estos ortogneises se encuentran intrusionados por plutones calci-alcalinós cuya composición puede ir desde gabros hasta granitos. Todas estas rocas ígneas están afectadas por una deformación subsecuente dúctil evidenciada por la presencia de poikiloblastos de feldespató potásico, cuarzo recrystalizado y

planos de foliación. Esta deformación ocurrió previamente a su enfriamiento y exhumación durante el Triásico Temprano. Tanto los gneises como los granitoides se caracterizan por presentar una foliación en dirección E-O (Schaaf et al., 2002). Los gneises presentan plegamientos isoclinales y ocasionalmente foliaciones N-S asociados con zonas de cizalla. Estas estructuras son consistentes a escala regional y sugieren que hubo al menos dos eventos de deformación dúctil en el Macizo de Chiapas: uno antes de la intrusión y otro posterior a esta (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2002). Por otra parte, se han reportado tres eventos principales importantes: las rocas ígneas presentan una edad de 509 ± 97 Ma (2σ) obtenida de una isócrona de 7 puntos construida a partir de análisis isotópicos mediante el sistema Rb-Sr realizados a gneises migmatíticos y gabros; un evento de enfriamiento y levantamiento de 214-244 Ma cuya edad fue obtenida mediante el sistema Rb-Sr con análisis en cristales de biotita y roca total. Finalmente, una edad del Jurásico Temprano a Medio, con edades de alrededor de 172-175 Ma (Damon et al, 1981; Schaaf et al., 2002) y análisis mediante Rb-Sr realizados en cristales de biotita de un augengneis. Cabe resaltar que de acuerdo a las edades reportadas, el evento térmico más importante ha sido determinado mediante U-Pb arrojando edades permo-triásicas. Estos resultados han sido complementados con algunas edades de circones con valores entre 250.9 ± 2.3 y 258.4 ± 1.9 Ma que representan la ocurrencia de un evento tectonotérmico (Weber et al., 2005).

1.3.1.2.2. Rocas Metasedimentarias

En el Macizo de Chiapas han sido reportadas dos unidades metasedimentarias: La Unidad La Sepultura y la Unidad Custepec.

Unidad La Sepultura

La Unidad La Sepultura esta compuesta por rocas metasedimentarias cuya localidad tipo se encuentra en el valle del Río El Tablón (Fig. 1.5), hacia el oeste de la población Villa Flores. Las rocas que la conforman son principalmente metapsamitas, metapelitas con granate, biotita \pm cordierita \pm silimanita y con algunas intercalaciones de mármol, calcisilicatos y metagrauvas. La mineralogía de las rocas metasedimentarias de esta unidad indica que estas rocas experimentaron metamorfismo de grado medio a alto ($> 700^\circ\text{C}$, Weber et al., 2002) sin llegar a la facies de granulita. Este metamorfismo ocurrió en condiciones de presión relativamente baja o media. Posteriormente hubo un evento de retrogresión en facies de esquistos verde. Por otra

parte, estas rocas presentan una foliación subvertical con orientación E-O, oblicua con respecto a la elongación de la cadena montañosa que forma el Macizo de Chiapas a lo largo de la costa del Pacífico (Weber et al., 2002). Los pliegues isoclinales en estas rocas indica una fase tectónica de compresión siguiente o contemporánea a un evento anatéctico. En la parte sur de la Unidad La Sepultura afloran rocas metapelíticas con silimanita y andalucita rodeadas por ortogneises (Weber et al., 2007). Estas rocas metapelíticas presentan anatexis con neosomas cuarzo-feldespáticos con granate de tamaños centimétricos. La mayoría de estos neosomas presentan foliación o se encuentran fusionando la roca en su totalidad en escala de metros formando diatexitas. Adicionalmente, estas metapelitas están afectadas por metamorfismo retrógrado de grado bajo formando muscovita y clorita a partir de silimanita y granate.

Unidad Custepec

Esta unidad se encuentra en la parte centro-sur del Macizo de Chiapas y ha sido definida en el área de Custepec (Fig. 1.5) como una unidad de gneises derivados de un protolito máfico posiblemente sedimentario y con un alto contenido de hornblenda. Esta unidad ha sido considerada de origen volcanosedimentario (Weber et al., 2007) por su bandeamiento composicional e intercalación de mármoles y calcisilicatos. Los mármoles y calcisilicatos presentan formas lenticulares y de bloques cuyos espesores pueden ser mayores de decenas de metros en algunas partes, lo que sugiere que se trata de una secuencia volcanosedimentaria (Weber et al., 2007). Los gneises de esta unidad también presentan anatexis con neosomas cuyo tamaño puede ser desde centímetros a decímetros compuestos por cuarzo, plagioclasa y/o feldespato potásico, titanita y granate. El paleosoma de estas rocas contiene grandes cantidades de hornblenda rica en titanio, plagioclasa y biotita parda rica en titanio. La presencia de hornblenda rica en titanio indica condiciones de transición de facies de anfíbolita alta o transición a granulita (~800°C y presiones de 9 kbar, Estrada-Carmona et al., 2009). Las edades obtenidas tanto para la Unidad la Sepultura como para la Unidad Custepec revelan la ocurrencia de un evento metamórfico durante el Pérmico tardío (252-254 Ma, Weber et al., 2007) acompañado de un evento de deformación dúctil, foliación y anatexis de rocas cuyos precursores poseen componentes heredados con edades de 1.0-1.2 y 1.4-1.5 Ga, Weber et al., 2007).

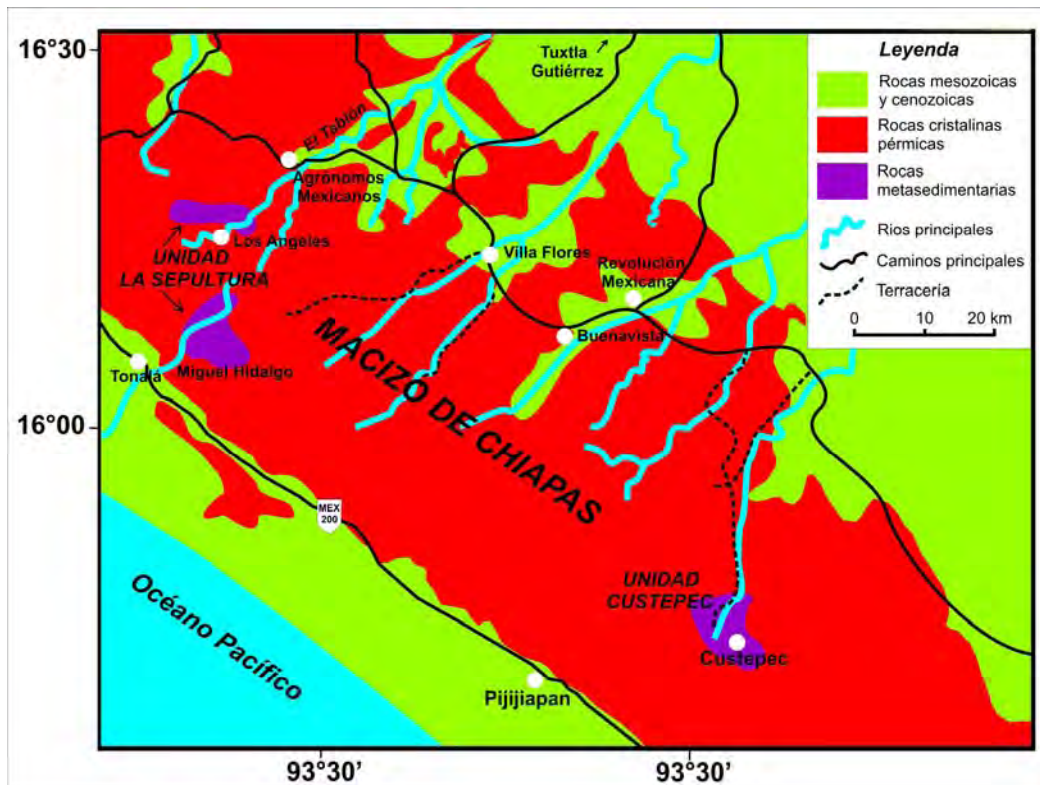


Figura 1.5. Ubicación de las unidades basales Custepec y La Sepultura en el Macizo de Chiapas (Modificada de Weber et al., 2007)

1.3.2. Complejo de la Mixtequita

Hacia el oeste del Istmo de Tehuantepec, el basamento cristalino del Bloque Maya se expone en el área de la Mixtequita (Fig. 1.6). Este está compuesto por dos unidades: el Batolito de la Mixtequita y el Complejo Guichicovi (Murillo-Muñetón, 1994). Hacia el este, el Complejo de la Mixtequita está separado del Macizo de Chiapas por el Istmo de Tehuantepec, el cual fue formado mediante una extensión E-O y un adelgazamiento de la corteza continental relacionada al la subducción de la Cordillera de Tehuantepec (Meritano-Arenas, 1972). Hacia el oeste, es separado del Terreno Cuicateco por la falla inversa Vista Hermosa (Murillo-Muñetón, 1994)

La litología del Batolito de la Mixtequita consiste en rocas plutónicas de composición predominantemente félsica e intermedia en algunas localidades. En orden de abundancia comprende granodioritas, tonalitas, granitos y dioritas. Los datos isotópicos reportados de K-Ar en biotita y hornblenda revelan edades de 232 a 235 Ma y 211 a 218 Ma. Por otra parte, también se presentan edades más jóvenes de 191 a 198 Ma. Estas edades indican dos eventos magmáticos: uno Permo-Triásico y otro en el Jurásico Temprano (Murillo-Muñetón, 1994).

El Complejo Guichicovi (Figura 1.6) se compone de granulitas grenvilianas y comprende dos unidades litológicas mayores: 1) la Unidad Zacatal compuesta por granulitas félsicas (charnockitas) y ortogneises; 2) la Unidad Guichicovi Norte compuesta por gneises anortosítico-tonalíticos, granulitas máficas (ferrodioritas) y anfibolitas. Aunque la mayor parte de estas rocas fue formada en un ambiente tectónico de arco volcánico, existen algunas excepciones de rocas formadas en condiciones intraplaca. La unidad Zacatal pudo haber sido formada por anatexis cortical (Weber and Hecht., 2003) dentro de un arco en el microcontinente Oaxaquia, y en un ambiente intraplaca. Las edades reportadas para el Complejo Guichicovi muestran que estas rocas experimentaron un fase de metamorfismo que culminó hace 975-990 Ma (Weber y Köhler, 1999). Adicionalmente, en algunas rocas de la Unidad Zacatal se han reportado edades de U-Pb en circones entre 986 ± 4 (Ruiz et al., 1999) y 991 ± 4 Ma (Weber y Köhler, 1999), que han sido interpretadas como la edad del pico de metamorfismo (Ruiz et al., 1999) o magmatismo (Weber y Köhler, 1999).

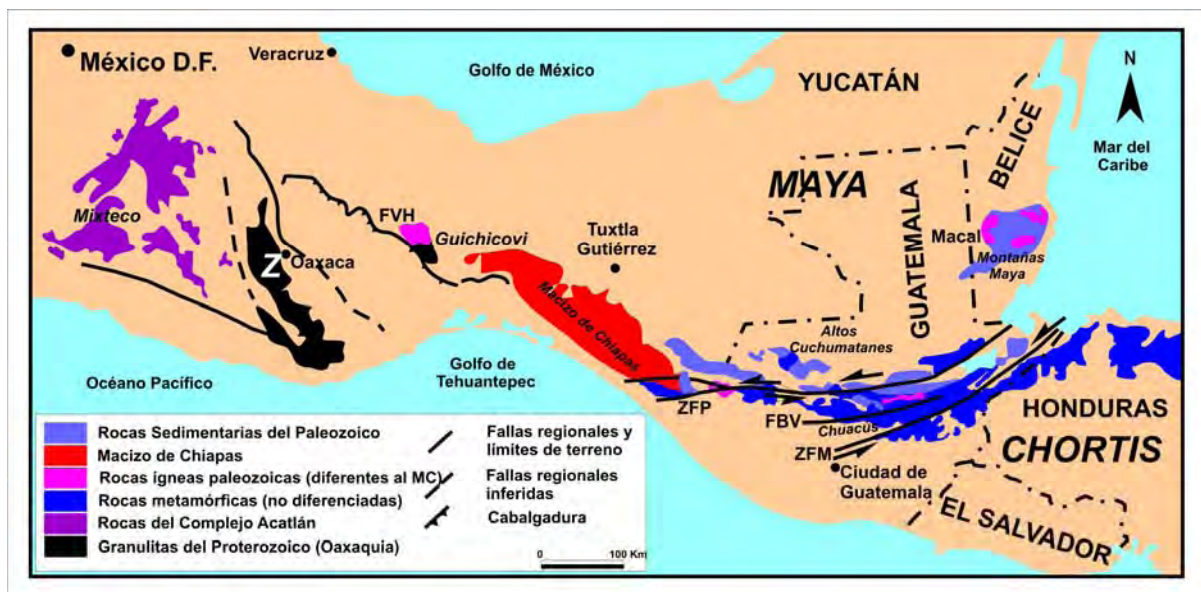


Figura 1.6. Mapa geológico de las rocas mesozoicas y paleozoicas expuestas en el sur de México y Centroamérica. Abreviaciones: FVH: Falla Vista Hermosa; FVB: Falla Baja Verapaz; ZFM: Zona de Falla Motagua; ZFP: Zona de Falla Polochic; Z: Terreno Zapoteco, (Modificado de Weber et al., 2009).

1.3.3. Límite Maya-Chortís

1.3.3.1. Sistema de Fallas Polochic-Motagua

El límite tectónico entre los bloques Maya y Chortís se extiende desde el sureste de México hasta Honduras. A través de este segmento, aflora una gama de litologías con diferencias marcadas en sus complejos basales con edades que van desde el Mesoproterozoico al Cretácico y cuya morfología se caracteriza por cambios abruptos en los niveles topográficos de la región con diferencias en alturas de hasta kilómetros en distancias cortas. Esto se debe a que este segmento está delimitado por un sistema de fallas con orientación E-W donde se encuentran de sur a norte el sistema de fallas Jocotán-Chamelecón, San Agustín-Motagua-Cabañas y Cuilco-Chixoy-Polochic (Fig. 1.7), los cuales para fines prácticos han sido denominados Sistema Jocotán, Motagua y Polochic, respectivamente (Ortega-Gutiérrez et al., 2007). Actualmente, la Falla Motagua es considerada como el límite entre las placas de Norteamérica y del Caribe (Burkart, 1983).

El origen de este sistema ha sido explicado mediante diferentes modelos: algunos autores consideran que las trazas de las fallas Polochic-Motagua-Cayman constituyen un margen a lo largo del cual el Bloque Chortís se desplazó durante el Cenozoico desde una posición al sur hasta su posición actual (Burkart, 1983; Schaaf et al., 1995; Pindell et al., 2006; Rogers, 2007). Otros modelos sugieren que el Bloque Chortís colisionó con la porción sur del Bloque Maya durante el Cretácico Superior provocando obducción de un cuerpo ofiolítico y exhumación de rocas de alta presión (Anderson et al., 1985; Harlow et al., 2004). Un modelo alternativo es el propuesto por Keppie y Morán-Zenteno (2005), quienes citan el hecho de que en el Golfo de Tehuantepec, los sedimentos del Mesozoico al Holoceno los cuales sobreyacen la proyección de la traza de la falla Motagua hacia el oeste, no están deformados, colocando el Bloque Chortís aproximadamente a 1100 km hacia el W-SW respecto de su posición actual. Durante el Cenozoico, este bloque fue desplazado a lo largo de un paleosistema de fallas transformante que lo llevó a su posición actual.

La Falla Polochic fue considerada por Muehlberger y Ritchie (1975) como una de las tres fallas más grandes distribuidas entre las placas del Caribe y Norteamericana. La falla Polochic fue definida por Burkart como un segmento sinistral transformante con 130 Km de desplazamiento, cuyo periodo de actividad se desarrolló principalmente durante el Neógeno (10.3-6.6 Ma), el cual

se extiende desde la zona de falla Motagua atravesando el sector NW de Guatemala, el SE de Chiapas y el Golfo de Tehuantepec hasta la Trinchera Mesoamericana (Burkart, 1983).

La actividad sísmica registrada a lo largo de este sistema indica que las fallas Polochic-Motagua se encuentran actualmente activas, en tanto que la falla Jocotán no presenta desplazamiento reciente Muehlberger y Ritchie (1975). Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha (2000) proponen un modelo para la porción occidental del sistema de fallas, en el cual establecen que la deformación intraplaca en este sitio está representada por un sistema de fallas inversas, originando anticlinales largos y angostos los cuales funcionan como un escalón entre el sistema de fallas Polochic-Motagua y las fallas de transcurrencia ubicadas hacia el norte, en el Macizo de Chiapas.

A continuación se describen algunas de las características de los terrenos limitados por estas fallas (TLF) de acuerdo con la división propuesta por Ortega-Gutiérrez et al., (2007).

1.3.3.2. Terrenos limitados por fallas (TLF)

Ensamble San Gabriel-Rabinal: Bloque Achí

Este ensamble corresponde a un complejo granítico-metasedimentario que está constituido por una secuencia de rocas siliciclásticas de bajo grado denominada San Gabriel, que aflora entre las ciudades de Salamá y Rabinal, y que se encuentran en contacto con el denominado Granito Rabinal. La secuencia correspondiente a las rocas siliciclásticas fue inicialmente considerada por Van Der Boom (1972) como parte del Complejo Chuacús y nombrada 'Esquisto Salamá'. Posteriormente fue redefinida por Ortega-Obregón (2004) como 'Zona de Cizalla Baja Verapaz' (ZCBV), la cual está definida por un desplazamiento lateral izquierdo que abarca unos 5 kilómetros afectando a rocas la Secuencia Salamá y al Granito Rabinal. La secuencia Salamá se compone de filitas, esquistos de sericita-clorita, metagrauvascas, metarcosas, metaconglomerados, cuarcitas, esquistos y rocas calcáreas en cantidades subordinadas. Por otra parte, la unidad siliciclástica San Gabriel se caracteriza por la presencia de un metaconglomerado con clastos de mármol en la base, granitoides, pizarras y areniscas. Ortega-Obregón (2004) concluyó que el granito Rabinal es derivado de la fusión de rocas sedimentarias y tiene una edad de 429.7 ± 5.3 Ma, obtenida de muscovitas en pegmatitas asociadas a esta intrusión que cortan a las rocas de la secuencia San Gabriel. No obstante, la edad de la

deformación no ha sido definida. Esta zona de cizalla separa el Bloque Maya de rocas eclogíticas del Complejo Chuacús y se encuentra limitada hacia el norte por un cuerpo ofiolítico conocido como Unidad de Baja Verapaz (Giunta et al., 2002 a y 2002b, Fig. 1.7).

Complejo Chuacús: Bloque Jacalteco

El Complejo Chuacús (Ortega-Gutiérrez et al., 2004) o Series Chuacús (McBirney, 1963) está constituido principalmente por rocas metamórficas que afloran hacia el sur del Bloque Maya y se limita hacia el norte por la Falla Baja Verapaz y hacia el sur por la Falla Motagua. La localidad tipo de este complejo se ubica en la Sierra de Chuacús y las edades determinadas aunque son poco conocidas, van desde el Precámbrico, Paleozoico superior y hasta el Cretácico superior (Ortega-Gutiérrez et al., 2004). Las rocas presentes consisten principalmente en gneises ricos en aluminio y esquistos formados originalmente en facies de anfibolita y de eclogita que posteriormente experimentaron metamorfismo retrógrado y milonitización provocados por procesos orogénicos continuos que afectaron a estas rocas desde el Paleozoico (Ortega-Gutiérrez et al., 2007). La edad del Complejo Chuacús aún no ha sido determinada con precisión y las edades isotópicas reportadas son escasas y controversiales, como es el caso de la migmatita El Chol, ubicada a 15 km al sur de Rabinal donde una edad obtenida mediante U-Pb de 305 ± 5 Ma (Ortega-Gutiérrez et al., 2004) representa un evento de migmatización. Otras edades de minerales obtenidas con el sistema Rb-Sr revelan edades que llevando a la conclusión de que este sistema pudo haber sido abierto y que los "geocronómetros" pudieron haber sido abiertos o 'reiniciados' por un evento en el durante el Cretácico tardío (Donnelly et al., 1990).

Zona de sutura Motagua-Polochic (ZSMP): Subterreno *El Tambor*

La zona de sutura Motagua corresponde a un complejo ofiolítico desmembrado con estructura de 'flor'. Esta ofiolita fue emplazada y fallada sobre la parte sur del Bloque Maya y sobre la margen norte del Bloque Chortís durante el Maastrichtiano-Paleoceno (Giunta et al., 2002a), constituyendo el grupo El Tambor. Este grupo de rocas se compone principalmente de peridotitas del manto serpentinizadas, eclogitas y jadeititas (Giunta et al., 2002a). Por otra parte el grupo El Tambor también incluye metasedimentos de bajo grado, gabros milonitizados, pillow lavas y anfibolitas. Giunta et al. (2002a) divide el subterreno El Tambor en 5 unidades principales (Giunta et al., 2002a): la unidad Motagua-Sur (MS), Motagua-Norte (MN), unidad Juan de Paz

(JPZ), unidad Baja Verapaz (BVP) y la unidad Sierra de Santa Cruz (SSC). Las unidades BVP y SSC se ubican al norte del Valle Motagua, contiguas al sistema de fallas Polochic. Las unidades MS, MN y BVP son adyacentes a la zona de falla Motagua y componen el *melange* asociado al evento de sutura (Figura 1.7). El cuerpo ofiolítico en el Valle Motagua se compone predominantemente de peridotitas y serpentinitas brechadas soportando bloques de jadeititas, anfibolitas, eclogitas, albititas, entre otras, con dimensiones de algunas decenas de metros. La yuxtaposición de este subterreno se debió al desplazamiento relativo a lo largo del sistema de fallas Motagua de algunos cientos de kilómetros y las dos franjas se encontraban a distancias bastante lejanas entre sí (Harlow et al., 2004, Fig. 1.7).

Rocas metamórficas al sur de la falla Motagua: Bloque Sula-Yoro.

En el este de Guatemala, entre las fallas Motagua y Jocotán, afloran unidades de rocas metamórficas denominadas Complejo Las Ovejas. Asociada a este complejo está una unidad de rocas metamórficas conocida como la Filita San Diego. Ambas unidades presentan metamorfismo de grado alto y bajo, respectivamente y se encuentran afectadas por una serie de intrusivos de composición variada (Manton, 1996; Manton y Manton, 1999). El Complejo Las Ovejas consiste de un conjunto rocas metamórficas en facies de anfibolita que han sido múltiplemente intrusionadas y está formado por migmatitas, gneises, anfibolitas, mármoles, esquistos, cuarcitas y un grupo de rocas metagraníticas deformadas (Manton, 1996). Por otra parte, la Filita San Diego es una secuencia metasedimentaria en facies de esquistos verdes compuesta principalmente por filitas, metareniscas, metaconglomerados y cuarcitas. Las edades radiométricas para el Complejo Las Ovejas fueron obtenidas principalmente en plutones graníticos deformados en Honduras. Horne et al. (1976b), obtuvieron una isócrona de Rb-Sr de roca total de 300 ± 6 Ma para el Complejo Metaígneo Quebrada Seca. No es muy claro si esta edad es de un evento ígneo o metamórfico, pero permite evidenciar que el metamorfismo de grado alto es carbonífero-pérmico o más joven aún. Adicionalmente, cristales de biotita en esquistos ubicados al noroeste de Honduras han sido fechados mediante K-Ar revelando una edad de 224 ± 17 Ma, lo que posiblemente refleja la ocurrencia de un evento térmico triásico. Las edades conocidas en esta región reflejan el tiempo de intrusiones y posible metamorfismo en la parte norte del Bloque Chortís (Rogers, 2003).

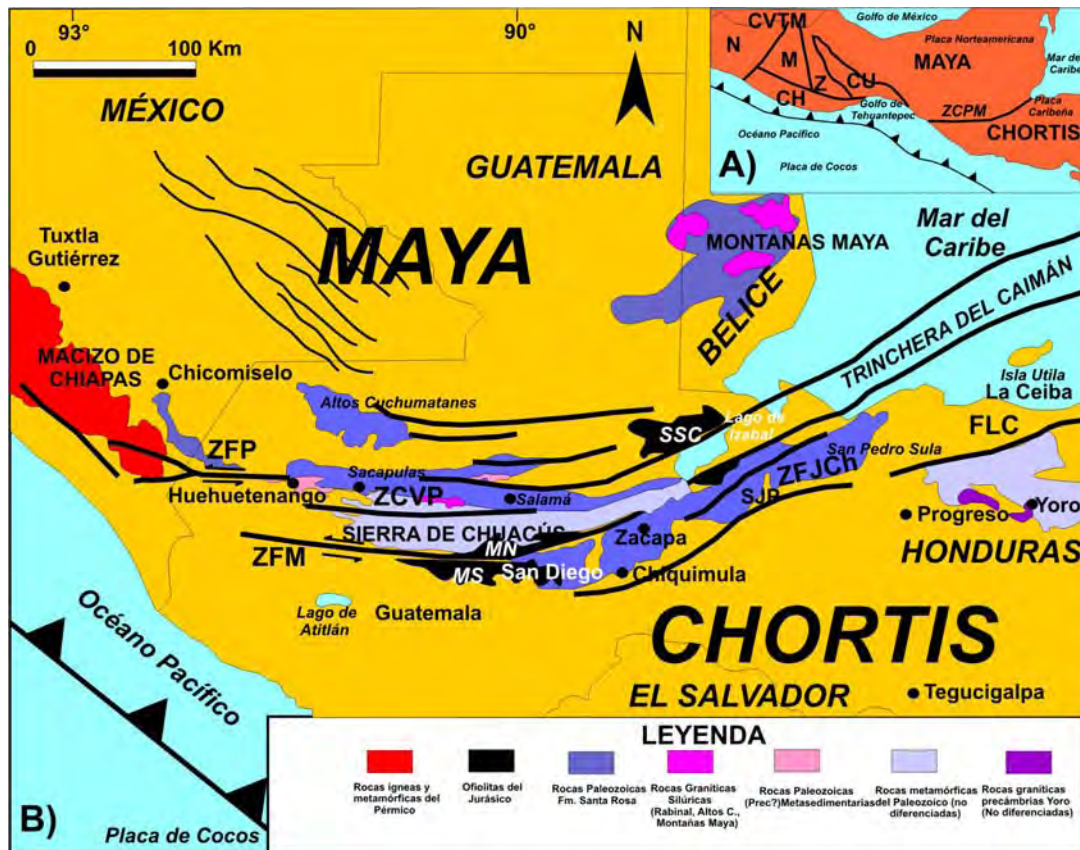


Figura 1.7. Subdivisión tectónica del sur de México y Centroamérica en TLF. (Modificado de Ortega-Obregón et al., 2004).
 N: Terreno Náhuatl; CVTM: Cinturón Volcánico Trans-mexicano; M: Terreno Mixteco; CH: Terreno Chatino; Z: Terreno Zapoteco; CU: Terreno Cuicateco; MAYA: Terreno Maya; CHORTÍS: Bloque Chortís; ZFPM: Zona de falla Motagua-Polochic, ZCVP: Zona de Cizalla Baja Verapaz, ZFJCh: Zona de falla Jocotán-Chamelecón; FLC: Falla La Ceiba; SSC: Sierra de Santa Cruz; BVP: Baja Verapaz; MN: Motagua Norte; MS: Motagua Sur

1.3.3. Bloque Chortís

El Bloque Chortís se encuentra acoplado a la porción sur del Bloque Maya a lo largo de la Zona de Sutura Motagua (ZSM) (Fig.1.7). Al sur de la Falla Motagua, se presenta el Complejo Las Ovejas (Schwartz, 1976), y en la parte central de Honduras existe una unidad de rocas llamada Esquisto Cacaguapa que sobreyace al Complejo Las Ovejas con metamorfismo de grado bajo el cual es una secuencia de filitas micáceas y rocas graníticas, graduando localmente a esquistos con granate, metaconglomerados, cuarcita, metavolcánicos y augen gneis. Este esquisto es el equivalente al Complejo Nueva Segovia, unidad considerada como el Basamento del Bloque Chortís y ubicada en el Norte de Nicaragua. La correlación de rocas metamórficas en el Bloque Chortís es compleja debido a que en este se encuentran expuestas diferentes unidades de rocas que sugieren que este bloque podría estar conformado por diversos fragmentos corticales pequeños. El límite sur del Bloque Chortís aún no ha sido definido, sin embargo se asume que se encuentra cerca del límite entre Nicaragua y Costa Rica. Nelson et al. (1997) establecieron

que las edades de cristalización obtenidas por métodos radiométricos, indican que la corteza del Bloque Chortís en Guatemala y Honduras es principalmente de edad Grenvilliana o que tiene un factor heredado con un componente Grenvilliano como lo indican edades de rocas ubicadas hacia la zona de cizalla Motagua y al sur de la falla Jocotán-La Ceiba entre El Progreso y Yoro (Manton, 1996).

1.4. Trabajos previos

La geología en el área del Macizo de Chiapas es poco conocida. No obstante, durante las últimas décadas se han realizado algunos estudios de carácter geoquímico y geocronológico en diversas áreas del mismo. A continuación se enlistan los más importantes:

- En un estudio regional sobre la geología regional del Istmo de Tehuantepec, Webber y Ojeda (1957), establecieron la subdivisión de rocas antiguas con una edad precámbrica del complejo basal, específicamente Algonkiana.
- Carfantán (1977) dividió las rocas de la zona de Motozintla de Mendoza en dos secuencias, la primera como autóctona representada por rocas metamórficas de edad Precámbrica, un cuerpo plutónico y rocas metamórficas del Paleozoico y las Formaciones Todos Santos y Sierra Madre. Una secuencia alóctona incluye rocas máficas y ultramáficas, metagranitos, meta-andesitas, metariolitas, metagrauvas y depósitos piroclásticos metamorfizados relacionados a un arco volcánico de posible edad mesozoica.
- Pantoja-Alor et al. (1974) obtuvieron edades de rocas intrusivas y metamórficas de la zona Arriaga-Villa Flores utilizando el método plomo-alfa. A pesar de las limitaciones de este método, estos autores consideraron que dentro de los límites razonables de error, las edades obtenidas corresponden al tiempo de emplazamiento de los cuerpos o bien, al periodo orogénico que afectó a los sedimentos que actualmente forman las rocas cristalinas. Para las rocas más antiguas obtuvieron edades de 780 ± 80 Ma y 702 ± 70 . Adicionalmente obtuvieron una edad de 430 ± 45 Ma del tronco granodiorítico de Las Cruces que corresponde a un evento magmático durante el Ordovícico. Otras edades obtenidas por estos autores son de 390 ± 40 Ma y 34 ± 3 Ma.
- Damon et al. (1981) publicaron edades de biotita obtenidas mediante el método K-Ar cuyo rango va de 290 a 170 Ma y una isócrona de 10 puntos de Rb-Sr de un granitoide cuya edad fue de 256 ± 10 Ma.

- Mugica-Mondragón (1987) divide al MC en dos partes: el de la Costa Chiapaneca y el de Chiapas el primero corresponde a un cuerpo plutónico de granodioritas de biotita y hornblenda del Terciario localizado en la porción sur de la costa del estado de Chiapas. Este mismo autor menciona algunas edades de leucogranitos y tonalitas del área de Villa Flores indicando una transición entre estos. Por otra parte, menciona que el Batolito de Chiapas se encuentra en contacto con el de la Costa Chiapaneca mediante una franja de migmatización localizada entre ambos intrusivos. En la zona costera reportaron edades de granodioritas entre 6 y 29 Ma. También reportó dos eventos magmáticos importantes en el Macizo de Chiapas basado en edades obtenidas de micas (biotita, muscovita), feldespato y hornblenda obteniendo edades de 154-164 Ma y 222-271 Ma acompañadas por tres edades entre 323 y 512 Ma de un micaesquisto.
- Burkart et al. (1987) llevaron a cabo un análisis geológico-estructural detallado de 3 áreas estratégicas ubicadas a lo largo del sistema de fallas Polochic-Motagua en Chiapas y Guatemala con el fin de aportar evidencias del desplazamiento de 130 Km de la Falla Polochic. Adicionalmente, realizó el fechamiento de K-Ar en microclina obteniendo una edad de 68.4 ± 3.4 Ma para un granito que aflora entre Motozintla de Mendoza y la frontera con Guatemala.
- Groß (2000) y Weiss (2000) realizaron un mapeo geológico a detalle en la zona central del MC, hacia el sur y sureste de Villa Flores mostrando la existencia de un basamento pre-batolítico en el MC, encontrando rocas metamórficas ortogénicas en su mayoría (ortogneises, augengneises, migmatitas y anfibolitas) que fueron intrusionadas por los granitoides y gabros del Pérmico-Triásico. Adicionalmente, estos autores elaboraron la cartografía de la zona comprendida entre el área de Monterrey-La Fraylesca y Las Mercedonas en escala 1:20 000.
- Schaaf et al. (2002), desarrollaron un estudio geoquímico de las rocas estudiadas por Groß (2000) y Weiss (2000) acompañado de datos isotópicos mediante Rb-Sr (roca total) de 7 muestras que revelaron una edad de 509 ± 97 Ma, con lo que proponen la existencia de un basamento Panafricano en el MC. También obtuvieron edades en micas que se distribuyen en dos grupos: 230 y 175 Ma y edades modelo que sugieren el reciclaje de material cortical durante aproximadamente 1Ga.
- Weber et al. (2002), reportan la existencia de una secuencia metasedimentaria en el noroeste del MC a la que llaman "Unidad La Sepultura", cuyas rocas fueron metamorizadas a alta temperatura y baja presión que posteriormente fueron intrusionadas por rocas ígneas Permo-Triásicas.

- Weber et al. (2005), realizan un estudio geoquímico y geocronológico en el sector central de MC, obteniendo edades de 258.4 ± 1.9 Ma con una intersección superior de 1046.6 ± 5.6 Ma en un ortogneis, así como una edad de 250.9 ± 2.3 Ma con una intersección superior de 1017 ± 27 Ma en un augengneis de la misma área. las edades de intersección inferior de estas muestras fueron interpretadas como edades de cristalización ígneas o de metamorfismo, en tanto que las edades de intersección inferior demuestran que el MC posee un componente grenvilliano en su basamento. Con estos datos establecieron que el principal evento térmico en el MC fue durante el Pérmico Superior favoreciendo la hipótesis de que el Bloque Maya es un bloque compuesto cuyos componentes poseen historias geológicas diferentes
- Weber et al. (2006) analizaron circones de rocas ígneas y metamórficas utilizando el método U-Pb en circones con SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) diferenciando un evento magmático cuya edad es de 272 ± 4 Ma y un evento metamórfico de alto grado con anatexis que ocurrió entre 252 y 254 Ma. Adicionalmente, obtuvieron edades de circones de una metapelite de 1.0-1.2 o 1.4-1.5 Ga indicando procedencia de las provincias sudamericanas de Sunsás y Rondonian-San Ignacio.
- Weber et al. (2007) elaboraron un estudio de procedencia en circones detríticos de rocas metasedimentarias pertenecientes a la Formación Santa Rosa. En este trabajo, analizaron edades de circones individuales utilizando LA-ICP-MS y SHRIMP. La edad más joven obtenida es de 420 Ma aunque la mayoría de las edades oscilan entre los 500-700 Ma, que corresponden al ciclo orogénico Pan-Africano-Brasiliano. En otras poblaciones obtuvieron edades <820 Ma, Grenvillianas, del Mesoproterozoico, Paleoproterozoico y del Arqueano). En un modelo propusieron que la mayor parte de los sedimentos que conforman estas rocas proviene del oeste de África o del este de Sudamérica, donde se encuentran orógenos del ciclo Pan-Africano-Brasiliano como cratones del Precámbrico; la colisión progresiva entre Gondwana y Laurentia durante la orogenia Alleghaniana trajo como resultado la erosión y depositación de secuencias tipo *flysch* hacia el oeste seguido por un movimiento del Bloque Maya y la litósfera adyacente en dirección poniente.
- Salazar-Juárez (2008) realizó un estudio petrográfico, geoquímico e isotópico de un cuerpo plutónico no deformado al que llamó "Granito Rosa" ubicado en el límite sur del MC, el cual aflora entre el límite del SFMP donde se encuentran en contacto rocas permo-triásicas del MC con rocas metamórficas alóctonas relacionadas al Bloque Chortís. En este estudio determinó edades de U-Pb en circones de 368 ± 18 Ma y

348 \pm 35 Ma de otro cuerpo intrusivo del área enriquecido en minerales ferromagnesianos. En los análisis geoquímicos mostró que el "Granito Rosa" se encuentra sobresaturado en sílice y presenta un comportamiento distinto al de las rocas del MC y los análisis isotópicos sugieren que este cuerpo es producto de anatexis de rocas ígneas muy antiguas que al ser fundidas se mezclaron con un magma muy primitivo que al emplazarse afectó a los metasedimentos correlacionables con el Grupo Santa Rosa.

- Weber et al. (2009), llevaron a cabo un análisis de circones pertenecientes dos muestras de la Formación Santa Rosa Inferior en la sección del Río Aguacate sobre el valle del Río Jaltenango realizaron análisis geocronológico de U-Pb en circones mediante LA-ICP-MS. Con estos análisis determinaron la edad máxima de sedimentación de la Formación Santa Rosa en 319 \pm 4.5 Ma para la primera muestra y para la segunda ubicada unos 3000 m debajo de la secuencia obtuvieron una edad máxima de sedimentación a 335 \pm 8 Ma. Estos resultados indican que toda la Formación Santa Rosa es más joven que el carbonífero inferior. Por otra parte, la mayoría de los circones detríticos analizados poseen edades que corresponden al ciclo orogénico del Pan-Africano-Brasiliano y fuentes secundarias corresponden al Mesoproterozóico, Paleoproterozóico, Arqueano, Silúrico-Devónico Inferior. Estas edades sugieren que la Formación Santa Rosa Superior e Inferior (Hernández-García, 1973) posiblemente es una secuencia continua sin ningún *hiatus* estratigráfico significativo.
- Estrada-Carmona et al., (2009) llevaron a cabo un estudio petrológico de las rocas metamórficas de la Unidad Custepec utilizando geotermómetros tales como el de intercambio Fe-Mg en granate y biotita, y los geobarómetros GASP, GRAIL y granate+plagioclasa+hornblenda+cuarzo, con lo que determinaron que el metamorfismo en esta unidad alcanzó temperaturas arriba de los 800°C y presiones superiores a 9 Kbar permitiendo ubicar el metamorfismo en la facies de anfibolita alta o transición a la facies de granulita en niveles corticales de 25 y 30 km. Posterior al evento de alto grado, estas rocas experimentaron un metamorfismo retrógrado de bajo grado en facies de esquistos verde y la formación de milonitas cuya cinemática indica un movimiento del bloque superior de esta unidad hacia el ENE. Por otra parte, en un mapa geológico realizado en el área de Custepec, determinó que por la distribución de las rocas, su composición química, la abundancia de anfibolitas y la presencia de circones detríticos en las mismas, la Unidad Custepec puede interpretarse como una secuencia volcanosedimentaria cuya edad se desconoce aún. Los datos isotópicos de Sm-Nd y las

composiciones isotópicas de Pb en feldspatos indicaron que la secuencia posee un precursor no expuesto de edad precámbrica.

Algunos de los datos geocronológicos obtenidos en los trabajos antes mencionados se resumen en la Tabla 1.1. Por otra parte, en el mapa 1 anexo se presentan las edades en sus respectivas localidades.

Tabla 1.1. Datos geocronológicos en el Macizo de Chiapas					
Autor	Edad (Ma)	Muestra	Metodo/Min	Localidad	Litología
Pantoja-Alor et al. 1974	390±780	no especificado	Pb-alfa	Macizo de Chiapas	Granito deformado
Damon et al. 1981	288±6	UAKA-75-33	K-Ar/Biotita	Macizo de Chiapas	Ortogneis
Damon et al. 1981	246±5	UAKA-74-35	K-Ar/Biotita	Macizo de Chiapas	Granito de biotita
Damon et al. 1981	239±5	UAKA-74-28	K-Ar/Biotita	Macizo de Chiapas	Granito
Damon et al. 1981	232±5	UAKA-75-41	K-Ar/Hornblenda	Macizo de Chiapas	Ortogneis
Damon et al. 1981	219±4	UAKA-74-102	K-Ar/Biotita	Macizo de Chiapas	Granito
Damon et al. 1981	174±4	UAKA-75-40	K-Ar/Biotita	Macizo de Chiapas	Granito
Damon et al. 1981	172±4	UAKA-74-27	K-Ar/Biotita	Macizo de Chiapas	Granito
Damon et al. 1981	170±3	UAKA-75-43	K-Ar/Biotita	Macizo de Chiapas	Granodiorita
Damon et al. 1981	141±3	UAKA-75-42	K-Ar/Roca Total	Macizo de Chiapas	Dique Andesítico
Damon et al. 1981	256±10	no especificado	Rb-Sr/Roca Total	Macizo de Chiapas	Granito
Mujica-Mondragón, 1987	5.7±0.288	2M-490-86	K-Ar/Hornblenda	Tolimán-Cerro Bernal	Pórfido diorítico
Mujica-Mondragón, 1987	7.0±0.6	2M-417-86	K-Ar/Biotita	Tolimán-Cerro Bernal	Pórfido tonalítico
Mujica-Mondragón, 1987	15±0.7	2M-416-86	K-Ar/Biotita	Batolito de la Costa	Tonalita
Mujica-Mondragón, 1987	20±1	2M-26-79	K-Ar/Biotita	Batolito de la Costa	Tonalita gneíscica
Mujica-Mondragón, 1987	20±1	2M-28-79	K-Ar/Biotita	Batolito de la Costa	Granodiorita
Mujica-Mondragón, 1987	24.25±1	2M-419-86	K-Ar/Biotita	Batolito de la Costa	Granodiorita
Mujica-Mondragón, 1987	24.4±1	2M-419-86	K-Ar/Hornblenda	Batolito de la Costa	Granodiorita
Mujica-Mondragón, 1987	25±1	2M-24-79	K-Ar/Biotita	Batolito de la Costa	Tonalita
Mujica-Mondragón, 1987	26±1	2M-492-86	K-Ar/Hornblenda	Batolito de la Costa	Granodiorita
Mujica-Mondragón, 1987	29±1	2M-23-79	K-Ar/Biotita	Batolito de la Costa	Tonalita
Mujica-Mondragón, 1987	154±12	2M-518-87	K-Ar/Muscovita	Amatenango de la Frontera	Leucogranito
Mujica-Mondragón, 1987	159±8	2M-431-86	K-Ar/Microclina	Amatenango de la Frontera	Leucogranito
Mujica-Mondragón, 1987	156±3	AR-127	K-Ar/Roca Total	Amatenango de la Frontera	Aplita
Mujica-Mondragón, 1987	163±3	AR-117	K-Ar/Roca Total	Amatenango de la Frontera	Aplita
Mujica-Mondragón, 1987	166±3	AR-107	K-Ar/Hornblenda	Amatenango de la Frontera	Pórfido diorítico
Mujica-Mondragón, 1987	165±3	AR-115A	K-Ar/Roca Total	Amatenango de la Frontera	Pórfido tonalítico
Mujica-Mondragón, 1987	169±3	AR-169	K-Ar/Roca Total	Amatenango de la Frontera	Pórfido diorítico
Mujica-Mondragón, 1987	181±9	RS-299-C	K-Ar/Roca Total	Amatenango de la Frontera	Pórfido diorítico
Mujica-Mondragón, 1987	221±11	2M-539-87	K-Ar/Hornblenda	Batolito de Chiapas	Microdiorita
Mujica-Mondragón, 1987	224±11	2M-472-86	K-Ar/Biotita	Batolito de Chiapas	Tonalita
Mujica-Mondragón, 1987	224±11	2M-472-86	K-Ar/Hornblenda	Batolito de Chiapas	Tonalita
Mujica-Mondragón, 1987	229	2M-405-86	K-Ar/Microclina	Batolito de Chiapas	Leucogranito
Mujica-Mondragón, 1987	232±7	2M-403-86	K-Ar/Hornblenda	Batolito de Chiapas	Tonalita
Mujica-Mondragón, 1987	237±8	2M-412-86	K-Ar/Biotita	Batolito de Chiapas	Granito
Mujica-Mondragón, 1987	257±8	2M-409-86	K-Ar/Muscovita	Batolito de Chiapas	Leucogranito
Mujica-Mondragón, 1987	260±8	2M-411-86	K-Ar/Biotita	Batolito de Chiapas	Tonalita
Mujica-Mondragón, 1987	264±13	2M-400-86	K-Ar/Hornblenda	Batolito de Chiapas	Tonalita
Mujica-Mondragón, 1987	264±16	2M-400-86	K-Ar/Biotita	Batolito de Chiapas	Tonalita
Mujica-Mondragón, 1987	271±22	2M-415-86	K-Ar/Hornblenda	Batolito de Chiapas	Granodiorita
Mujica-Mondragón, 1987	235±12	2M-536-87	K-Ar/Biotita	Batolito de Chiapas	Esquisto
Mujica-Mondragón, 1987	323±16	2M-511-87	K-Ar/Muscovita	Batolito de Chiapas	Esquisto
Mujica-Mondragón, 1987	388±19	2M-510-87	K-Ar/Muscovita	Batolito de Chiapas	Esquisto
Mujica-Mondragón, 1987	512±26	2M-513-87	K-Ar/Muscovita	Batolito de Chiapas	Esquisto
Burkart et al., 1987	68.4±3.4	no especificado	K-Ar/Microclina	Motozintla de Mendoza	Granito
Schaaf et al., 2002	214±11	CMP1	Rb-Sr/Biotita	Villa Flores	Granito
Schaaf et al., 2002	235±12	CMP-2	Rb-Sr/Biotita	Villa Flores	Ortogneis
Schaaf et al., 2002	222±11	CMP-5	Rb-Sr/Biotita	Villa Flores	Anfibolita
Schaaf et al., 2002	227±11	CMP-7	Rb-Sr/Biotita	Villa Flores	Gneis migmatítico
Schaaf et al., 2002	244±12	CMP-8	Rb-Sr/Biotita	Villa Flores	Granodiorita
Schaaf et al., 2002	217±11	CMP-10	Rb-Sr/Biotita	Villa Flores	Granito
Schaaf et al., 2002	175±9	CB-10-1	Rb-Sr/Biotita	Villa Flores	Augengneis
Schaaf et al., 2002	234±12	CB-12	Rb-Sr/Biotita	Villa Flores	Ortogneis
Schaaf et al., 2002	238±12	CMP-15	Rb-Sr/Muscovita	Villa Flores	Pegmatita

Tabla 1.1. Datos geocronológicos en el Macizo de Chiapas					
Autor	Edad (Ma)	Muestra	Metodo/Min	Localidad	Litología
Schaaf et al., 2002 Isócrona de 7 puntos (2σ)	509±97	CMP-2	Rb-Sr/Roca total	Villa Flores	Ortogneis
		CMP-3	Rb-Sr/Roca total	Villa Flores	Gabro
		CMP-5	Rb-Sr/Roca total	Villa Flores	Anfobolita
		CMP-10	Rb-Sr/Roca total	Villa Flores	Gabro
		CMP-12	Rb-Sr/Roca total	Villa Flores	Ortogneis
		CMP-13	Rb-Sr/Roca total	Villa Flores	Gabro
		CB-12	Rb-Sr/Roca total	Villa Flores	Gneis
Schaaf et al., 2002	1.0 y 1.2 Ga	No especificado	Edad Modelo	Villa Flores	Granito y gneis
Schaaf et al., 2002	0.9 y 1.0 Ga	No especificado	Edad Modelo	Villa Flores	Gabro-Anfibolita
Schaaf et al., 2002	1.4 y 1.6 Ga	No especificado	Edad Modelo	Villa Flores	Gabro-Anfibolita
Osorio-Pérez, 2005	210±31	P1	U-Pb/Circón	Villa Flores	Granito
	1035±320				
Osorio-Pérez, 2005	238±30	P2	U-Pb/Circón	Villa Flores	Gneis
	1084±290				
Weber et al., 2005	258.4±1.9	CB-28	U-Pb/Circón	Villa Flores	Ortogneis
Weber et al., 2005	1045.6±5.6	CB-16 y CB-17	U-Pb/Circón	Villa Flores	Augengneis
	250.9±2.3				
Weber et al., 2005	1017±27	CB-8 y CB-9	U-Pb/Circón	Villa Flores	Paragneis
	241±14				
Weber et al., 2005	1024±190	CB-22	U-Pb/Circón	Villa Flores	Ortogneis
	252±17				
Weber et al., 2005	1052±160	CB-10	U-Pb/Circón	Villa Flores	Ortogneis
	274±140				
Weber et al., 2005	1113±110	CB-12 y CMP-2	U-Pb/Circón	Villa Flores	Ortogneis
	246±21				
Weber et al., 2005	1148±260	CB-13a	U-Pb/Circón	Villa Flores	Ortogneis
	324±97				
Weber et al., 2005	1025±71	CMP-1	U-Pb/Circón	Villa Flores	Granito
	221±23				
Weber et al., 2005	1066±290	CMP-2	U-Pb/Circón SHRIMP	Villa Flores	Ortogneis
	271.9±2.7				
Weber et al., 2007	254±2.3	CB-32	U-Pb/Circón SHRIMP	La Sepultura	Paragneis
	253.9±1.6				
Weber et al., 2007	1019±43	CB-45	U-Pb/Circón SHRIMP	Cuspepec	Paranfíbolita
	251.8±3.8				
Weber et al., 2009	968±23	CB-55 y SR-01	U-Pb/Circón LA-MC-ICP-MS y SHRIMP	Chicomuselo	Metarenisca
	1495±39				
	~420				
	500-700				
	~820				
	1.0-1.3 Ga				
	1.4-1.6 Ga				
	1.8-2.2 Ga				

En el mapa anexo 1 se muestran las principales unidades litológicas que constituyen el Macizo de Chiapas, así mismo, se presentan también las edades obtenidas previamente por diferentes métodos.

1.5. Planteamiento del problema

El MC es una provincia geológica compleja, cuya interpretación se dificulta por la escasez de afloramientos de sus rocas basales, la diversidad de edades de las rocas que lo conforman, el estilo de deformación presente, historia metamórfica y falta de información acerca de sus límites tectónicos y relaciones con su cobertura. Adicionalmente, debe tomarse en cuenta que por su posición geográfica, esta zona puede ser un punto clave de estudio para el entendimiento de la evolución tectónica del Sur de México, el cual actualmente representa un tema de gran controversia, ya que no existe un modelo tectónico que relacione la evolución del Bloque Maya con el paso del Bloque Chortís. En la actualidad, uno de los modelos existentes es aquel donde se propone que el Bloque Chortís ocupó una posición de ante arco en el sur de México hasta el Cretácico tardío-Paleoceno y que posteriormente éste fue desplazado de su posición original (Anderson y Schmidt, 1983; Pindell *et al*, 1990; Schaaf *et al*, 1995). Otro modelo es el propuesto por Keppie y Moran-Zenteno (2005), quienes han evaluado la posibilidad de que el Bloque Chortís proceda de una posición al oeste-suroeste de su posición actual, de acuerdo con una rotación horaria basada en un polo de rotación promedio del Eoceno ubicado cerca de Santiago de Chile formando parte del bloque Amazonia.

Por otra parte, en los trabajos realizados previamente por diversos autores en el MC, el sector oriental del mismo ha sido poco estudiado en forma detallada. Un elemento clave de esta región es el área de Motozintla-El Porvenir, donde sería de gran utilidad realizar análisis geoquímicos y fechamientos a las rocas que constituyen esta zona. Como ya se mencionó con anterioridad, en el área de Motozintla, se ha reportado la presencia de rocas plutónicas cuyas edades (Misisípico-Devónico) no corresponden a los eventos magmáticos del Permo-Triásico y Jurásico comúnmente encontrados en las rocas del MC.

1.6. Objetivos

Los objetivos principales del presente trabajo se enlistan a continuación:

- Realizar una aportación de datos geocronológicos del Macizo de Chiapas para establecer la relación espacio-temporal entre las unidades que conforman esta parte del bloque Maya y terrenos adyacentes.
- Desarrollar una cartografía a semidetalle del Sector Oriental del MC en escala 1:50000
- Caracterizar petrológica, y geoquímicamente las rocas plutónicas y metamórficas que conforman el Sector Oriental del Macizo de Chiapas, estableciendo comparaciones entre estas y aquellas que conforman los sectores occidental y central del mismo.
- Complementar los modelos ya existentes y/o obtener un modelo que permita ampliar la información que se tiene acerca de la evolución del sur de México
- Establecer una comparación Maya-Chortís, especialmente en los eventos tectonomagmáticos registrados estas dos provincias.

1.7. Metodología

Durante el trabajo de campo y muestreo se colectó un total de 15 muestras de roca en el MC (Mapa 1): 2 en la parte norte (CB-50A y CB-50B), 5 en la parte central: (CMB-8 y CMB-8A, CB-51 y CB-51A, CB-59A). Hacia el sector oriental fueron recolectadas un total de 8 muestras (CB-52, CB-57, CB-57A, 1105, 1005, 705, 605 y 1305) para establecer una comparación general en la composición y edad entre las rocas que conforman el. La cartografía a semidetalle se llevó a cabo únicamente en el sector oriental donde se describió una sección en diversos puntos para verificar la fotointerpretación previa a la campaña. Dicha sección realizada se muestra en el mapa anexo 2.

La ubicación de los puntos de muestreo se muestra la Figura 1.8. La cartografía geológica a semidetalle correspondiente a las muestras obtenidas en el sector oriental se presenta en el mapa anexo 2. Dicha cartografía se realizó a escala de 1: 50 000 mediante fotointerpretación y verificación de puntos durante el trabajo de campo. Las coordenadas de los lugares de muestreo y la relación de los procedimientos realizados en cada muestra se presentan en la Tabla 2.1:

TABLA 2.1. UBICACIÓN DE PUNTOS DE MUESTREO									
Muestra	W	N	Altura	Localidad	Litología	Petro.	Geoq.	Isót. Rb-Sr y Sm-Nd	Geocr.
SECTOR OCCIDENTAL									
CB-50-A					Granito no deformado, leucocrático de grano fino	X	X	X	U-Pb
CB-50-B	430815	1781789	488	Valle San Isidro hasta final de la carretera (rancho)	Granito deformado con hbl+Bt en contacto directo con CB-50-A	X	X	X	U-Pb
SECTOR CENTRAL									
CB-51					Granito deformado, grano grueso Hbl, Bt	No	X	X	U-Pb/ Rb-Sr
CB-51-A	495181	1725149		Miramar-Venustiano Carranza (saliendo carr. Tonalá-Pijijapan)	Granito deformado de granofino Hbl, Bt, Oz, F-feld	X	X	X	U-Pb
CMB-8					Granito leucocrático	X	X	X	U-Pb
CMB-8A				Villa Flores	Granito rosa con feldespatos K+hbl	X	X	X	U-Pb
CB-59-A				Custepec	Anfibolita	X	X	X	No
SECTOR ORIENTAL									
CB-52	5627766	1679178	250	Carretera Huixtla-Motuzintla, puente en el pueblo Nuevo Tenochtitlán (río)	Diorita Hbl-Bt, Oz	X	X	X	Ar-Ar
CB-57					Granito poco deformado, grano medio con Bt, Musc	X	X	X	X
CB-57-A	576987	1724865		Puente Río Matosano	Anfibolita	X	X	X	Ar-Ar
1005					Anfibolita verde	X	X	X	U-Pb
1105					Gneiss con biotita y sillimanita	X	X	X	U-Pb
605					Granito poco deformado, verde	X	X	X	U-Pb
705					Granito leucocrático con msv+gt	X	X	X	U-Pb
1305	15°22'28"	92°19'66"	2272	Carretera Motozintla-El Porvenir (ca. Km 14)	Esquistos con metamorfismo de contacto con Bt+Musc+Sillimanita (por los granitos 0705, 1305)	X	No	No	Rb-Sr/ Ar-Ar

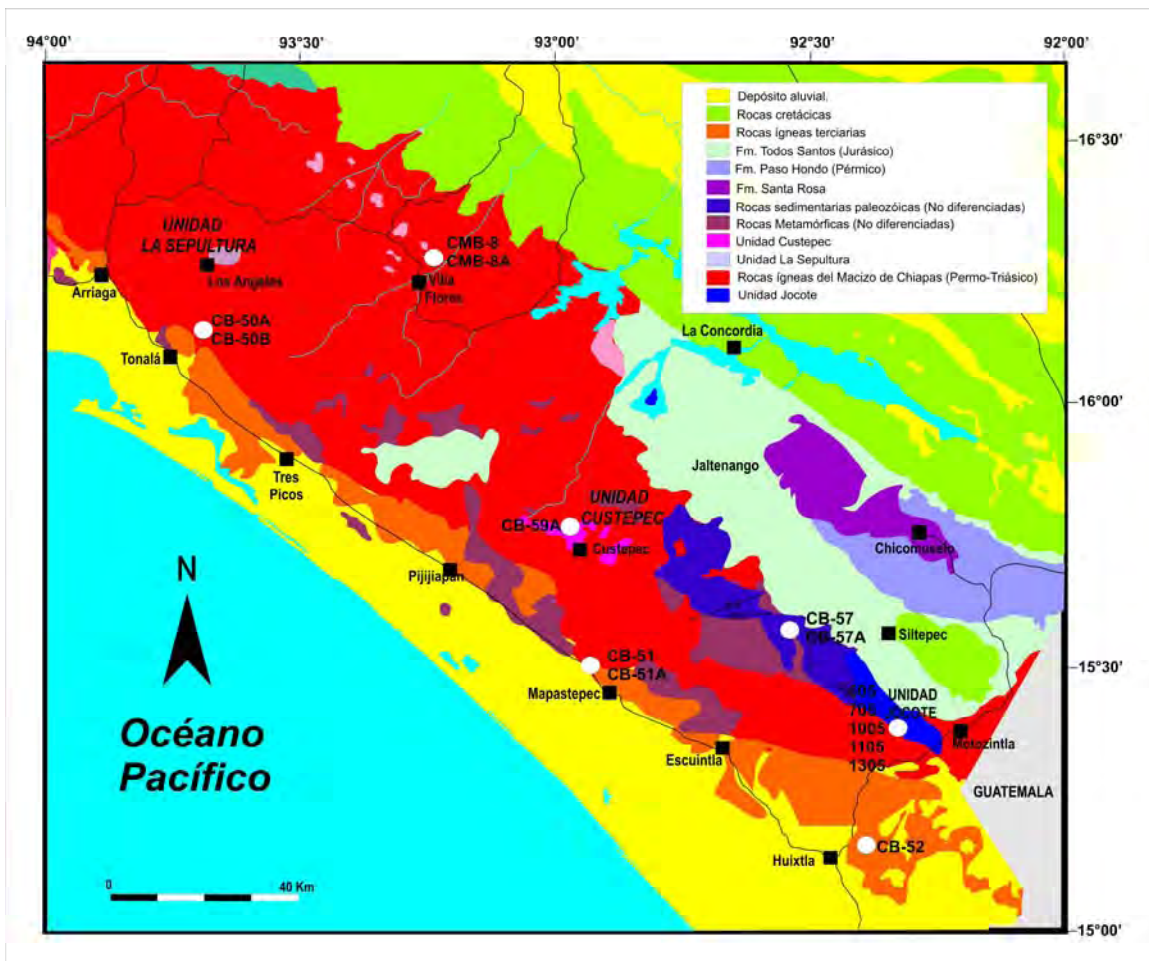


Figura 1.8. Ubicación de los puntos de muestreo.

2. MUESTREO

2.1. Sector occidental

Las muestras correspondientes a este sector (CB-50A y CB-50B, Fig. 2.1), fueron colectadas en las inmediaciones del poblado de Valle San Isidro, cerca del poblado Piedra Ancha, en donde se observan unidades graníticas de diferente textura y aspecto en contacto. La muestra CB-50A, esta corresponde a una unidad granítica con textura fanerítica de grano fino, leucocrático y no deformado, cuyas fases observables son cuarzo, plagioclasa, hornblenda, biotita y muscovita. Esta roca ha sido clasificada como granito, y está en contacto intrusivo con la muestra CB-50B, que es una diorita deformada de textura fanerítica de grano muy grueso, cuyos minerales presentan una pseudo-orientación. Las fases observables en la muestra CB-50B son cuarzo, plagioclasa, hornblendas, piroxenos y biotita.

2.2. Área central

En esta zona fueron colectadas un total de 5 muestras: dos al norte de la ciudad de Villa Flores (CMB-8 y CMB-8A). La muestra CMB-8, es un granito masivo de color gris con textura fanerítica de grano grueso, siendo posible observar cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, anfíboles y biotita. La muestra CMB-8A, también es un granito masivo de color rosa, con textura fanerítica, cuyas fases minerales observables son principalmente feldespato potásico y anfíboles, ambos con mucha alteración. Ambas muestras se encuentran en contacto pudiéndose observar algunos xenolitos de la muestra CMB-8 inmersas en la roca CMB-8A.

Las muestras CB-51 y CB-51A fueron tomadas en las inmediaciones del poblado Miramar y Venustiano Carranza saliendo de la carretera federal que comunica los poblados de Tonalá y Pijijiapan. Las muestras CB-51 y CB-51A corresponden a un afloramiento donde se expone un granito deformado de grano grueso con textura fanerítica y variación en el tamaño de los cristales presentando orientación en algunas partes. Este cuerpo de roca se compone de hornblenda, plagioclasa, cuarzo y biotita.

La muestra CB-59A fue tomada al norte del poblado de Custepec; es una anfibolita de color verde oscuro, con vetas de pirita y calcita. Las fases minerales observables en esta roca son principalmente la hornblenda y el piroxeno y ha sido clasificada como anfibolita.

2.3. Sector oriental

En esta zona fueron colectadas un total de 8 muestras: Las muestras CB-57 y CB-57A fueron tomadas en la riberia del río Matosano, sobre la carretera que comunica los poblados Pablo-Galeana-Concepción Pinada. La muestra CB-57 corresponde a una unidad de rocas graníticas con aspecto masivo, poca deformación, textura fanerítica de grano medio. Las fases minerales observables son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, y micas. Por otra parte, la muestra CB-57A pertenece a una unidad de anfibolitas foliadas con vetas rellenas de minerales de alteración. Las fases minerales observables en muestra de mano son principalmente anfíboles, clorita, epidota y pirita.

La muestra CB-52 es una diorita colectada en el pueblo Nuevo Tenochtitlán, cerca de la Carretera Federal No. 211 (Figura 2.2-A) que comunica los poblados de Huixtla y Motozintla. Esta roca pertenece a una secuencia de rocas con aspecto masivo, poca deformación y fracturamiento con orientación preferencial es N 80° E. En muestra de mano se observa una textura fanerítica de grano grueso (Figura 2.2-B), cuyas fases observables son hornblenda con alteración en bordes de algunos cristales, piroxeno, plagioclasa y algunos microlitos de cuarzo.

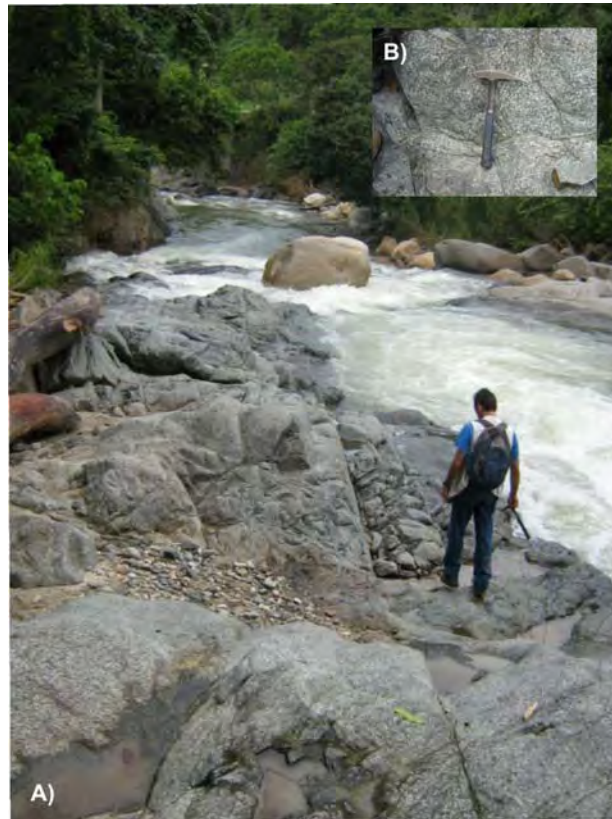


Figura 2.2: A) Afloramiento de la muestra CB-52 en las inmediaciones del poblado Nuevo Tenochtitlán, B) textura fanerítica de la roca donde se pueden observar las fases minerales en muestra de mano.

La muestra CB-59A fue tomada en las inmediaciones del poblado de Custepec y corresponde a lo que se conoce como "Unidad Custepec". Macroscópicamente, esta roca posee esquistosidad y orientación de sus componentes en algunas partes así como fracturas rellenas por vetas y alteración. Las fases minerales observables en esta roca son principalmente la hornblenda y el piroxeno.

Las muestras 1105, 1005, 705, 605 y 1305 fueron tomadas en el km. 14 de la carretera que comunica los poblados de Motozintla y El Porvenir. En este punto aflora un grupo de rocas cuyas relaciones de campo se muestran en la Figura 2.3 las características de las mismas se describen a continuación:



Figura 2.3. Afloramiento en el Km. 14 de la carretera Motozintla-El Porvenir donde se expone el contacto entre las unidades de roca del sector oriental analizadas en el presente trabajo.

En la parte central de este conjunto de rocas se expone un granito leucocrático con textura fanerítica (705), cuyos principales componentes en muestra de mano son cuarzo, plagioclasa, muscovita y granate. Esta unidad se presenta en forma masiva y se encuentra en contacto con dos unidades anfibolíticas (1005 y 605). La anfibolita 605 es una roca de color oscuro y textura gnéissica, con minerales máficos observables a simple vista tales como hornblenda, clorita y epidota. Así mismo, esta unidad posee pequeñas bandas de coloración clara donde se puede observar cuarzo y pirita. Por otra parte, la secuencia a la que pertenece la anfibolita 1005 es también una roca de coloración oscura y textura gnéissica en la que pueden observarse minerales como la hornblenda, clorita, biotita y óxidos diseminados (Figura 2.4). Hacia los lados, esta unidad se encuentra en contacto con una secuencia de rocas metasedimentarias nombradas por Weber et al. (2009) como unidad "El Jocote" (1105), las cuales están dispuestas en estratos medianos deformados y fracturados con textura gnéissica. Por otra parte, en la misma es posible observar cuarzo, muscovita, biotita y sillimanita. Los estratos de esta secuencia están afectados por metamorfismo de contacto (Figura 2.4-A y B) generado por un cuerpo granítico de aspecto leucocrático (1305). Este granito se emplaza en algunas zonas de debilidad de la unidad "El Jocote" y asimilando bloques de la misma hacia los lados (Figura 2.4-C, D y E). La textura de este granito es fanerítica y en muestra de mano se observan cuarzo, biotita, muscovita, plagioclasa, granate y algunos óxidos diseminados.

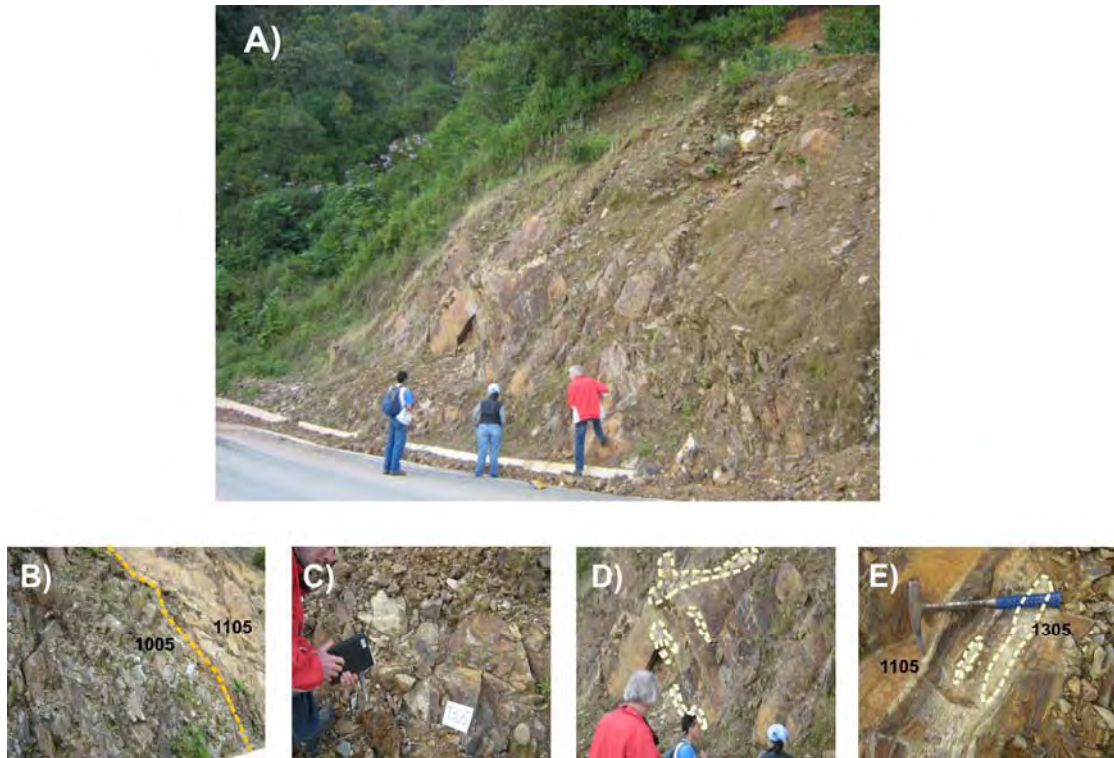


Figura 2.4. A) Afloramiento de la unidad "El Jocote" (muestra 1105) donde se observa su disposición en estratos deformados y fracturados, B) contacto entre las unidades 1005 y El Jocote; C, D y E) contacto entre la unidad "El Jocote" y el granito 1305 por intrusión de este donde pueden observarse el emplazamiento del mismo en las zonas de debilidad.

3. METODOLOGÍA ANALÍTICA

El presente capítulo resume los pasos que se llevaron a cabo durante el procesamiento de muestras para el análisis petrográfico, geoquímico y geocronológico.

Para el análisis petrográfico fueron seleccionadas muestras de mano como testigos de las cuales se elaboraron secciones delgadas para observación en el microscopio y conteo de puntos para su clasificación modal. Los trabajos de molienda y separación de minerales para geoquímica de elementos mayores y traza así como la separación de minerales pesados para geocronología fueron realizados en los talleres de molienda y separación de minerales de los Institutos de Geofísica y Geología de la UNAM.

3.1. Molienda

Dependiendo del tipo de datos que se pretende obtener, las muestras se dividen en dos grupos: muestra de roca total y concentrado mineral. Las muestras de roca total se pulverizan a un tamaño menor a 75μ (malla 200). En lo que respecta al concentrado mineral, este es el extracto de un mineral de interés, obtenido de una roca. Los concentrados minerales más comunes son de micas (biotita, muscovita), anfíboles, granates, y circón.

Para realizar determinaciones geoquímicas (elementos mayores, elementos traza, relaciones isotópicas, etc.), se llevan a cabo una serie de procedimientos que incluyen la limpieza de la roca a procesar y molienda en la etapa inicial. El descoste y fragmentación (Fig. 3.1) consiste en la eliminación de materiales alterados en la superficie de la muestra obteniendo así una porción de la roca sana con fragmentos de un tamaño adecuado (6 cm aprox.) para la trituración de la misma. En la siguiente etapa la roca es triturada con una quebradora de quijadas y luego molida con un molino de discos o de rodillos, según el análisis a realizar con la finalidad de obtener granos con tamaño menor a $75\mu\text{m}$ (malla 200). Después de la trituración, se procede a cuartear la muestra mediante un alicuotizador de acero inoxidable o en forma manual (Fig. 3.1). El cuarteo consiste en homogenizar, de tal forma que al separar una pequeña parte, esta contenga las mismas cantidades de todos los componentes originales. Después de recuperar la muestra necesaria para los análisis, debe separarse otro allicuoto que quedará como testigo.

3.2. Fluorescencia de Rayos X

Una de las técnicas empleadas para el análisis geoquímico fue la Fluorescencia de Rayos X (FRX, o XRF por sus siglas en inglés). Estos análisis fueron realizados en un equipo SIEMENS® SRS-300 en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geología de la UNAM. Este equipo consta de un espectrómetro secuencial de rayos X equipado con tubo de rodio y ventana de berilio de 125 µm para determinar el porcentaje en peso (% wt) de elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) de rocas. Para llevar a cabo el análisis es necesario seleccionar muestras de roca lo más sanas posible obteniendo un peso aproximado que varía entre 12 y 15 Kg por cada muestra para el análisis de elementos mayores mediante FRX e ICP-MS.

El análisis de elementos mayores se realiza en muestra fundida (perla). Las perlas son preparadas mezclando 1 g de muestra en polvo con 9 g de mezcla fundente Li₂B₄O₇-LiBO₂ (50:50 wt%). La mezcla es vaciada a un crisol de Pt/5%Au y calentado a ca. 1100°C en un hornillo equipado con quemadores Fisher y moldes para la preparación simultánea de 3 perlas (Fluxy Claisse). Previo al calentamiento se agregan 2 gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250g/L. La solución de LiBr actúa como agente no-mojante, favoreciendo que la perla se desprege del molde durante el proceso de enfriado.

Como complemento del análisis de elementos mayores, se requiere determinar la pérdida por calcinación (LOI), lo cual se hace calentando a 1000°C por una hora, un gramo de muestra en "base seca", en un crisol de porcelana y dejando enfriar lentamente hasta temperatura ambiente para obtener el peso calcinado. El cálculo de la LOI es como sigue:

$$(\%)LOI = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) \times 100$$

El análisis de elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th, Pb), se realiza en muestra prensada, la cual es preparada mezclando profusamente 6 g de polvo finamente molido (tamaño de partícula < 74 micras), con 0.6 g de cera-C (Hoechst) como agente aglutinante. La mezcla es prensada a 30 ton. Sosteniendo la presión durante 30 segundos. El dispositivo utilizado es una prensa Graseby/Specac y un dado con diámetro de 4 cm. El dado está equipado con un mecanismo para evacuar el gas presente, evitando así irregularidades en la superficie de las tabletas. En series de muestras, cada 10 se prepara un duplicado, con el fin de verificar que se repitan las condiciones en la preparación.

3.3. Análisis mediante ICP-MS

Para el análisis de elementos traza y elementos de tierras raras (*REE*); las muestras CB-50A, CB-50B, CB-51A, CB-52, CB-57, CB-57A, CB-59A y 705 fueron analizadas comercialmente en ACTALABS, Canadá, por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). Las muestras 605, 1005, 1105, CMB-8 y CMB-A fueron analizadas con un equipo ICP-MS Agilent 7500ce con celda de colisión perteneciente en el Centro de Geociencias Juriquilla UNAM. Este equipo tiene como principio el uso de un plasma de Argón para la ionización de los átomos para que posteriormente sean dirigidos hacia un espectrómetro de masas y donde se obtiene la abundancia de los elementos presentes en la muestra. En la parte interior del plasma se alcanzan temperaturas de hasta 10000 K, lo cual permite la ionización de todos los elementos presentes en la muestra. Cuando esto sucede, la muestra atraviesa el plasma y es conducida hacia el espectrómetro de masas.

3.4. Metodología analítica para fechamiento de rocas

3.4.1. Separación de minerales

La separación de minerales se lleva a cabo, aprovechando algunas de sus propiedades físicas como la forma cristalina, densidad y susceptibilidad magnética. Para esto, son empleados con equipos mecánicos que facilitan la separación. Las etapas de este procedimiento se resumen a continuación:

- Cribado

El cribado consiste en tamizar la muestra en diferentes tamaños de partícula. Para esto se utilizan las mallas de número 20, 40, 50, 60, 80, 100 y 120. El cribado sigue una metodología particular la cual dependerá del tipo de mineral que se quiere concentrar. Por ejemplo, en la concentración de minerales relativamente abundantes (micas, feldespatos, granates, anfíboles, piroxenos) y de tamaños grandes se utilizan las cribas de mallas 60, 80 y 100. Si se quieren obtener concentrados de minerales pesados (zircón, monacitas o esfenas), poco abundantes y de tamaños pequeño, se utilizan las mallas 120, 150 y 200 (Macías-Romo, 2003).

- Separación por gravedad

Para esta etapa se emplea una Mesa vibradora (Mesa Wifley, Fig. 3.1), montada sobre un vibrador variable, con la característica de abatir su ángulo frontal. La frecuencia de la vibración

es variable y se controla por medio de un reóstato. Esta mesa sirve para separar minerales de hábito prismático de los tabulares (ej: feldspatos y cuarzos se separan fácilmente de biotita, muscovita, etc.). Esta separación primaria depura el mineral deseado en un 50%. Las fracciones granulométricas para trabajar en estas mesas son las obtenidas de las cribas con mallas 60-80 y 80-100.

- Separación magnética

Para esta separación se emplea un Separador magnético Isodinámico tipo Frantz[®] el cual, gracias a sus características permite intervenir en el desarrollo de las separaciones mediante el aumento progresivo de la intensidad de corriente produciendo campos magnéticos de fuerza uniformemente variable; también permite separar los minerales con susceptibilidad magnética idéntica pero diferente densidad (Fig. 3.1)

- Separación por densidad

La separación por densidad es realizada sumergiendo la muestra en un líquido cuyo valor de la densidad se conoce permitiendo que los minerales más densos se hundan y se concentren en el fondo del líquido; y que los minerales más ligeros floten en la superficie (Fig. 3.1).

- Separación manual

Una vez que se obtienen los concentrados de minerales pesados, inicia la etapa final de la separación con la selección manual de cristales. Para llevar a cabo esto es empleado un microscopio estereográfico y una cerda fina que puede ser una aguja metálica o plástica para separar y seleccionar los cristales en forma individual poniendo un poco del concentrado final sobre un vidrio donde preferentemente es distribuido en forma alargada de tal forma que los cristales se puedan ir separando en dirección opuesta a aquellos que no son de interés (Mácias-Romo, 2003).

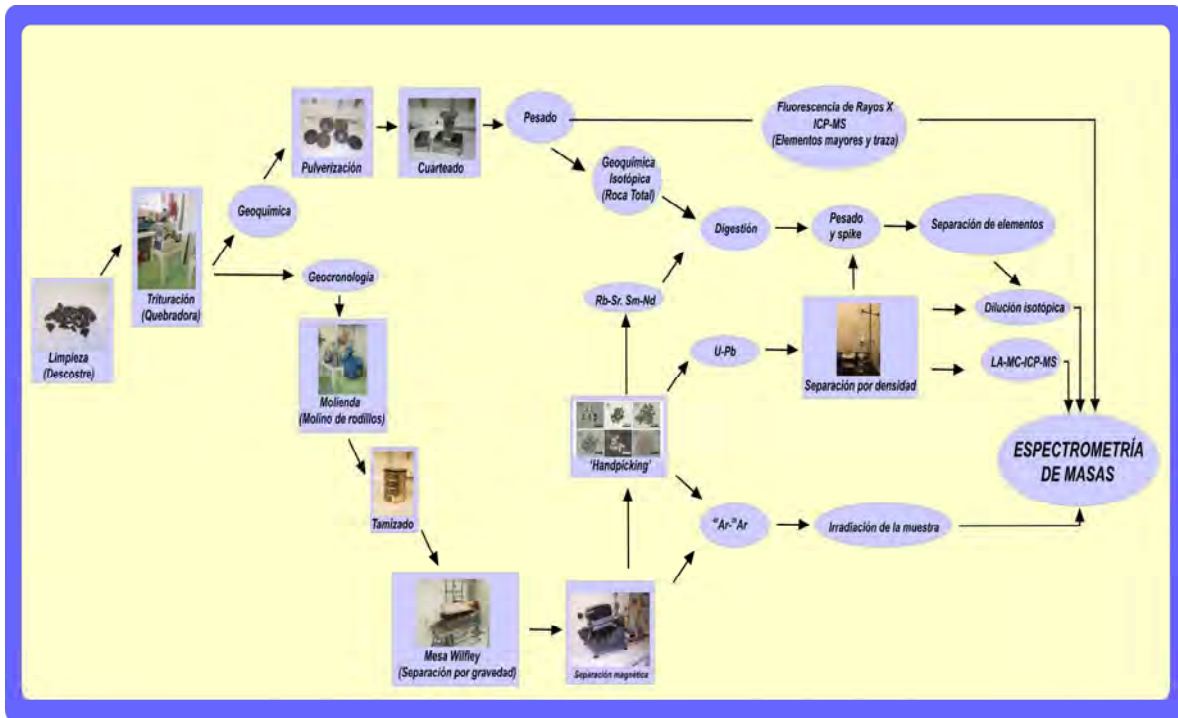


Figura 3.1. Procedimientos realizados para la separación de minerales empleados para fechamientos y análisis geoquímicos.

3.4.2. Metodología analítica para isotopía mediante Rb-Sr y Sm-Nd

Preparación química de las muestras

La finalidad de esta etapa es obtener concentrados de los elementos. En este caso son el Rb, Sr, Sm y Nd para la medición de sus relaciones isotópicas. Los pasos a seguir se mencionan de forma resumida a continuación:

- Pesado y Spike

Las muestras de roca entera o minerales se colocan en bombas de digestión de 15 ml y se pesan en una balanza analítica de 5 dígitos. Primero se pesa la bomba con tapa, se añade la muestra y se vuelve a pesar la bomba tapada. El peso de las muestras varía entre 100 y 200 mg dependiendo de la concentración de elementos previamente establecida mediante la FRX y/o ICP-MS. Después de obtener el peso de todas las muestras de roca total, de biotita, muscovita y de granates, se les añade un *Spike* combinado de Sr-Sm-Nd, en cantidades de acuerdo a los cálculos efectuados dependiendo de su concentración de Nd. A las muestras de biotita se les añade el mismo *Spike*, pero en función de su concentración de Sr. El pesado del *Spike* se realiza también mediante diferencias de peso, pesando la botella antes y después de haber añadido el *Spike* a la muestra. La bomba de digestión con la muestra también se pesa antes y después de

añadir el Spike. Las dos diferencias deben ser revisadas en el momento de pesar para verificar que coincidan. Generalmente, las muestras se preparan en series de 12, añadiendo un estándar de roca (interno o internacional), y un blanco o una muestra doble. El registro de estos pesos debe ser claro para posteriormente realizar los cálculos de concentraciones de Sr, Sm y Nd en caso de requerirse (muestras para dilución isotópica, ID)

- Digestión

Para la digestión de las muestras, los reactivos empleados son HCl, HNO₃, HF y HClO₄ que deben ser de calidad ultrapura. El agua usada debe ser siempre producida de forma continua por el laboratorio destilándose 1 y 3 veces o desionizándose produciendo agua de calidad MR y MQ. Una vez pesadas las muestras (con o sin Spike) se les agrega de 5 a 7 ml de HF al 40%. Se tapan y dejan en cajas de aire puro calentándose ligeramente (80-90°C) de manera constante durante 2 a 3 días hasta disolver toda la muestra. Se destapan y se dejan evaporar, dejando escapar al sílice en forma de SiF₄, quedando una pasta compuesta por fluoruros. En el caso de los granates, estos deberán ser limpiados previamente en una charola de teflón con agua regia (HNO₃+HCl 3N; 1:2), se enjuagan con agua MQ y se secan en una parrilla. Para eliminar el F se humedecen las muestras con 1 gota HClO₄ al 70% y 3 gotas de agua MQ dejándose evaporar dentro de las cajas de digestión a la misma temperatura hasta que se seca la muestra dejando un residuo compuesto de cloratos. El uso del HClO₄ permite la liberación de compuestos orgánicos que puedan contener las muestras. Al mismo tiempo, son agregados entre 5 y 7 ml de HCl 6N, dejándose reposar 1 a 2 horas. Se calienta la solución hasta lograr la evaporación total dejando un residuo compuesto por cloruros. Al residuo se le agregan 15 ml de HCl 2N dejándose reposar y calentando muy ligeramente hasta que todo quede en solución. La muestra se diluye en 35 a 45 ml de HCl 2N con la finalidad de tener una cantidad suficiente para hacer una división de material para la separación de Sr, Sm y Nd y para la obtención de Rb (Split de Rb). Una vez separada la fracción a utilizarse para las determinaciones de Rb, se evaporan las muestras bajo la luz infrarroja hasta dejar un residuo totalmente seco.

- Split de Rubidio

De acuerdo con concentración estimada de Rb de la muestra, se realiza una separación de la solución ya digerida. Generalmente entre el 5 y 20% de la solución son suficientes para el split de Rb, cuyo análisis se hace de manera separada y agregando un sipike distinto al resto de las soluciones. Para obtener la alícuota de Rb se pesan los vasos de 50 ml con la solución y se vierte una cantidad a otros vasos de 10 ml. Se les agrega una cantidad de Spike de Rb

necesaria de acuerdo en función del peso de la muestra. Las soluciones se pueden secar bajo luz infrarroja quedando listas para la separación de elementos.

- Separación de elementos

La separación de elementos es un paso importante en la preparación química de las muestras. En principio, la presencia de calcio durante las mediciones de Sr y de Rb hace que la intensidad registrada de la señal se vea reducida, por lo que es recomendable que las muestras contengan poco o nada de calcio. Por otra parte, el isótopo de ^{87}Rb interfiere con la señal del ^{87}Sr y como consecuencia las proporciones isotópicas medidas de Sr deben llevar una corrección por interferencia del Rb. Durante la separación de elementos, se procura mantener el contenido de Rb al mínimo.

La separación de elementos se realiza en dos etapas: en la primera se separan el Sr y los REE, mientras que durante la segunda se separan el Sm y el Nd. Las muestras de Rb se manejan de manera independiente. La separación se lleva a cabo en columnas de intercambio iónico. Las columnas usadas para la separación de Rb, Sr y REE son de vidrio de cuarzo, de 17.5 cm de alto, con un radio interior de 0.9 cm y 16 cm de altura de relleno de resina catiónica DOWEX 50WX12 (mesh 200-400). La separación de los elementos se logra a partir de una combinación de volumen, tipo y normalidad del ácido empleado. El comportamiento de las columnas es reproducible por lo que la separación se realiza como se resume:

Preparación de muestras: Disolución de la muestra en 1.5 ml HCl 2N y centrifugar 30 min

Preparación de columnas: Acondicionar la resina con 30 ml HCl 2N

Extraer la muestra con una pipeta fina, colocar directo a la resina y dejar asentar

Pipetear 4 veces con 1 ml HCl 2N y dejar asentar cada vez

Agregar 16 ml de HCl 2N y dejar pasar totalmente

Separación de Sr y REE: Agregar 160 ml de HCl 2N

Agregar 10 ml de HCl 6N

Agregar 15 ml de HCl 6N y recuperar la solución con Sr

Agregar 10 ml de HCl 6N

Agregar 30-40 ml de HCl-6N dependiendo de la concentración de REE

Para la separación de Rb se utilizan las mismas columnas de intercambio iónico y se sigue el mismo procedimiento para la preparación de muestras y columnas. Para la separación se tiene:

Separación (Rb): Agregar 63 ml de HCl 2N
 Agregar 10 ml de HCl 2N y recuperar la solución con Rb

Limpieza de columnas: Agregar 220 ml HCl ~ 6N

Las soluciones recuperadas con los respectivos elementos se ponen bajo luz infrarroja para su secado hasta que puedan vertirse en vasos de teflón de 2 ml llevándose a la sequedad total. De esta manera, las muestras de Rb y Sr quedan listas para cargar sobre los filamentos del espectrómetro de masas. La solución que contiene las tierras raras pasa por otro proceso de separación realizado también en columnas de intercambio iónico, pero de dimensiones menores: un radio interior de 0.4 cm y 7 cm de altura del relleno (resina). La preparación de las muestras, las columnas y su limpieza es similar para todas, sin embargo, los volúmenes para separación de Sm y Nd son individuales para cada muestra y deben consultarse en las hojas de trabajo de laboratorio. Por tanto, la separación de Nd y Sm se resume a continuación:

Preparación de muestras: Disolución de la muestra en 200 µl de HCl 18N

Preparación de columnas: Acondicionar la resina agregando de 6-7 ml HCl 0.18N
 Sacar la muestra con una pipeta fina, colocar directo a la resina y
 dejar asentar
 Pipetear 4 veces 200 µl de HCl 0.18N y dejar asentar cada vez

Separación (Nd, Sm): Agregar 5-12 ml de HCl 0.18N
 Agregar 3-5 ml de HCl 0.18N y recuperar la solución con Nd
 Agregar 2-4 ml de HCl 0.4N
 Agregar 2-3 ml de HCl 0.4N y recuperar la solución con Sm

Limpieza de columnas: Agregar 10 ml de HCl ~ 6N

Las soluciones recuperadas con los respectivos elementos se ponen a secar bajo luz infrarroja hasta poderse verter en vasos de 2 teflón de ml llevándose a la sequedad total. De esta manera las muestras de Sm y Nd quedan listas para cargar sobre los filamentos del espectrómetro de masas.

3.4.3. Metodología analítica para fechamientos mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Para la determinación de edades mediante este sistema, fue necesario obtener concentrados de muscovita, biotita y hornblenda empleando las técnicas de separación descritas con anterioridad. La muestra 1305 fue analizada en el Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación y Estudios Superiores de Ensenada (CICESE). Los procedimientos analíticos en el mismo se explican a continuación:

Una vez que se obtuvo el concentrado de minerales de biotita y muscovita, estos fueron irradiados en un reactor de Uranio en la Universidad de McMaster. Posteriormente las muestras fueron colocadas en una charola (Figura 3.2-A) e irradiadas en paquetes con un láser. Cada paquete incluye una fracción de biotita (LP-6) empleado como monitor y uno de sanidino (CATAV 7-4) empleado también como estándar internacional. La columna de extracción de Ar consta de un horno de tántalo conectado al espectrómetro de masas. Para separar el argón, los gases liberados durante la irradiación pasan a través de una trampa de nitrógeno líquido que tiene una esponja de titanio a 600°C y dos *ion getters* tipo SAES® y SORB-AC®. La medición de blancos se realizó en forma rutinaria antes de la medición de cada muestra. El argón atmosférico fue analizado al final de cada día para la discriminación de los efectos de masa en el espectrómetro. Los isótopos de argón fueron corregidos para el decaimiento radioactivo de ^{37}Ar a ^{39}Ar . Las correcciones por reacciones de interferencia de los isótopos de K y Ca recomendadas por Steiner y Jägger (1977). La irradiación de los monitores fue realizada en un solo paso a 1500°C , en tanto que las muestras fueron calentadas por pasos a temperaturas entre 500 y 700°C . Los procedimientos detallados de dichos análisis se describen en Ferrari et al. (2002). La medición de muscovita y biotita se llevó a cabo en dos tipos de espectrómetros: la muscovita fue analizada en un espectrómetro de masas tipo VG-5400 (Figura 3.2-B) y la biotita en un MS-10 (Figura 3.2-C).

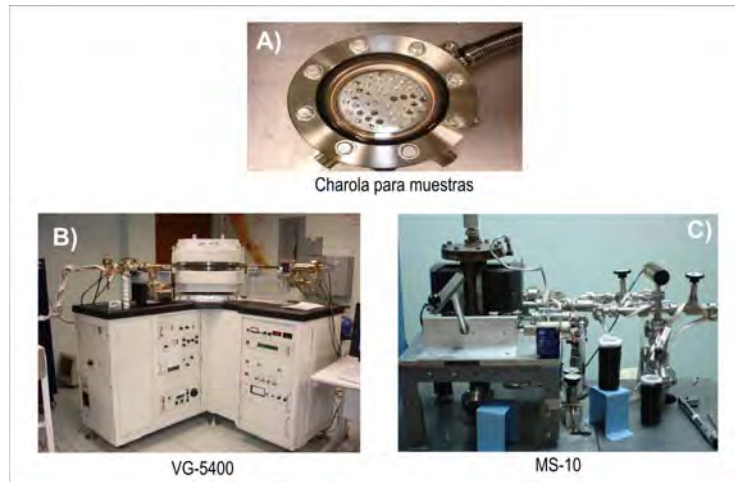


Figura 3.2. A) Charola para muestras bajo análisis, B) espectrómetro de masas VG-5400 y C) Espectrómetro de masas MS-10.

Por otra parte, se obtuvieron concentrados de cristales de hornblenda de las muestras CB-52 y CB-57A, los cuales fueron analizados en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Alaska, Fairbanks. Los procedimientos analíticos se describen a continuación:

Una vez que los concentrados fueron separados y limpiados, estos fueron envueltos en láminas de aluminio de 2.5 cm de diámetro por 6 de largo. Al mismo tiempo fue envuelto un mineral de referencia denominado MMhb-1, cuya edad conocida es de 513.9 Ma. Este mineral fue utilizado para vigilar el flujo de neutrones y calcular el parámetro de irradiación (J). Tanto las muestras como el MMhb-1 fueron cargadas e irradiadas en la posición 5c de un reactor con uranio enriquecido en la Universidad de Mc Master, Ontario, Canadá con una tasa de 20 MW-hrs. Después de su irradiación, tanto las muestras como el MMhb-1 se cargaron en rejillas de cobre de 2 mm de diámetro montadas debajo de una columna con extractor de ultra-alto vacío. Una vez que las muestras fueron cargadas, estas se calentaron progresivamente y fusionadas mediante la incidencia de un rayo láser iónico de Argón de 6 watts siguiendo la técnica descrita por York et al. (1981), Layer et al. (1987) y Layer (2000). Finalmente, las muestras fueron fusionadas. Para la purificación del argón se empleó una trampa de enfriamiento con nitrógeno líquido y un *ion-getter* SAES de Zr-Al a 400°C.

Las muestras fueron analizadas con un espectrómetro de masas VG-3600 (Figura 3.3). Los isótopos de argón fueron corregidos y se realizó la discriminación de masas para el blanco, así como el calcio, potasio y las reacciones de interferencia de cloruros siguiendo los procedimientos resumidos por McDougall y Harrison (1999). Los valores del blanco fueron de 2×10^{-16} mol ^{40}Ar y

2×10^{-18} mol ^{36}Ar . La discriminación de masas fue verificada con la corrida de dos calibraciones de disparo al aire y con una muestra de vidrio cuya edad es de cero. Las edades indicadas en las Tablas 5.10 y 5.11 poseen valores de $\pm 1\sigma$ y fueron calculadas empleando las constantes de decaimiento de Steiger y Jaeger (1977). La edad integrada es la edad revelada por la medición del gas medido y su equivalente a una edad de K-Ar. El espectro proporciona una edad de meseta si tres o más fracciones de gas consecutivas representan al menos el 50% del gas liberado y se encuentran dentro de los valores de la desviación estándar (valor del cuadrado de la desviación menor a ~ 2.7).

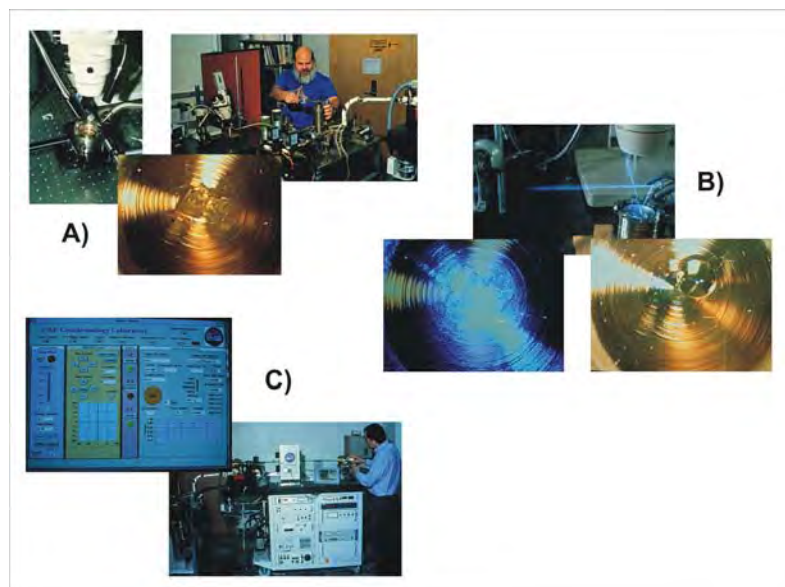


Figura 3.3. Procedimientos analíticos realizados para A) montaje de la muestra, B) calentamiento por pasos de cristales, aspecto antes y después de la irradiación con láser y C) medición de relaciones isotópicas para datación isotópica mediante el sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ desarrollado en la Universidad de Alaska, Fairbanks.

3.4.4. Metodología analítica para fechamientos mediante U-Pb

3.4.4.1. Dilución Isotópica (ID-TIMS)

El análisis por dilución isotópica (Faure, 1977) es utilizado para la determinación cuantitativa y extremadamente precisa ($< \pm 1\%$) de cantidades muy pequeñas (hasta submicrogramos) de elementos individuales en sólidos, líquidos o sustancias gaseosas. Este método es la técnica de datación más común utilizada para la determinación de abundancias de isótopos de uranio y plomo en minerales accesorios por lo general, es combinada con un TIMS (*Thermal Ionisation Mass Spectrometry*). En la técnica de dilución isotópica, se utilizan tanto los isótopos estables como los radiactivos.

Para la geoquímica isotópica mediante U-Pb debe llevarse a cabo en un laboratorio de química ultrapura que cuente con cuartos al vacío, filtros especiales para mantener el aire con cierta pureza y particularmente para el U-Pb son necesarias campanas de flujo laminar. Durante esta etapa son utilizadas soluciones químicas tales como HCl, HNO₃, HF, HBr y H₃PO₄ que deben ser de calidad ultrapura o de grado analítico. El agua utilizada para este proceso debe ser recién producida en el laboratorio destilándose 3 veces o desionizándola (MQ).

Preparación química de las muestras

Para el análisis isotópico mediante U-Pb se requieren poblaciones (mínimo 5) distintas de circones considerando morfologías bien definidas, siendo los cristales seleccionados enteros, limpios y sin fracturamiento. Una vez que se tienen las diferentes poblaciones de circones, los cristales son pesados y limpiados.

- Pesado

Cada población es colocada en pequeñas charolas de aluminio de aproximadamente 0.025 g y pesada en una balanza analítica. La cantidad necesaria es de ~10 µg para circones que tengan una edad aproximada de 300 Ma, en tanto que para rocas más jóvenes se requiere un cantidad mayor. Al igual que las muestras para Rb-Sr y Sm-Nd, es necesario pesar primero la microcápsula tapada utilizando una balanza de 5 dígitos, obteniendo la diferencia de pesos. En este método, el Spike es añadido posterior al pesado para realizar la digestión, ya que con estas muestras será necesario realizar un splits que servirá para calcular las concentraciones de U y Pb, mientras que la otra parte de la muestra será utilizada para obtener las proporciones isotópicas de Pb.

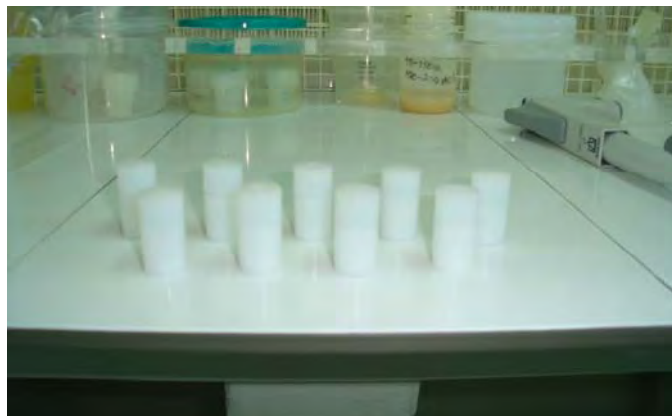


Figura 3.4. Microcápsulas de teflón para la limpieza y pesado de circones y *spike*, respectivamente.

- Digestión y Spike

Una vez que las muestras hayan sido pesadas, estas son calentadas durante un lapso de 15 minutos a 90°C y se les agregan unas gotas de agua MQ. Posteriormente, el líquido es pipeteado hacia fuera dejando siempre una gota en el fondo de tal manera que los circones permanezcan en el fondo. Este procedimiento es repetido tres veces para después añadir unas gotas de HNO₃ 3N y se vuelve a pipetear el ácido repitiendo el proceso por segunda vez; después, es agregado HNO₃ 16N

El *Spike* será agregado a la microcápsula antes de la digestión. El *Spike* utilizado es ²⁰⁵Pb (dilución isotópica), a este se agregará después del HNO₃ 16N teniendo un control del peso agregado para posteriormente añadir HF. La microcápsula es colocada dentro de un '*liner*' con tapa añadiendo aproximadamente 1 ml de HF (para conservar la presión interna durante su calentamiento posterior (Fig. 3.5-A). Este vaso se introduce dentro de un '*steel metal jacket*' también conocida como Bomba Parr (Fig. 3.5-B), la cual se introduce en un horno para calentarse a 220°C durante al menos 5 días. Después del tiempo transcurrido, las Bombas de Parr son retiradas del horno y se dejan enfriar para ser desmanteladas y enjuagadas con agua MQ. Posteriormente los '*liners*' son destapados y con ayuda de unas pinzas se extraen las microcápsulas con los circones ya digeridos bajo una campana de extracción con la finalidad de evitar aspirar o ingerir el ácido que se encuentra en el interior de las mismas. Las microcápsulas son destapadas y la solución que contienen se deja evaporar dentro de una campana de digestión durante 12-24 horas a 90°C.



A)



B)

Figura 3.5. A) *Liners* de teflón, B) *Steel metal jacket*, ambos empleados para la digestión de circones con HF a alta temperatura.

- Separación de elementos

La separación de Pb para el método de Pb común se utilizan columnas de intercambio iónico de 3 cm de alto, un radio interior de 2 mm y 300 µl de relleno de resina aniónica DOWEX AG1-X8 (mesh 100-200) desechable. La separación de los elementos se logra a partir de una combinación de volumen, tipo y normalidad de ácido usado, que a su vez es el resultado de repetidas calibraciones de las columnas. En forma resumida, la separación es como se describe a continuación:

Preparación de muestras: Disolución de la muestra en 1.5 ml de HBr 1N y centrifugar 30 min.

Preparación de columnas: Añadir 325 µl de resina con una pipeta y dejar asentar

Limpiar la resina con 1 volumen de columna (CV) de agua MQ

Limpiar la resina con ½ CV de HNO₃ 8N

Repetir alternadamente 1 CV H₂O Macon ½ CV de HCl 6N, 3 veces terminando con H₂O MQ dejando pasar todo el volumen cada vez

Añadir ½ CV de HBr 1N para acondicionar la columna

Sacar la muestra con una pipeta y colocar directo a la resina

Añadir 300 µl de HBr 1N

Añadir 2 veces 600 µl de HBr 1N y dejar asentar cada vez

Agregar 300 µl de HCl 2N y dejar pasar totalmente

Separación (Pb): Colectar con 1.5 ml de HCl 6N

Limpieza de columnas: Se vacía la resina con ayuda de agua MQ y se ponen a remojar en Ácido nítrico 8N.

Para la separación de U y Pb se utilizan también columnas de intercambio iónico de teflón con resina aniónica DOWEX AG1-X8 (mesh 100-200) desechable pero de dimensiones ligeramente diferentes a las de Pb común (la columna es más alargada y más delgada). Se utilizan dos columnas por muestra, para separar Pb natural (muestra CR), y la otra para separar Pb y U (muestra ID). Para la separación se tiene:

Preparación de muestras: Disolución de la muestra en 300 µl HCl 3N

Preparación de columnas: Añadir 300 µl de resina con una pipeta y dejar asentar

Limpiar la resina con 1 volumen de columna (CV) de agua MQ

Limpiar la resina con ½ de de HNO₃ 8N

Repetir alternadamente 1 CV H₂O MQ con ½ CV H₂O HCl 6N, 3 veces, terminando con H₂O MQ dejando pasar todo el volumen cada vez

Añadir ½ CV HCl 3N para acondicionar la columna

Extraer la columna de la cápsula de digestión con una pipeta y colocar directo a la resina

Añadir 3 veces una gota de HCl 3N y dejar asentar cada vez

Añadir 2 veces 3 gotas de HCL 3N y dejar asentar cada vez

Separación (U, solo ID): Colectar con 1.5 ml de H₂O MQ

Limpieza de columnas: Se vacía la resina con ayuda de agua MQ y se ponen a remojar en ácido nítrico 8N

Las soluciones se recuperan en los mismos viales y microcápsulas de teflón usados para la digestión limpiados previamente con ácidos y agua MQ calientes. Se ponen a secar dentro de una campana de digestión añadiendo una gota de 0.1 H₃PO₄ antes de llegar a la sequedad total. De esta manera, las muestras quedan listas para ser cargadas sobre los filamentos del espectrómetro de masas.

3.4.4.2. Laser Ablation Multicolector ICP-MS

Preparación de las muestras

Las muestras son montadas en resina epoxy y fuertemente presionadas hasta obtener un espesor aproximado de 1 pulgada y pulidas hasta que el núcleo de los cristales es expuesto en la superficie (Fig. 3.8).

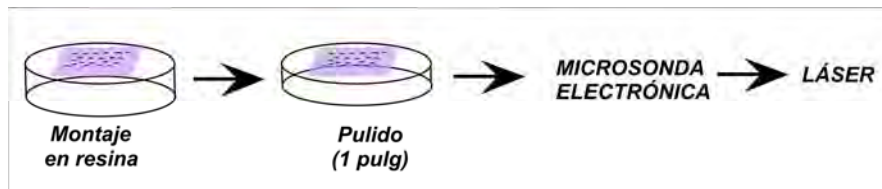


Figura 3.8. Representación esquemática de la preparación de muestras para análisis mediante LA-ICP-MS

Procedimientos analíticos

Circones de las muestras 605, 705 y 1105 fueron analizadas mediante el sistema U-Pb con la técnica analítica *Laser Ablation Multicolector ICP-MS* (por sus siglas en inglés LA-MC-ICP-MS) en el *Arizona Laser Chron Center* (ALC) de la Universidad de Arizona. El LA-MC-ICP-MS es una técnica micro analítica para la determinación de elementos traza en materiales sólidos cuya aplicación ha ido incrementándose en diversos campos tales como la geoquímica, ciencias de materiales, estudios ambientales y medicina forense. La técnica LA-MS-ICP-MS combina la escala micrométrica de una sonda láser con la velocidad y sensibilidad multielemental del ICP-

MS alcanzando altas resoluciones que pueden compararse con otras microtécnicas como la microsonda.

3.4.5. Espectrometría de masas

3.4.5.1. ID-TIMS (Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry)

Una vez que se han separado elementos, se procede a la determinación de relaciones isotópicas. Las mediciones de las muestras bajo estudio se llevaron a cabo en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) empleando un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica FINNIGAN MAT 262 (Fig. 3.6) equipado con 8 colectores de Faraday y un contador de iones.



Figura 3.6. Espectrómetro de masas FINNIGAN MAT 262.

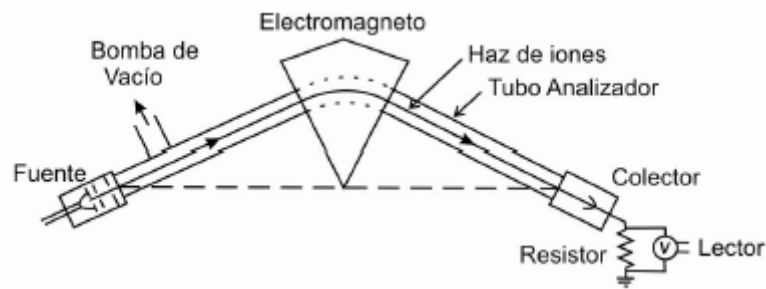
Los componentes del espectrómetro de masas se enlistan a continuación (Fig. 3.7):

- Fuente iónica: está compuesta de un magazín con 13 posiciones donde se carga la muestra con HCl 2N en un filamento de Renio. Para la medición de Sr, Sm, y Sm son empleados dos filamentos: uno para la evaporación de la muestra y otro para la ionización. En el caso del análisis de U-Pb solo se utiliza uno. La fuente iónica es un dispositivo primario compuesto de una cámara de alto vacío donde se coloca el filamento de evaporación para ionizar el elemento térmicamente elevando la temperatura hasta 1500°C (dependiendo del elemento a analizar. Esto se logra al hacer pasar una corriente eléctrica a través del filamento. Posteriormente los iones son acelerados aplicándoles un campo eléctrico de alto voltaje (10 kV), lo que provoca que se colmen

formando un haz iónico que es enfocado al pasar por un sistema de lentes para después entrar al tubo de vuelo. Todo lo anterior se procesa en un alto vacío de 10^{-7} y 10^{-8} mbar.

- Electroimán: el tubo de vuelo pasa por un electroimán en un ángulo de 90° , donde los iones son desviados en trayectorias circulares con radios que son proporcionales a las masas de los isótopos.
- Colectores de Faraday: el espectrómetro consta de 8 colectores, de los cuales seis son ajustables e independientes uno de otro pudiéndose mover para recibir las distintas dispersiones de masa de los distintos elementos.

Además es empleado un software de estadística aplicada para la conversión de datos en crudo el cual está integrado al espectrómetro. En el caso del Sr, Sm y Nd la composición isotópica (CR) y la dilución isotópica (ID) se miden por separado.



3.7. Esquema generalizado de un espectrómetro de masas por medio de un colector de Faraday, modificado de Faure & Meansing, 2005.

3.4.5.2. Laser Ablation Multicolector ICP-MS

El LA-MC-ICP-MS es un dispositivo que trabaja con un módulo de *laser ablation* conectado a un ICP-MS donde la muestra es introducida en diversas formas. Adicionalmente, este dispositivo cuenta con varios colectores de Faraday que permiten la medición simultánea de ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U y ^{232}Th , más cuatro contadores de iones de los cuales uno se utiliza para medir ^{204}Pb . Un pulso de rayo láser es empleado para la ablación de una pequeña cantidad del material que constituye la muestra, el cual es transportado mediante una corriente de Helio hacia la fuente de un plasma de Argón. El rayo láser actúa como un "cincel" de luz que interactúa con la muestra sólida mediante un proceso físico (ablación) que genera partículas sólidas muy finas y formando un cráter de ablación diminuto en la muestra. Por otra parte, se realiza la catodoluminiscencia

de los cristales en la mayor parte de los casos ya que con las imágenes obtenidas es posible enfocar el rayo láser en porciones específicas del cristal, las cuales permiten la interpretación de resultados sobre su origen.

Como la luz del láser concentrado libera energía cuando es enfocado, la instrumentación para *laser ablation* requiere un sistema óptico preciso constituido por lentes, prismas y espejos que conducen y enfocan el rayo láser sobre la muestra. Algunos de los componentes de este sistema óptico pueden ser transparentes o reflectivos solo para que la longitud de onda sea de exactamente 266 nm, favoreciendo de este modo la 'limpieza' del rayo láser que puede incluir un limitado rango de diferentes longitudes de onda. El sistema óptico puede incluir también un sistema de aperturas de diferentes diámetros que pueden ser usados para variar y controlar el diámetro del láser. La ablación del cristal (LA) se realiza con un rayo láser cuyo diámetro varía entre 35 y 25 μm con el cual puede obtenerse un *set* de datos con una tasa de frecuencia de 8 Hz con un flujo de $\sim 4 \text{ J/cm}^2$, el cual ablasiona a una tasa de $\sim 1 \mu\text{m/s}$ y produce un cráter de ablación de $\sim 12 \mu\text{m}$, que genera una señal de $\sim 10,000 \text{ cps}$ por ppm de U en un círculo. El material ablasionado es removido de la cámara de ablación y transportado con gas He, mezclado con Ar y llevado al ICP-MS (Gehrels et al., 2008)

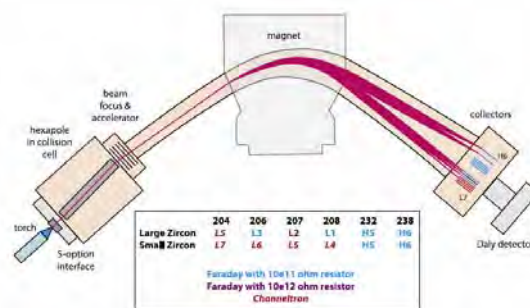


Figura 3.9. Esquema de la microsonda GV empleada en el ALC para la medición de relaciones isotópicas (Tomado de Gehrels et al, 2008).

La ablación en una muestra sólida atraviesa por diferentes estados en los cuales los diferentes productos vaporizados son eyectados. El estado inicial es una excitación de electrones dentro del sólido acompañada de la eyección de electrones en la superficie de la muestra debido a la emisión fotoeléctrica y termoeléctrica. Durante este tiempo, la energía de los electrones en el volumen del sólido transfiere energía a la red de su estructura atómica mediante una variedad de mecanismos de esparcimiento, es entonces cuando el punto de la muestra que es expuesto al láser, comienza a evaporarse y a fusionarse seguido de la ionización y la formación de una columna de plasma constituida por los componentes de la muestra. Al expandirse la

columna interactúa con el gas argón formando una onda expansiva y acondicionando el gas para ionizarlo. La gran presión que ejerce el gas expandido ejerce una fuerza sobre el punto seleccionado y puede producir fluidización de la muestra por efecto retrógrado de esta fuerza sobre la muestra y puede producir partículas de gran tamaño (varios micrómetros). La eficiencia en el transporte hacia el ICP-MS para partículas con diámetro pequeño ($<5\mu\text{m}$) es baja debido a que estas tienden a perderse por difusión. Para partículas grandes ($>3\mu\text{m}$) esta eficiencia resulta también muy baja debido a que son seleccionadas por gravedad. Solo las partículas con diámetros intermedios son transportadas hacia el ICP-MS con una eficiencia aproximada del 80%.

Aunque el cráter originado por la ablación puede ser muy pequeño, este es de gran utilidad para el análisis cuantitativo y los resultados obtenidos son completamente dependientes de la sensibilidad del instrumento ICP-MS para los elementos de interés. Si el cráter de ablación es muy pequeño, la muestra introducida en el plasma producirá un señal menor durante el análisis.

Parámetros de operación

Durante el análisis mediante esta microtécnica, es necesario tener control sobre diversos parámetros. La combinación particular de éstos puede ser adecuada para diversas aplicaciones. Estos parámetros se enlistan a continuación:

- Energía del láser por pulso
- Tasa de repetición de pulsos (ej: 1, 2, 4, 5, 10 o 20 Hz) o pulsos por segundo.
- Número de pulsos (o disparos) del láser dados en sucesión

En las mediciones realizadas, el fraccionamiento entre los diferentes elementos fue monitoreada mediante el análisis de un estándar interno que tiene una edad de 564 ± 4 Ma (2σ) obtenida mediante ID-TIMS (Gehrels et al., en prensa). Este estándar fue analizado una vez por cada cinco granos de circón. Las concentraciones de uranio y torio fueron monitoreadas mediante el análisis de un estándar (NIST 610 Glass) con ~ 500 ppm de Th y U.

4. PETROGRAFÍA

El análisis petrográfico se llevó a cabo mediante la descripción de secciones delgadas bajo el microscopio. Posteriormente se llevó a cabo un análisis estadístico realizando el conteo de 1000 puntos por muestra para su clasificación modal con diagramas triangulares. La nomenclatura empleada y abreviación de las fases minerales presentes se desgloza a continuación: Oz: Cuarzo, Plg: Plagioclasa, Feld-K: Feldespato potásico, Hornblenda: Hbl, Piroxeno: Px, Biotita: Bt, Muscovita: Msv, Ox: Óxidos, Op: Minerales opacos, Crb: Carbonatos, Chl: Clorita, Epidota: Ep, Sill: Silimanita, Tn: Titanita, Zr: Circón, Ap: Apatito, Zo: Zoisita, LP: Luz Paralela, NC: Nícoles cruzados.

4.1. Granitos

4.1.1. Muestra CB-50A

Esta roca es holocristalina, de textura granular hipidiomórfica. Los contactos entre cristales son engolfados en algunas partes (Fig. 4.1-A). Se compone de cristales de cuarzo anhedral de grano grueso, plagioclasa anhedral y subhedral de grano medio y grueso parcialmente seriticizados. La plagioclasa no alterada presenta zoneamiento. El feldespato potásico (microclina) en esta roca es poco abundante y se presenta con formas euhedrales y subhedrales con textura de enrejado (Fig. 4.1-B), con textura vermicular (Fig. 4.1-C) y tamaño fino y muy fino. Los minerales máficos presentes son cristales finos de anfíboles en cantidades subordinadas con formas euhedrales y subhedrales, reemplazados por algunos óxidos y clorita (Fig. 4.1-D). En esta roca son observables piroxenos que también son reemplazados por óxidos y cloritizados. Como minerales secundarios se tiene clorita y epidota formadas como producto de la alteración (Fig. 4.1-E y F). Finalmente, los minerales accesorios son circón y apatito los cuales se encuentran como inclusiones. Por las proporciones de sus componentes y las relaciones entre los mismos, esta roca ha sido clasificada como granito de biotita. Las abundancias de las fases minerales en porcentaje de esta roca se muestran en la Tabla 4.1:

Tabla 4.1.	
Granito CB-50A	
Mineral	Abundancia (%)
Qz	37.2
Feld K	23
Plg	21.5
Hbl	0.6
Bt	13.6
Msv	0.3
Epd	1.5
Chl	1.3
Oxidos	0.3
Accesorios	0.7

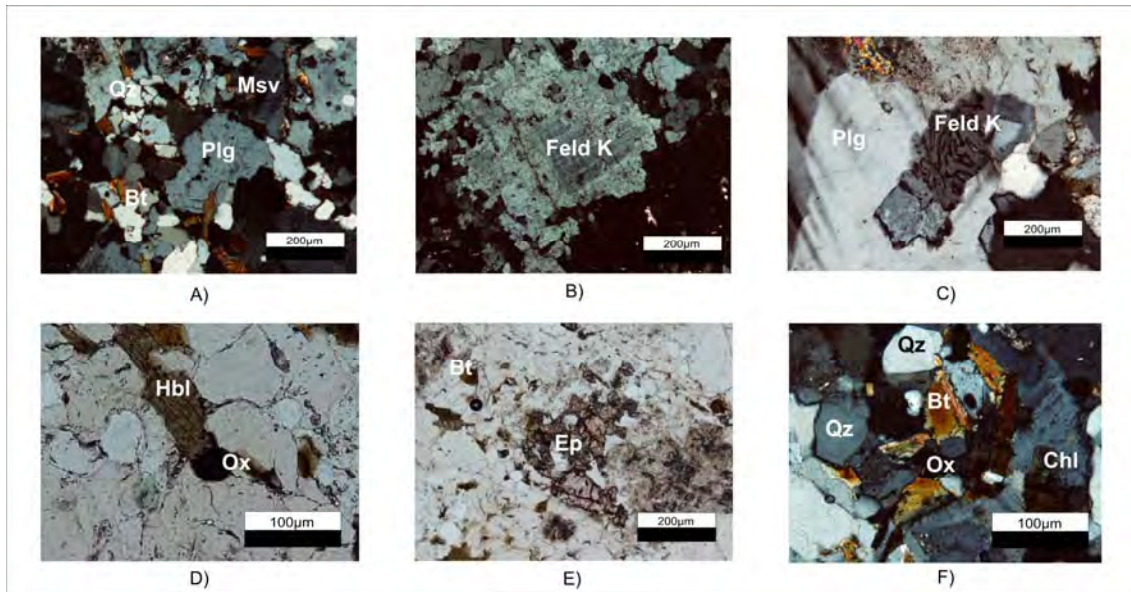


Figura 4.1: Fotomicrografía de minerales de la muestra CB-50A donde se observan: A) textura granular hipidiomórfica 4x-NC, B) Cristal de feldespato potásico con textura de enrejado 4x-NC, C) textura mirmequítica de plagioclasa con feldespato potásico 10x-NC, D) anfíbol con reemplazamiento parcial de óxidos 10x-LP, E) cristal de epidota visto con luz polarizada 4x-LP y F) intrecrecimiento de cristales de biotita en contacto con microlitos de cuarzo y feldespato potásico 10x-NC.

4.1.2. Muestra CB-51A

Esta roca es holocristalina con textura granular hipidiomórfica. Esta compuesta principalmente de cristales de grano grueso, medio y fino de cuarzo subhedrales y anhedrales, con extinción ondulante (Fig. 4.2-A); junto con cristales de feldespato potásico de grano grueso. La plagioclasa se presenta en formas tanto euhedrales como anhedrales, con tamaño de cristales medio y fino formando mirmequitas, donde el cuarzo está intercrecido en cristales de plagioclasa y encontrándose en algunos bordes de feldespato potásico (Fig. 4.2-B y C). A su vez, la plagioclasa presenta algunos rasgos de sericitización. Los contactos entre algunos cristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa son engolfados. La biotita se presenta con formas subhedrales y anhedrales (Fig. 4.2-D) y en ocasiones se encuentra deformada y reemplazada por clorita como producto de alteración de la roca (Fig. 4.2-E y F). Los minerales accesorios como el apatito y el

circón se presentan en su mayoría con formas euhedrales y subhedrales como inclusiones dentro de las micas y plagioclasas. Por la abundancia de sus componentes y relaciones texturales, esta roca ha sido clasificada como granito de biotita. Las abundancias de estos componentes se muestran en la Tabla 4.2:

Tabla 4.2	
Granito CB-51A	
Mineral	Abundancia (%)
<i>Qz</i>	55.6
<i>Feld K</i>	16.4
<i>Plg</i>	15.8
<i>Bt</i>	8.3
<i>Clorita</i>	2.4
<i>Oxidos</i>	1.4
<i>Accesorios</i>	0.1

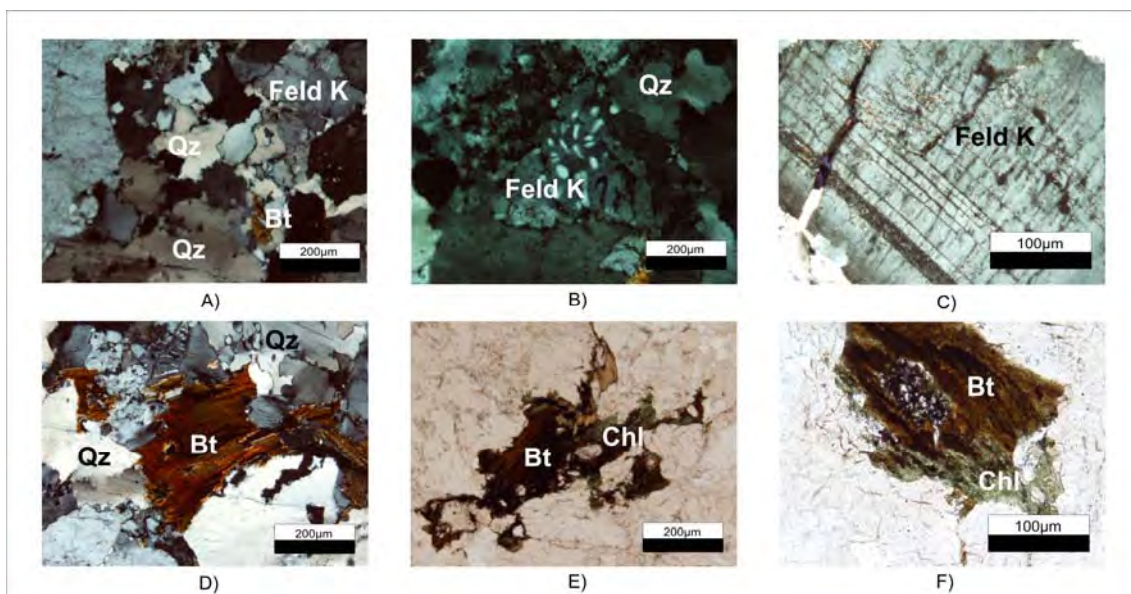


Figura 4.2. Fotomicrografías de la muestra CB-51A: A) Textura granular hipidiomórfica en granito 4x-NC, B) textura mirmekítica en feldespato potásico con intercrecimiento de cristales de feldespato potásico y cuarzo 10x-NC, C) cristal de feldespato potásico con poca deformación 10x-NC, D) cristales de biotita deformados en contacto con granos finos de cuarzo poco deformados 4x-NC, E) y F) cristales de biotita con reemplazamiento de clorita e intercrecimiento de plagioclasa hacia el centro, vistos con luz paralela 4x-LP y 10x-LP, respectivamente.

4.1.3. Muestra CB-57

Esta roca es holocristalina, con textura granular hipidiomórfica. Esta compuesta en su gran mayoría por cristales de cuarzo de tamaño grueso, medio y fino con formas subhedrales y anhedrales con extinción ondulante y pseudo-orientados en algunas partes (Fig. 4.3-A). Otro componente es el feldespato potásico con formas euhedrales y subhedrales poco sericitizado, de grano medio y fino (Fig. 4.3-B). Cuando el feldespato potásico no presenta gran alteración es posible observar algunas mirmekitas. Otro componente importante en esta roca es la plagioclasa, la cual tiene formas subhedrales y anhedrales con zoneamiento y sericitización en

algunos cristales (Fig. 4.3-C y D). La biotita tiene formas subhedrales y anhedrales con tamaño de grano medio y fino (Fig. 4.3-E). Por otra parte, la muscovita se presenta en menor cantidad con formas subnhedrales (Fig. 4.3-F). Los minerales opacos se encuentran en poca cantidad y en algunas ocasiones reemplazan a las micas. Como minerales secundarios se encuentran epidota y en muy poca cantidad clorita. Los minerales accesorios de esta muestra son principalmente circón y apatito. Esta roca ha sido clasificada como granito de biotita. Las abundancias de los componentes en esta roca se presentan en la Tabla 4.3:

Tabla 4.3	
Granito CB-57	
Mineral	Abundancia (%)
Qz	46.2
Feld K	23.1
Plg	15.5
Bt	10.6
Msv	2.2
Epd	0.8
Op	0.5
Accesorios	1.1

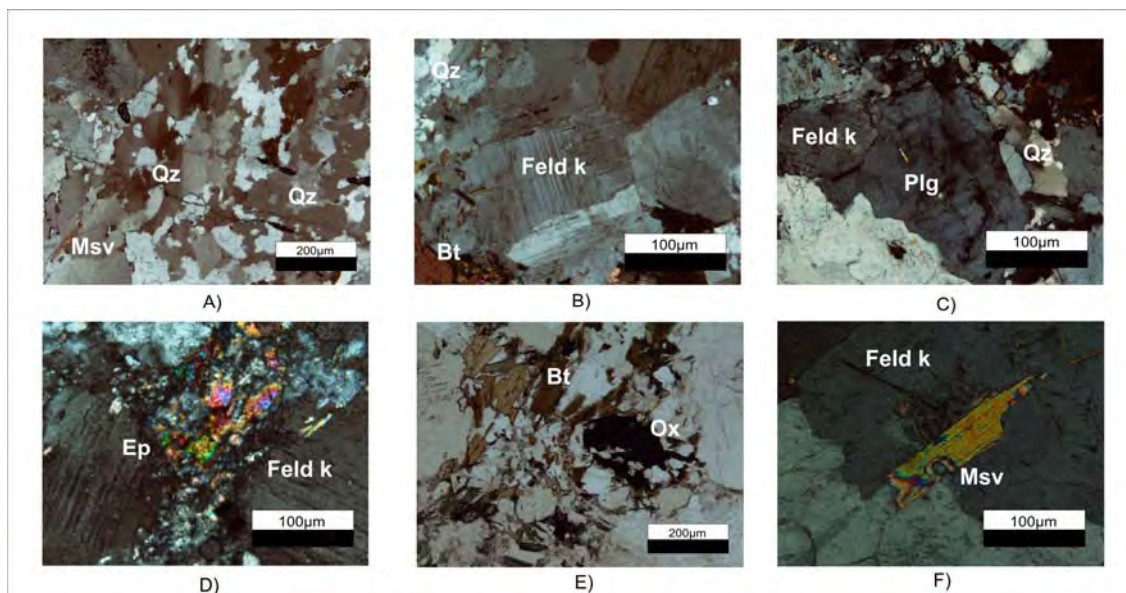


Figura 4.3. Fotomicrografía de fases minerales de la muestra CB-57: A) Textura granular cristales muy finos de cuarzo anhedrales pseudo-orientados 4x-NC, B) Cristal de feldespato potásico intercrecido con biotita 10x-NC, C) Cristal fino de plagioclasa zoneada en contacto con feldespato potásico y cuarzo con extinción ondulante 10x-NC, D) epidota intercrecida en cristales de feldespato potásico y plagioclasa 10x-NC, E) cristales de biotita con reemplazamiento por óxidos 4x-LP y F) muscovita en equilibrio con feldespato potásico 10x-NC.

4.1.4. Muestra 705

Esta roca presenta una textura granular hipidiomórfica, cuyas fases principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, muscovita, clorita y epidota (Fig. 4.4-A); estas dos últimas originadas por la alteración parcial de la roca. Los cristales de cuarzo son subhedrales y anhedrales, cuyos contactos entre sí se observan engolfados como evidencia de recristalización. Por otra parte, el feldespato potásico tiene formas euhedrales y subhedrales de grano grueso con sericitización en algunos cristales (Fig. 4.4-B). En el caso de las plagioclasas, esta fase se tiene formas euhedrales y subhedrales que pueden tener texturas zoneadas, de tamiz (*de tamiz*) y sericitización (Fig. 4.4-C). La clorita y la epidota se presentan como minerales de alteración (Fig. 4.4-D). La epidota tiene formas anhedrales y la clorita puede ser tanto subhedral como anhedral. La muscovita también se presenta en menor cantidad como granos finos y parcialmente alterada (Fig. 4.4-E). Los minerales accesorios presentes en esta roca son circón, apatito y granate. Este último con formas euhedrales y subhedrales y tamaño de grano fino (Fig. 4.4-F). En función de los componentes y la relación textural de los mismos, esta roca ha sido clasificada como granito de biotita y muscovita. La abundancia de los componentes se muestra en la Tabla 4.4:

Tabla 4.4	
Granito 705	
Mineral	Abundancia (%)
Qz	45.8
Feld K	31.7
Plg	14.7
Msv	3.5
Op	2.9
Opacos	1
Accesorios	0.4

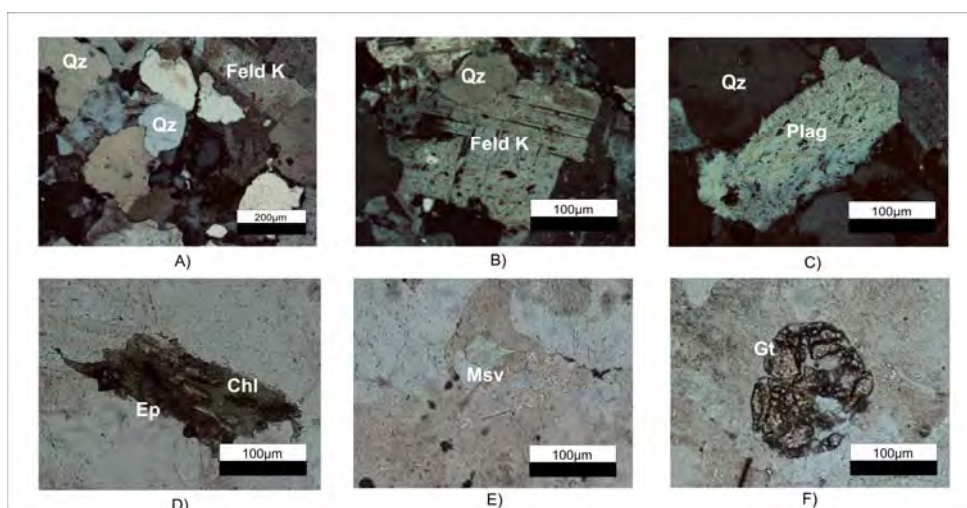


Figura 4.4. Fotomicrografía del granito 705: A) Textura granular hipidiomórfica donde se muestra contacto entre cristales de cuarzo y feldespato potásico 4x-NC, B) Cristal de feldespato potásico poco sericitizado 10x-NC, C) cristal de plagioclasa con textura de tamiz y bordes de disolución 10x-NC, D) cristales de clorita 10x-LP, E) cristal fino de muscovita 10x-LP y F) granate subhedral parcialmente alterado 10x-LP.

4.1.5. Muestra 1305

Esta roca es holocristalina con textura granular hipidiomórfica. Los componentes más abundantes en esta roca son cuarzo y feldespato potásico (Fig. 4.5-A). El cuarzo tiene formas subhedrales y anhedrales de grano grueso que presentan una gran cantidad de inclusiones de circón y apatito en su interior. El feldespato potásico es de grano grueso con maclado tipo Carlsbad (Fig. 4.5-B y C). La plagioclasa es menos abundante, con tamaño de grano medio y fino de forma euhedral y subhedral, un poco sericitizada. En esta roca se puede observar una deformación que se ve reflejada principalmente en los cristales de plagioclasa con maclado de dislocación y micas como la muscovita y la biotita, en las que se observan "kink bands" (Fig. 4.5-D y E). La muscovita en esta roca es de forma subhedral y tiene tamaño de grano medio y fino. La biotita, se encuentra en menor cantidad con respecto a la muscovita y tiene formas subhedrales. Como minerales accesorios se tienen circón, apatito y granate (Fig. 4.5-F). Este último se encuentra reemplazado por óxidos. Por la abundancia de sus componentes y la relación entre los mismos, esta roca ha sido clasificada como granito de dos micas. Las abundancias de los componentes en esta roca se muestran en la Tabla 4.5:

Tabla 4.5	
Granito 1305	
Mineral	Abundancia (%)
Qz	36.4
Feld K	31
Plg	10.8
Bt	3
Msv	13.3
Ox	4.6
Accesorios	0.9

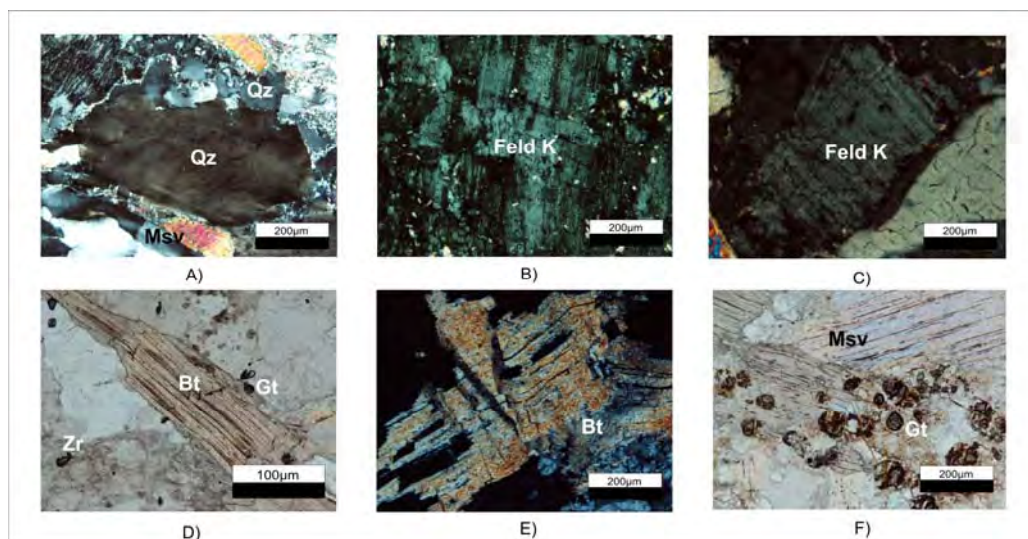


Figura 4.5. Fotomicrografía de la muestra 1305: A) cristal de cuarzo con extinción ondulante en contacto con cristales de muscovita 4x-NC, B) feldespato potásico con "textura de enrejado" 4x-NC, C) feldespato potásico subhedral sin alteración 4x-NC, D) biotita deformada con algunas inclusiones de circón y granate, luz polarizada, E) biotita deformada y crenulada 10x-LP y F) muscovita poco deformada con inclusiones de granate, 4x-LP.

4.1.6. Muestra CMB-8

Esta roca es holocristalina, con textura granular hipidiomórfica. Se compone principalmente de cristales subhedrales y anhedrales de cuarzo de grano medio a fino, feldespato potásico con formas euhedrales y subhedrales con tamaño de grano medio a fino (Fig. 4.6-A y B). Las plagioclasas están poco sericitizadas y algunas están zoneadas. Otro componente de esta roca es la hornblenda (Fig. 4.6-C), que en algunos casos puede estar cloritizada o bien, reemplazada por algunos óxidos. La biotita también es un componente importante de esta roca. Este mineral se presenta con tamaño medio y fino y con formas euhedrales y subhedrales, los cuales pueden estar poco deformados y puede estar reemplazada por óxidos en algunas partes también (Fig. 4.6-D). Los minerales accesorios son principalmente circón y apatito que se encuentran como inclusiones en cristales de cuarzo y biotita. Esta roca fue clasificada como granito de biotita. La abundancia de los componentes se muestra en la Tabla 4.6:

Tabla 4.6	
Granito CMB-8A	
Mineral	Abundancia (%)
Qz	22.4
Feld K	48.6
Plg	11.3
Hbl	5.2
Bt	10.2
Clt	1.3
Ox	0.9
Accesorios	0.1

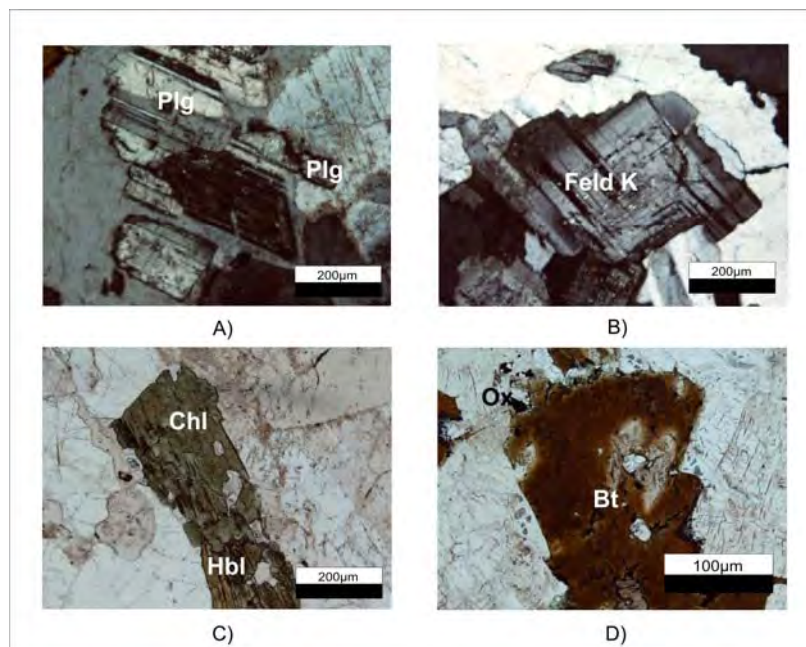


Figura 4.6. Fotomicrografías del granito CMB-8: A) Textura granular hipidiomórfica con cristales de plagioclasa 4x-NC, B) feldespato potásico con poca alteración 4x-NC, C) reemplazamiento de hornblenda por clorita 4x-LP y D) reemplazamiento en cristal de biotita por algunos óxidos 10x-LP.

4.1.7. Muestra CMB-8A

Esta roca es holocristalina con textura granular hipidiomórfica, formada por cristales de cuarzo anhedral de grano fino, plagioclasa y feldespato potásico gruesos con formas euhedrales y subhedrales alterados a sericita (Fig. 4.7-A y B). La plagioclasa se encuentra bastante sericitizada y asociada a epidota y clorita (Fig. 4.7-C). Por otra parte, los cristales de feldespato potásico sin alteración, pueden tener 'textura de enrejado' (Fig. 4.7-D). La hornblenda en esta muestra se presenta en gran cantidad; sin embargo, se encuentra reemplazada por óxidos y clorita en algunas partes (Fig. 4.7-E). La clorita en esta roca se puede encontrar también con hábito fibroso diseminada y asociada a epidota, óxidos y hematita como minerales secundarios (Fig. 4.7-F). Como minerales accesorios se tienen principalmente circones y apatitos. Por sus rasgos texturales y la abundancia de sus fases minerales, fue clasificada como sieno-granito. Las proporciones de los componentes se muestran en la Tabla 4.7:

Tabla 4.7	
Sienita CMB-8A	
Minerales	Abundancia (%)
Qz	6.2
Feld K	51.2
Plg	13.2
Hbl	7.2
Ox	2.7
Clt	7.3
Ep	11.6
Accesorios	0.6

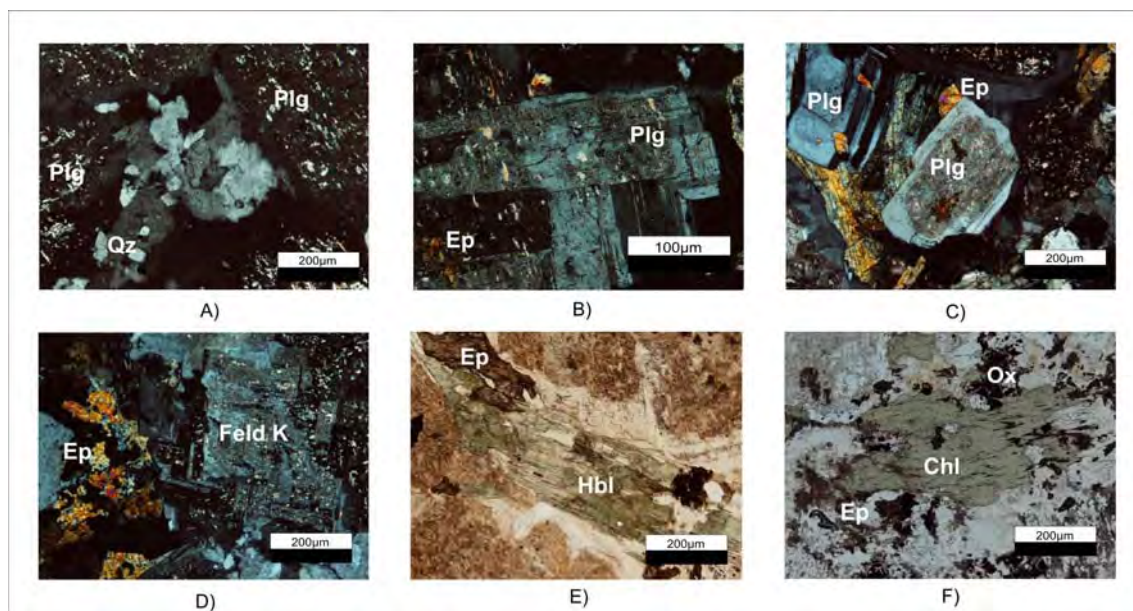


Figura 4.7: Microfotografías de la muestra CMB-8A: A) Textura granular hipidiomórfica compuesta principalmente por cristales de plagioclasa, feldespato potásico y poco cuarzo 4x-NC, B plagioclasa parcialmente alterada a sericita 10x-NC, C) plagioclasa con textura *sieve* y sericitizado 4x-NC, D) feldespato potásico con textura de "enrejado" en contacto con cristales anhedral de epidota 4x-NC, E) hornblenda con reemplazamiento por clorita y óxidos 4x-LP, F) clorita con textura fibrosa 4x-LP.

4.2. Dioritas y tonalitas

4.2.1. Muestra CB-50B

Esta roca es holocristalina, de textura granular hipidiomórfica (Fig. 4.8-A). Su asociación mineral está conformada principalmente por cristales de plagioclasa de grano grueso y fino que pueden presentar zoneamiento, sericitización y maclado (Fig. 4.8-B). Los contactos entre cristales de cuarzo y plagioclasa son por disolución (Fig. 4.8-C). Los minerales máficos son principalmente hornblenda y clinopiroxeno, los cuales se presentan como granos gruesos y finos que pueden estar parcialmente reemplazados por clorita (Fig. 4.8-D y E). La epidota también está presente en esta roca en forma anhedral y como granos finos, y se encuentra asociada a la clorita. Los óxidos en esta muestra reemplazan a los minerales máficos (Fig. 4.8-F). Como minerales accesorios, se tienen circones y apatitos en gran abundancia. Esta roca ha sido clasificada como tonalita. Las fases minerales se muestran en la Tabla 4.8:

Tabla 4.8	
Tonalita CB-50B	
Mineral	Abundancia (%)
<i>Qz</i>	17.5
<i>Plg</i>	39.5
<i>Hbl</i>	5.6
<i>Px</i>	2.1
<i>Bt</i>	18
<i>Ox</i>	1.1
<i>Chl</i>	9.9
<i>Epd</i>	4.5
<i>Accesorios</i>	1.8

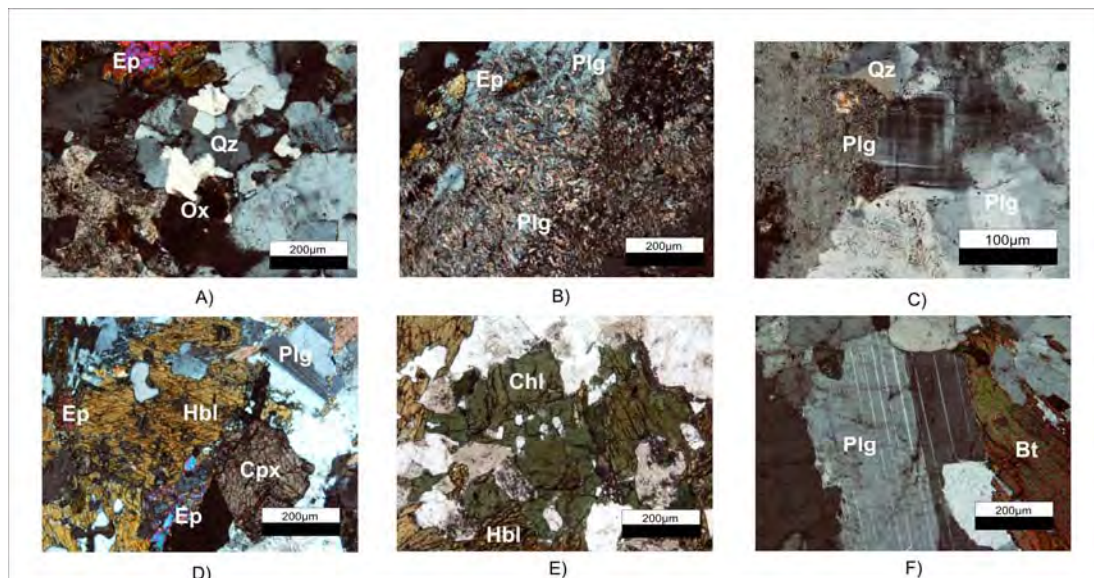


Figura 4.8. Fotomicrografías de la muestra CB-50B: A) Textura granular hipidiomórfica 4x-NC, B) cristal de plagioclasa sericitizado y en contacto con cristales de epidota 4x-NC, C) cristales finos cuarzo y feldespato potásico 10x-NC, D) intercrecimiento de cristales de hornblenda con clinopiroxeno y epidota 4x-NC, E) hornblenda y clinopiroxeno parcialmente cloritizados 4x-LP, y D) plagioclasa con cristal de biotita poco deformada 4x-NC.

4.2.2. Muestra CB-52

Esta roca es holocristalina con textura granular hipidiomórfica. Las principales fases minerales presentes en esta roca son plagioclasa, piroxenos, anfíboles, cuarzo y minerales opacos. El cuarzo en esta roca es escaso y se presenta con formas anhedrales y tamaño de grano fino. La plagioclasa tiene algunos intercrecimientos de mirmequitas (Fig. 4.9-A y B). La plagioclasa en esta roca es abundante, puede presentar maclado y deformación muy marcada en algunos cristales, principalmente en los de mayor tamaño (Fig. 4.9-C). Otra fase de esta roca es el ortopiroxeno, que se presenta conformas euhedrales y subhedrales, tamaño de grano medio y fino y en ocasiones con algunos reemplazamientos de clorita, óxidos y epidota (Fig. 4.9-D). La hornblenda es de formas subhedrales de grano medio y con reemplazamiento parcial por óxidos en la mayoría de estos. Un mineral secundario que se presenta tanto en piroxenos como en anfíboles es la clorita con hábito fibroso en los bordes de algunos cristales como producto de su alteración (Fig. 4.9-E). En algunas partes hay exsolución de clinopiroxenos con ortopiroxenos (Fig. 4.9-F). Los minerales accesorios en esta roca son apatitos que se encuentran como inclusiones en los cristales de plagioclasa y cuarzo. Por las relaciones texturales y abundancia en sus fases minerales, esta roca ha sido clasificada como tonalita. La abundancia de sus fases por conteo de puntos se muestra en la Tabla 4.9:

Tabla 4.9	
Tonalita CB-52	
Mineral	Abundancia (%)
Qz	9
Plg	65
Px	12
Hbl	10.6
Epd	0.4
Chl	0.9
Ox	1.8
Accesorios	0.3

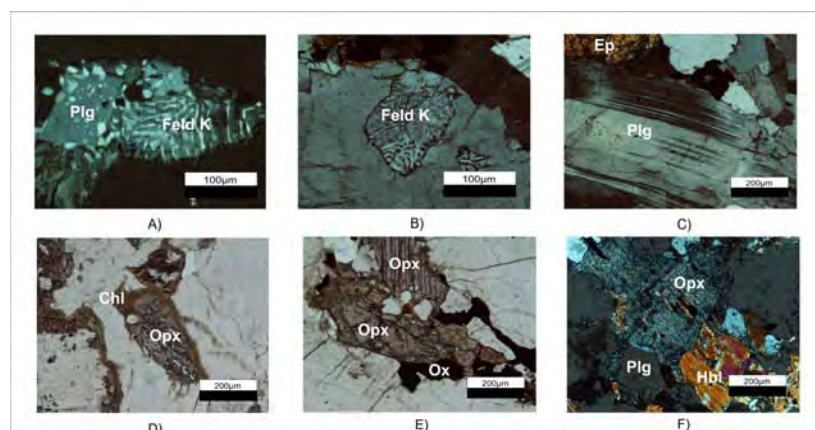


Figura 4.9. Fotomicrografías de la muestra CB-52: A y B) mirmequita de feldespato potásico a partir de exsolución de plagioclasa 10x-NC, C) plagioclasa con deformación en contacto con epidota y feldespato 4x-NC, D) corona de reacción de piroxeno con reemplazamiento de clorita 4x-LP, E) corona de reacción en piroxeno con reemplazamiento por óxidos y clorita 4x-LP y F) cristales de ortopiroxeno en contacto con anfíbol y plagioclasa 4x-NC.

4.3. Rocas Metamórficas

4.3.1. Muestra CB-59A

Esta roca presenta una textura nematoblástica conformada en su mayor parte por hornblenda y piroxeno con tamaño de grano medio y fino. La hornblenda puede presentar intercrecimiento con algunos cristales de clinopiroxeno (Fig.4.10-A y B). El cuarzo en esta roca es poco abundante, tiene tamaño de grano medio a fino, con deformación y extinción ondulante (Fig. 4.10-C). Otra fase importante en esta roca es la plagioclasa, que se presenta como cristales de grano medio subhedrales poco deformados, no obstante, estos cristales conservan sus estructuras de maclado y algunas texturas de tipo *siève* (Fig. 4.10-D y E). Esta roca presenta también grandes cantidades de clorita, la cual puede presentarse reemplazando a los minerales máficos o bien, con textura fibrosa cuyos cristales tienen también una pseudo-orientación paralela a la de los anfíboles, clinopiroxenos y a la deformación de los cristales de plagioclasa (Fig. 4.10-F). También se tienen cristales de epidota anhedrales que reemplazan algunos piroxenos, pero que no presentan orientación. En algunas partes de esta roca pueden observarse también algunos que se encuentran rellenando algunas fracturas de la misma roca. Los minerales accesorios de esta roca son principalmente circones y algunos cristales finos de muscovita. Esta roca ha sido clasificada como anfibolita, que por la presencia de clorita en el mosaico de sus componentes sugiere un proceso de metamorfismo retrógrado a facies de esquistos verdes, con un protolito de composición máfica. La abundancia de sus componentes se muestra en la Tabla 4.10.

Tabla 4.10	
Anfibolita CB-59A	
Mineral	Abundancia (%)
Hbl	60.4
Plg	11.4
Px	2.4
Qz	2.8
Chl	12
Ep	4.4
Carb	7.6
Accesorios	< 1

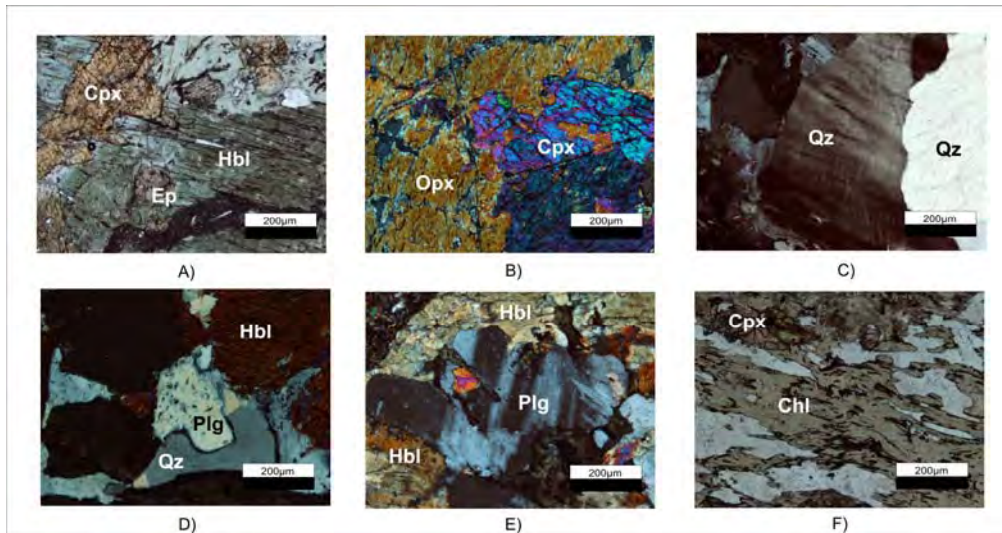


Figura 4.10. A) Blastos de hornblenda parcialmente cloritizados e intercrecidos con clinopiroxeno 4x-LP, B) intercrecimiento de cristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno 4x-NC, C) Cristales de cuarzo deformados con extinción ondulada 4x-NC, D) plagioclasa con textura de tamiz en contacto con microlitos de hornblenda 4x-NC, E) plagioclasa con maclado y poca deformación 4x-NC y E) clorita con hábito fibroso 4x-NC.

4.3.2. Muestra CB-57A

Esta muestra es una roca con textura nematoblástica que posee bandeamiento composicional (Fig.4.11-A). La fase más abundante en esta roca es la hornblenda, que se presenta en bandas, con formas subhedrales parcialmente alterada a epidota y clorita. (Fig. 4.11-B). La plagioclasa se concentra en bandas y está poco deformada (Fig. 4.11-C). La clorita en esta roca es secundaria y está presente con hábito fibroso paralelamente orientado a las bandas de hornblenda no (Fig. 4.11-D). Un mineral menos abundante, es la mica del tipo de la fengita, que se encuentra en contacto con los cristales de clorita (Fig. 4.11-E). Finalmente, otro mineral presente en esta roca es la zoisita subhedral en proporción son menor (Fig.4.11-F). Los minerales opacos de esta roca están representados por pirita y como accesorios se tienen cristales de circón. Esta roca ha sido clasificada como anfibolita con metamorfismo retrógrado a facies esquistos de epidota, cuyo protolito es ígneo de composición máfica. Las abundancias de los componentes se muestran en la Tabla 4.11:

Tabla 4.11	
Anfibolita CB-57A	
Mineral	Abundancia (%)
Hbl	63.4
Plg	10.6
Chl	17.4
Ep	4
Fhg	1.4
Zo	2
Op	1
Accesorios	< 1

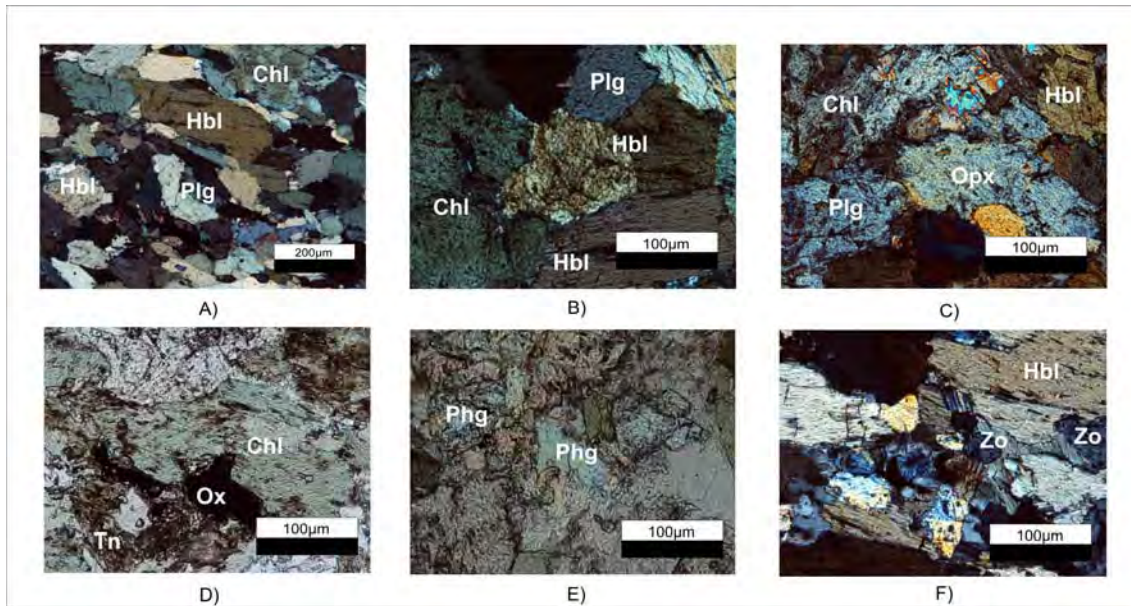


Figura 4.11. A) Textura nematoblástica de la anfibolita CB-57A con cristales orientados 4x-NC, B) cristales de hornblenda parcialmente cloritizados y reemplazados por epidota en algunas partes 10x-NC, C) cristales de hornblenda en contacto con plagioclasa 10-NC, D) clorita con hábito fibroso bandeada y en contacto con titanita 10x-LP, E) fengita en contacto con clorita 10x-LP y F) microlitos de zoisita intercrecidos en hornblenda y plagioclasa 10x-NC.

4.3.3. Muestra 1105

A nivel microscópico esta roca posee una textura granoblástica, cuyos contactos entre cristales son generalmente engolfados, lo que indica que están en desequilibrio. La fase mineral predominante en esta roca es el cuarzo de grano medio a fino, con formas anhedrales y extinción ondulante (Fig. 4.12-A). Estos cristales están en contacto con feldespato potásico y plagioclasa. El feldespato potásico es menos abundante con respecto a la plagioclasa la cual se presenta con formas subhedrales y cristales finos, con algunas evidencias de disolución en sus bordes. La plagioclasa es de grano medio a fino; de forma anhedral con evidencias de disolución en el interior de sus cristales. Algunos de los cristales de esta fase se encuentran sericitizados y presentan textura de tamiz, así como algunas evidencias de disolución en sus bordes cuando están asociadas al cuarzo (Fig. 4.12-B y C). Esta roca presenta también cristales de biotita en gran cantidad que están siendo cloritizados (Fig. 4.12-D). Así mismo, se pueden observar cristales subhedrales de muscovita diseminados en toda la roca (Fig. 4.12-E). Un mineral indicativo del grado de metamorfismo de esta roca es la sillimanita, la cual se presenta en su variedad fibrolítica (Fig. 4.12-F). Como minerales accesorios se tienen rutilo y circón (Fig. 4.12-G y H). Por su asociación mineralógica esta roca ha sido clasificada como gneis de biotita cuyo grado metamórfico es de medio a alto, cuyo protolito es una roca sedimentaria psammítica. Las abundancias de sus fases minerales se enlistan en la Tabla 4.12:

Tabla 4.12	
Gneiss 1105	
Mineral	Abundancia (%)
Qz	43.6
Plg	13.7
Feld K	8
Bt	24.4
Msv	6.4
Sill	0.9
Op	2
Accesorios	1

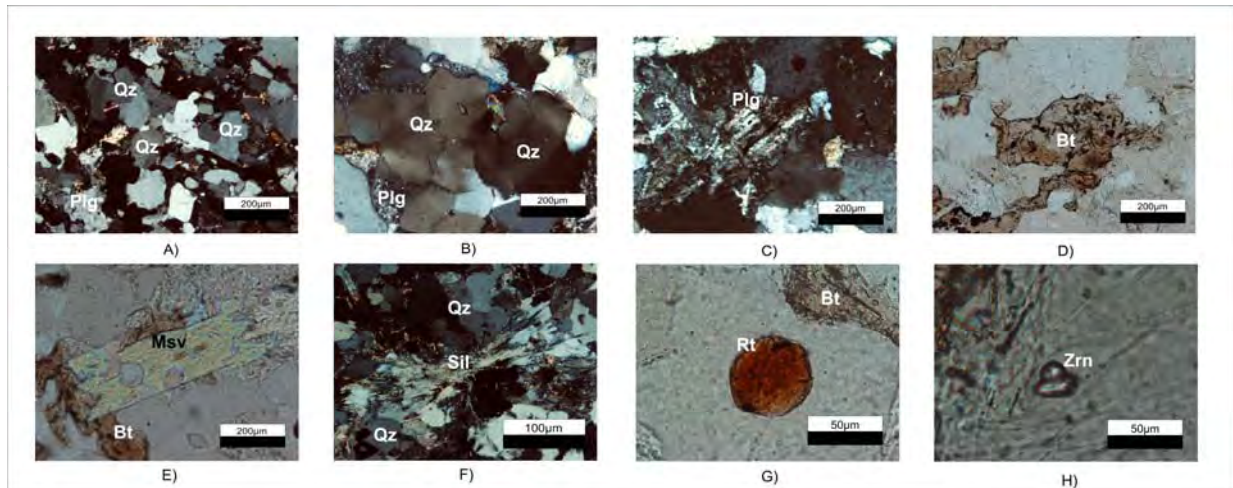


Figura 4.12. Fotomicrografía de la muestra 1105: A) Textura granoblástica compuesta por cristales finos de cuarzo en contacto por disolución con plagioclasa 4x-NC, B) cristales de cuarzo asociados a plagioclasa sericitizada y con textura de tamiz 4x-NC, C) plagioclasa sericitizada asociada a epidota 4x-NC, D) biotita anhedral alterada con algunas inclusiones de óxidos, vista con luz polarizada 4x-LP; E) muscovita asociada y biotita alterada en contacto, luz polarizada 4x-LP; F) sillimanita con variedad fibrolita asociada a cuarzo y biotita alterada 10x-NC, G) y H) cristales de rutilo y circón, respectivamente, vistos con luz polarizada 40x-LP.

4.3.4. Muestra 605

Esta roca se caracteriza por tres tipos de bandeamientos (Fig. 4.13-A y B). El primero posee una textura nematoblástica donde se concentran cristales de plagioclasa sericitizada y hornblenda de forma euahedral y subhedral que pueden ser de origen primario, o bien, como producto del metamorfismo. Estos cristales a su vez están siendo alterados por clorita, epidota y titanita. (Fig. 4.13-A y B). En el segundo bandeamiento tiene textura granoblástica, en la cual predominan blastos de cuarzo con extinción ondulante y cuyos contactos presentan evidencias de recrystalización (Fig. 4.13 C y D), así como plagioclasa sericitizada, anfíboles cloritizados y epidotizados. En el tercer bandeamiento se observan cristales de biotita cloritizados y epidotizados (Fig. 4.13-E y F) Como minerales accesorios se tienen allanita, titanita, apatito y circón. Esta roca ha sido clasificada como ortogneis en facies de esquisto verde, aunque la ausencia de actinolita permite deducir que se encuentra en facies de sub-esquisto verde. El

protolito es una roca diorítica. Las abundancias de sus componentes se presentan en la Tabla 4.13:

Tabla 4.13	
Anfibolita 605	
Mineral	Abundancia (%)
Qz	30
Plg	30.2
Hbl	16
Msv	3
Tn	1.6
Op	1.4
Chl	10.4
Ep	6.4
Accesorios	1

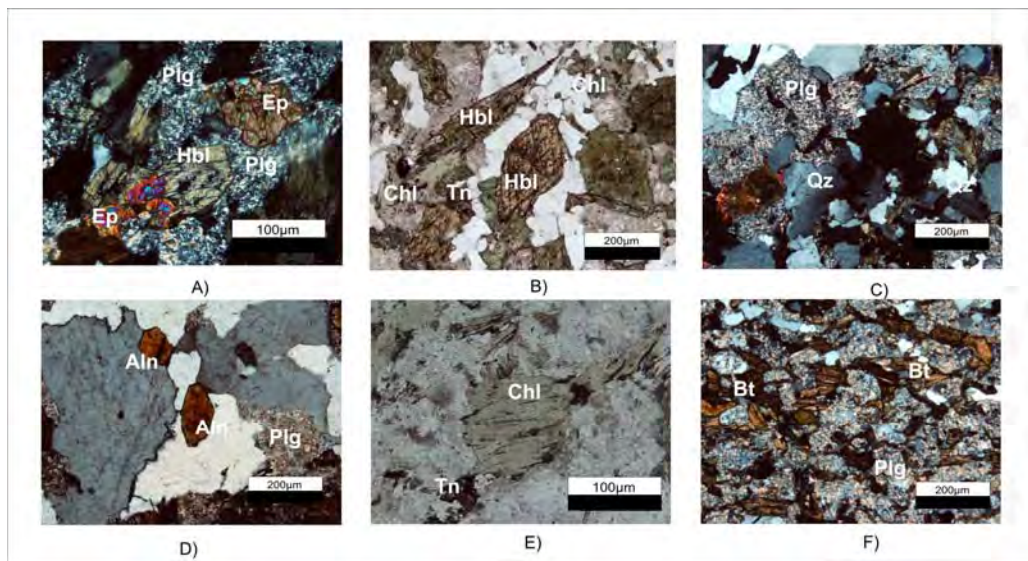


Figura 4.13. Fotomicrografías de la muestra 605: A) Textura nematoblástica con bandeamiento de cristales de hornblenda en contacto con anfífol epidotizado y plagioclasa sericitizada 4x-NC, B) Titanita y clorita en borde de anfíbol primario 4x-NC, C) cristales cuarzo con extinción ondulante y plagioclasa sericitizada 4x-LP, D) cristales de allanita en contacto con cuarzo 10x-NC, E) clorita con hábito fibroso pseudo-orientada 10x-LP y F) cristales de biotita 4x-NC.

4.3.5. Muestra 1005

Esta roca tiene una textura nematoblástica, cuyos cristales presentan una pseudo-orientación (Fig. 4.14-A). La fase mineral predominante en esta roca es la hornblenda de grano medio a fino con formas euédrales y subédrales que se encuentran parcialmente cloritizados y en contacto con cristales de titanita y clorita con hábito fibroso (Fig. 4.14-B y C). El cuarzo tiene extinción ondulante con forma anhedral y se encuentra aislado y poco deformados (Fig. 4.14-D). La epidota en esta roca se encuentra reemplazando algunos anfíboles y plagioclasas. Adicionalmente, se tienen algunos cristales de biotita de grano medio a fino, de forma subhedral y poco alterada que están diseminados en toda la roca (Fig. 4.14-E). Como minerales accesorios se tiene esfena, circón y apatito como inclusiones en cuarzo y plagioclasa. Por otra parte, existe la presencia de algunos carbonatos como fase secundaria (Fig. 4.14-F). Esta roca ha sido clasificada como anfibolita con un grado de metamorfismo medio a alto, la cual se encuentra en

un proceso de metamorfismo retrógrado. El protolito es una diorita. Las abundancias de las fases minerales se enlistan en la Tabla 4.14:

Tabla 4.14	
Anfibolita 1005	
Mineral	Abundancia (%)
<i>Hbl</i>	59.8
<i>Plg</i>	22.8
<i>Qz</i>	4.2
<i>Chl</i>	7.8
<i>Epd</i>	3
<i>Bt</i>	1
<i>Ox</i>	0.6
Accesorios	0.8

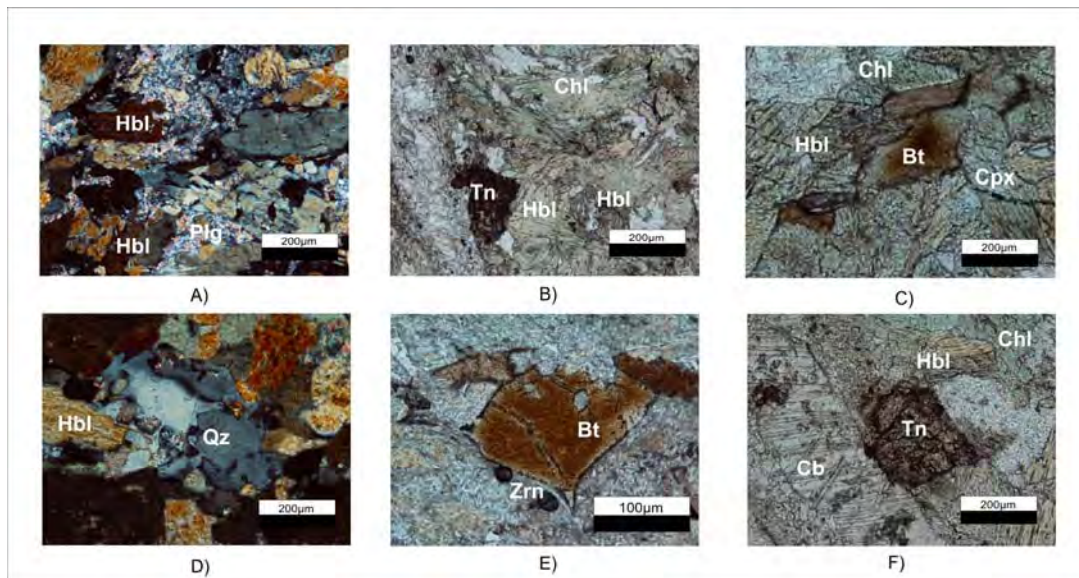


Figura 4.14. A) Textura nematoblástica de la anfibolita 1005, B) cristales de hornblenda parcialmente cloritizados en contacto con titanita 4x-LP, C) cristal de hornblenda primaria en contacto con clorita 4x-LP, D) cuarzo con bordes de recristalización en contacto con hornblenda y óxidos 4x-NC, E) cristales de circón asociados a biotita poco deformada 10x-LP y F) hornblenda afectada por titanita y clorita 4x-LP.

4.4. Clasificación de rocas por conteo modal

Las abundancias de las fases minerales para las rocas plutónicas recalculadas para su clasificación en el diagrama de AFQ de Streckeisen. Como se observa en la Figura 4.17, la composición de las rocas bajo estudio es principalmente granítica (muestras CB-50A, CB-51A, CB-57, 705, CMB-8 y 1305), tonalítica (CB-50B, CB-59A y protolito anfibolita 605,) diorítica y gabróica (CB-52 y protolito 1005) y una sienita (CMB-8A).

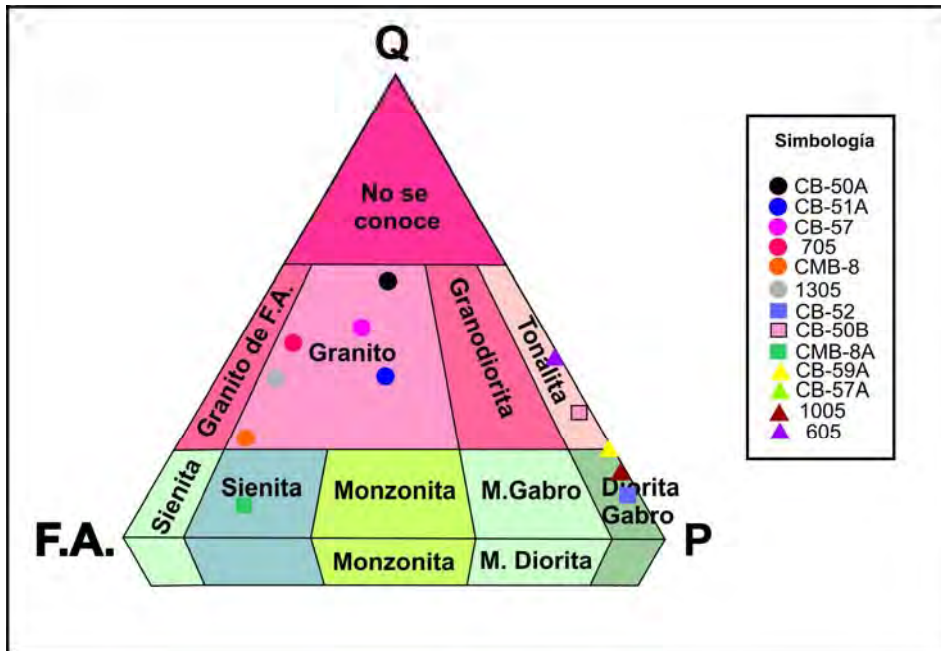


Figura 4.17. Diagrama de Streickensen para la clasificación modal de rocas plutónicas.

5. GEOQUÍMICA

5.1. Elementos Mayores

El estudio y análisis de los datos geoquímicos se dividen en *elementos mayores* y *traza*. Los datos geoquímicos se basan principalmente, en el porcentaje total del peso en las muestras bajo análisis. Los *elementos mayores* se presentan en porcentaje de peso de sus óxidos. Dichos elementos son: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P. La concentración de estos elementos está controlada por los minerales formadores de rocas como el cuarzo (SiO_2), plagioclasa (CaO , Na_2O y Al_2O_3) y feldespato potásico (K_2O y Al_2O_3) en una muestra; por otra parte, los minerales ferromagnesianos controlarán el porcentaje de FeO y MgO presentes en la roca en cuestión. En el presente trabajo, los datos de elementos mayores obtenidos mediante FRX (Tabla 5.1) fueron recalculados bajo condiciones anhidras y procesados con ayuda del software IGPET versión 3.0 para la elaboración de diagramas de discriminación. Los datos crudos del análisis se presentan en el anexo 1.

TABLA 5.1 CONCENTRACIÓN DE % EN PESO DE ELEMENTOS MAYORES														
Sector	Occidental		Central					Oriental						
Roca	Granito	Diorita	Granito	Granito	Granito	Sien-Dior	Anfibolita	Diorita	Granito	Granito	Anfibolita	Gneis	Anfibolita	Anfibolita
Muestra	CB 50-A	CB 50-B	CB 51	CB 51-A	CMB-8	CMB-8A	CB-59A	CB 52	705	CB 57	CB 57-A	1105	1005	605
SiO_2	71.21	57.20	61.00	73.25	64.15	59.89	47.52	53.44	74.60	70.20	41.29	59.75	48.67	50.09
TiO_2	0.29	1.07	0.83	0.15	0.64	0.70	1.17	1.15	0.07	0.20	1.63	1.15	0.99	1.79
Al_2O_3	15.96	17.79	16.86	14.62	16.31	18.22	10.17	17.15	14.27	16.57	13.77	20.93	14.93	17.80
Fe_2O_3	2.00	8.14	5.93	1.53	5.42	5.49	13.02	10.48	0.94	2.17	17.21	8.55	11.84	10.21
MnO	0.04	0.11	0.08	0.04	0.10	0.14	0.30	0.16	0.07	0.08	0.21	0.08	0.22	0.18
MgO	0.94	3.18	3.18	0.51	2.71	3.31	14.25	4.62	0.30	0.61	9.30	3.15	10.38	6.05
CaO	3.02	5.96	5.52	1.73	5.02	3.93	11.44	8.10	0.53	3.52	13.39	0.22	8.39	8.19
Na_2O	4.82	4.12	3.49	3.56	2.96	6.79	1.22	3.21	4.50	4.97	1.31	0.79	0.99	2.47
K_2O	1.62	2.06	2.89	4.57	2.55	1.39	0.84	1.49	4.68	1.59	0.88	5.25	3.26	2.74
P_2O_5	0.10	0.36	0.22	0.04	0.13	0.15	0.06	0.20	0.04	0.09	1.01	0.13	0.34	0.48
LOI	0.49	1.13	0.50	0.31	1.69	1.39	2.84	0.01	1.45	0.29	0.91	2.99	3.47	2.76
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Para la clasificación de la serie magmática de las muestras analizadas, fue utilizado el diagrama TAS (*Total Alkalies vs. Silica*, por sus siglas en inglés; Le Bas *et al.*, 1986) para rocas plutónicas función de su contenido de *silice* (SiO_2) vs *álcalis* ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) propuesto por Cox (1979) (Fig. 5.1) y modificado por Wilson (1989).

Como puede observarse en la Figura 5.1, todas las rocas pertenecen al dominio de las rocas sub-alcálicas. De las rocas metamórficas, las muestras CB-57A, 605 y 1005 (clasificadas petrográficamente como anfibolitas), también se encuentran en el límite del dominio de las rocas subalcálicas.

En este diagrama, la composición de las rocas del área de estudio varía desde dioritas (53.44-61% de SiO_2) hasta granitos (70.20-74.6% de SiO_2) una roca en el límite del dominio alcalino clasificada como sienita (59.89% de SiO_2). Para las rocas anfibolíticas máficas, los componentes se han graficado principalmente en el campo de composición gabróica (41.3-50% de SiO_2).

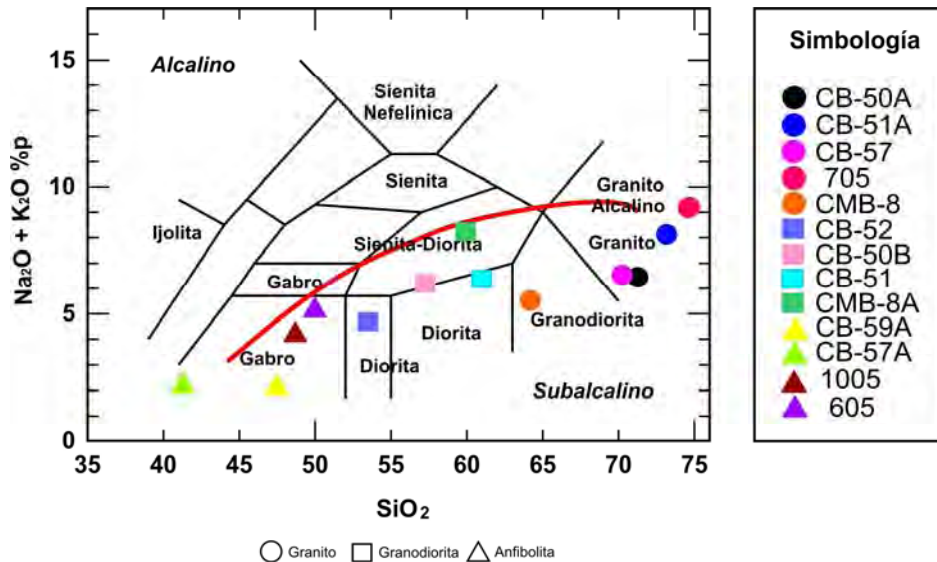


Figura 5.1. Diagrama TAS para adaptado por Wilson (1989), donde se muestra la variación composicional de las rocas analizadas.

Por otra parte, la clasificación tipológica de los granitoides con base en la saturación de alúmina (Maniar y Piccoli, 1989), nos permite distinguir entre granitoides peraluminosos (saturados en alúmina), metaluminosos (subsaturados en aluminio) y peralcalinos. Para tal clasificación, fue desarrollada la metodología propuesta por Chappell y White (1974), mediante la cual se determina el Índice de Saturación en Alúmina (ASI, por sus siglas en inglés) con el recálculo del peso molecular de $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{NaO} + \text{K}_2\text{O})$ [mol] (Figura 5.2). En tal clasificación se discriminan dos tipos de granitos: el primero, "tipo I" por ser procedente de fuentes de corteza ígnea, y el segundo, "tipo S" por ser derivados de magmas procedentes de la fusión de corteza sedimentaria, en los cuales las características químicas tienden a conservarse. Las rocas que tienen $\text{ASI} > 1.0$ se denominan peraluminosas (Zen, 1985). Estas rocas contienen más aluminio del que pueden incluir los feldespatos. Las fases mineralógicas pueden ser muscovita aluminosa para rocas peraluminosas y biotita, cordierita, granate o algún polimorfo de aluminosilicato para rocas muy peraluminosas. Si $\text{ASI} > 1.0$ y $\text{Na} + \text{K} < \text{Al}$ molecular entonces se habla de rocas metaluminosas. Si $\text{ASI} < 1.0$ y $\text{Na} + \text{K} > \text{Al}$, las rocas son peralcalinas y los minerales característicos son feldespato potásico, anfíbol y piroxenas sódicas. El ASI es predominantemente determinado por la composición de la región fuente y la naturaleza del proceso de la fusión. El ASI esta

controlado por la(s) fuente(s) del magma, como los magmas peraluminosos formados por la fusión hidratada de rocas máficas o por fusión de rocas pelíticas o semipelíticas (Frost et al., 2001). Con base en esto se ha establecido la siguiente subdivisión (Tabla 5.2):

TABLA 5.2: CLASIFICACIÓN DE GRANITOIDES			
TIPO DE GRANITOIDE	PERALUMINOSO	METALUMINOSO	PERALCALINO
A/CNK	>1	<1	C=0 y A<NK
Mineralogía	Biotita, moscovita, cordierita, andalucita, granate, topacio, turmalina, espinela, corindón, ilmenita, apatito, circón, monacita	Biotita, hornblenda, piroxeno, epidota, apatito, circón, alanita	Egirina, riebeckita, arfvedsonita, fayalita, pobres en CaO, Al ₂ O ₃ , H ₂ O, Ba, Sr, Eu; ricos en SiO ₂ , Fe/Mg, Na+K, Zr, Nb, Ta, REE, Y
Roca fuente	Rocas máficas hidratadas o fusión de rocas pelíticas	Rocas ígneas máficas e intermedias	Granulitas
Procesos generadores dominantes	Anatexis cortical	Fusión parcial y cristalización fraccionada de magmas provenientes de manto en zonas de subducción y/o fusión cortical	Fusión cortical o fusión parcial en ambientes anorogénicos, tales como islas oceánicas, zonas de rift continental, cratones estables

Tabla 5.2. Modificada de Clarke (1992)

En este estudio se realizó dicho cálculo para las rocas pertenecientes a la familia de los granitoides. Los valores obtenidos se muestran en la Tabla 5.3. Para la interpretación de estos resultados, fue empleado el diagrama de Maniar y Piccoli (1989), donde se observa que la mayoría de los granitoides analizados se grafican en el campo de las rocas peraluminosas (muestras CB-50A, CB-57, CB-51A y 705) y metaluminosas (CB-52, CB-50B, CB-51 y CMB-8A). Solo la muestra CMB-8 se encuentra en el límite de ambos campos (Fig. 5.2).

Tabla 5.3. Índice de saturación de alúmina											
Muestra	SiO₂	Al₂O₃	CaO	Na₂O	K₂O	· mol Al₂O₃	· mol CaO	· mol Na₂O	· mol K₂O	ACNK	Al/(Na+K)
CB 50-A	71.213	15.961	3.021	4.815	1.615	0.157	0.054	0.078	0.017	1.053	1.651
CB 50-B	57.201	17.787	5.959	4.125	2.057	0.174	0.106	0.067	0.022	0.896	1.973
CB 51	61.003	16.859	5.522	3.485	2.888	0.165	0.098	0.056	0.031	0.892	1.903
CB 51-A	73.252	14.624	1.728	3.556	4.570	0.143	0.031	0.057	0.049	1.049	1.355
CB 57	70.199	16.568	3.516	4.968	1.593	0.162	0.063	0.080	0.017	1.017	1.674
CB 52	53.442	17.146	8.097	3.207	1.493	0.168	0.144	0.052	0.016	0.793	2.488
705	74.603	14.271	0.529	4.499	4.682	0.140	0.009	0.073	0.050	1.062	1.144
CMB 8	64.151	16.312	5.024	2.959	2.553	0.160	0.090	0.048	0.027	0.973	2.137
CMB-8A	59.887	18.221	3.925	6.786	1.386	0.179	0.070	0.109	0.015	0.920	1.439

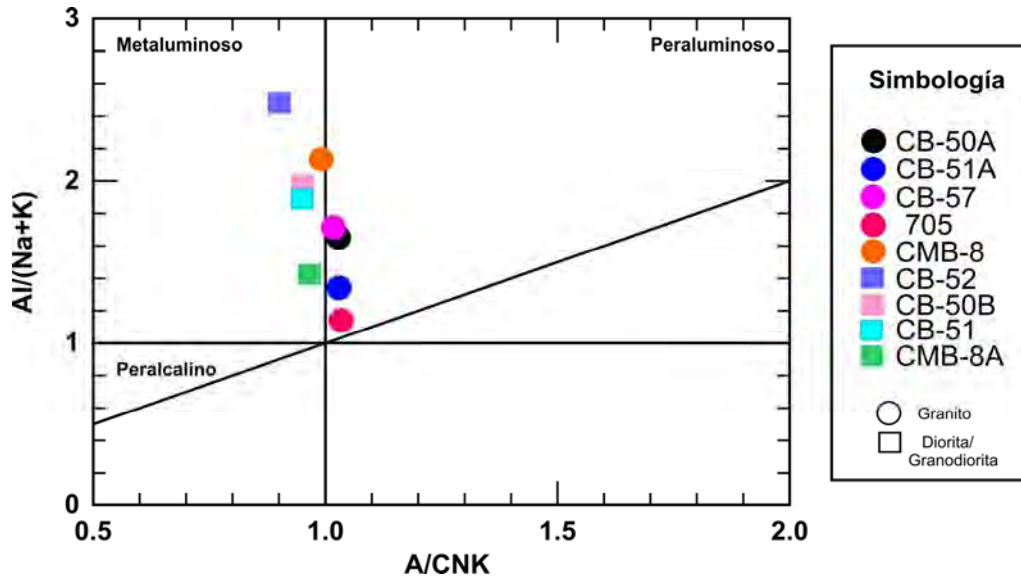


Figura 5.2. Diagrama de saturación en alúmina de granitoides (Maniar y Piccoli, 1989)

Para la clasificación tipológica de estos granitoides, fue empleado el diagrama propuesto por Chappell y White (1974) ($Al_2O_3/CaO + NaO + K_2O$ [mol] vs. SiO_2) (Fig. 5.3). Si $A/CNK \geq 1.1$, se clasifica como granito tipo "S"; y si el valor es menor, la roca es considerada como granito tipo "I". Como se observa en la Tabla 5.3, los valores obtenidos del índice A/CNK son menores a 1.1. Esto indicaría una predominancia de rocas cuyo origen magmático sería de tipo ígneo (Fig. 5.3). Solo algunas muestras como la CB-50A, CB-51A, CB-57 y 705 (clasificados como rocas peraluminosas), se acercan a la variedad de granitos de tipo "S", lo que podría ser un indicador de un magma híbrido formado por diversos procesos como anatexis, contaminación cortical, metasomatismo y diferenciación de un magma ígneo, o algunos de estos procesos en conjunto.

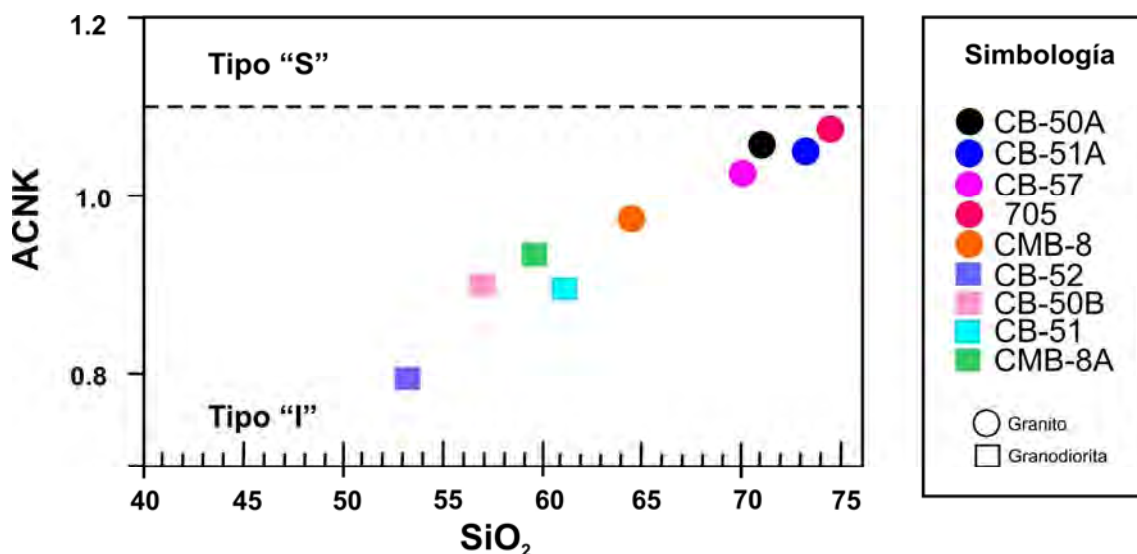


Figura 5.3. Diagrama de A/CNK de Chappell & White (1974) para la tipología de granitoides

Utilizando los diagramas de variación de elementos mayores (tipo Harker, 1909, Fig. 5.4), es posible observar variaciones en una serie de rocas analizadas con el objetivo de extender procesos tales la cristalización fraccionada, diferenciación magmática y abundancia de elementos debido a la presencia de fases minerales.

Como se mencionó anteriormente, las rocas analizadas poseen una variedad composicional desde dioritas hasta granitos. Así mismo, se tiene la presencia de rocas metamórficas de composición máfica (muestras CB-57A, CB-59-A, 1005 y 605) y una roca metasedimentaria (muestra 1105).

En los diagramas de la Figura 5.4 se presentan las variaciones de los elementos mayores. En forma general, los granitos presentan muy pocas variaciones en elementos como el MnO (0.06%), P₂O₅ (0.09%) y el TiO₂ (0.57%). Las diferencias para el Al₂O₃ (2.3%), K₂O (2.98%) y el Na₂O (2.01) también son poco significativas. Finalmente, las diferencias en Fe₂O₃ (4.48) y el CaO (4.49%) son más significativas mostrando un decremento en estos elementos con un empobrecimiento de estos elementos en tanto el contenido de SiO₂ se incrementa. En el caso de las granodioritas, estas presentan un patrón de comportamiento similar al observado en los granitos, pero con diferencias mucho menos significativas. En elementos como el Al₂O₃ (0.93%), Na₂O (0.91%), P₂O₅ (0.16%), TiO₂ (0.32%) y MnO (0.08%), las diferencias son menores con valores muy dispersos. Para elementos como el CaO (2.58%), K₂O (1.4%), MgO (1.44%) y Fe₂O₃ (4.55%), las diferencias son un poco más significativas con respecto a los granitos.

En las rocas metamórficas básicas (anfíbolitas) analizadas, la distribución de elementos mayores se presenta en forma dispersa. Elementos como el Al₂O₃ (7.63%), CaO (5.2%), Fe₂O₃ (7%) y MgO (8.2%) muestran las diferencias más significativas de este grupo de rocas, posiblemente debida al alto contenido de hornblenda, epidota, clinopiroxeno y ortopiroxeno en estas rocas, sin embargo, solo el CaO y el Fe₂O₃ poseen un comportamiento mas o menos lineal, con el empobrecimiento de estos elementos conforme aumenta el contenido en SiO₂. Las variaciones de K₂O (2.38%) y Na₂O (1.48%) son un poco mayores pero no presentan ningún patrón de comportamiento específico y estos elementos se presentan en menor cantidad. En el caso del TiO₂ (0.8%), P₂O₅ (0.95%) y MnO (0.12%) existe poca diferencia entre estos valores y no existe tampoco ningún comportamiento lineal.

La muestra perteneciente a la Unidad "El Jocote" (muestra 1105), es la roca que mayor contenido de Al_2O_3 y K_2O presenta (20.93 y 5.25 %, respectivamente), con lo cual fue posible corroborar el análisis petrográfico, pues esta roca presenta un alto contenido de biotita y muscovita. Las variaciones en el contenido de CaO son (0.22%), Na_2O (0.79%), MnO (0.08%) muy bajas (Fig. 5.4).

La abundancia de ciertos elementos en las rocas graníticas, como el potasio y el aluminio puede relacionarse con la presencia de feldespato potásico y plagioclasa, respectivamente. En las rocas intermedias y maficas, la abundancia de estos elementos es variada, ya que en las granodioritas el feldespato potásico se presenta en cantidades subordinadas y en el caso de las rocas máficas, éstas tienen un contenido de potasio y aluminio muy bajo. En elementos como el titanio, calcio, hierro y mangnesio, su abundancia del mismo decrece conforme la cantidad de sílice aumenta, por la presencia de piroxeno, anfíbol y óxidos de hierro y titanio en rocas máficas en intermedias y en rocas metamórficas.

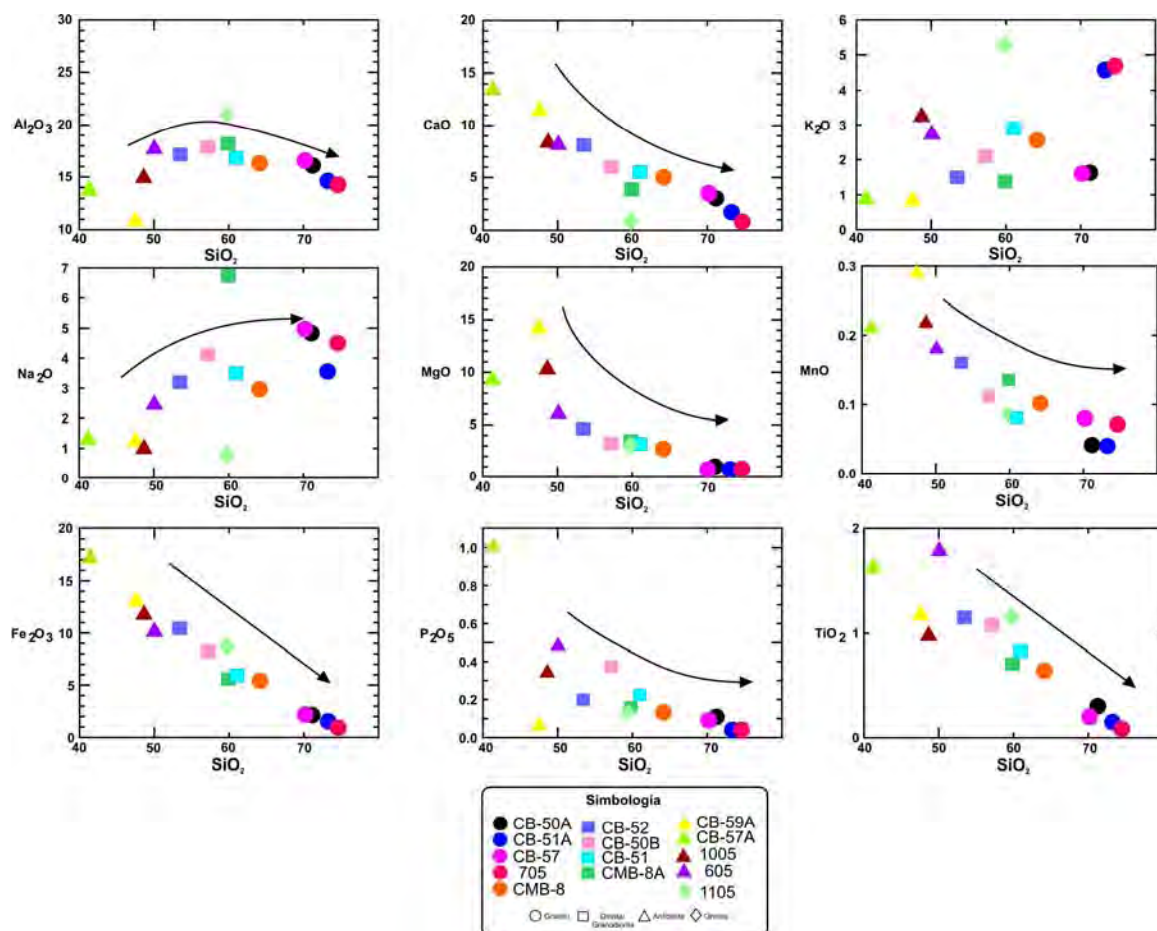


Figura 5.4. Diagramas "Harker" para elementos mayores vs. SiO_2 .

5.2. Elementos Traza

El comportamiento de los elementos traza en las rocas es una función compleja de la relación entre los materiales y los procesos involucrados en su formación. En general, se considera que los factores que determinan la composición de una roca son: composición de la fuente, fusión parcial, contaminación (mezcla o asimilación), procesos de cristalización fraccionada, condiciones P-T y fugacidad de los volátiles. De acuerdo a la clasificación de elementos de Goldschmidt (Figura 5.5) combinada con el comportamiento geoquímico de los mismos, estos pueden agruparse en: volátiles, semivolátiles, elementos mayores, metales de transición de la primera serie, elementos de alto potencial iónico, metales nobles, elementos alcalinos y alcalinotérreos, tierras raras y elementos de la serie de decaimiento U-Th. Sin embargo, los grupos de interés petrogenéticos que usualmente se utilizan son los elementos de altos potenciales iónicos, alcalinos y alcalinotérreos, algunos miembros de los metales de transición y las tierras raras. Dichas interpretaciones petrogenéticas se llevan a cabo mediante diagramas multielementales en los cuales se grafica la concentración de estos elementos normalizados con algún estándar (comúnmente el manto primitivo), en tanto que la disposición de los elementos en la Tabla periódica está en función del radio iónico y compatibilidad, de tal modo que los elementos ubicados hacia la izquierda serán los de mayor radio iónico y los más incompatibles, mientras que los ubicados hacia la derecha tendrán un comportamiento opuesto.

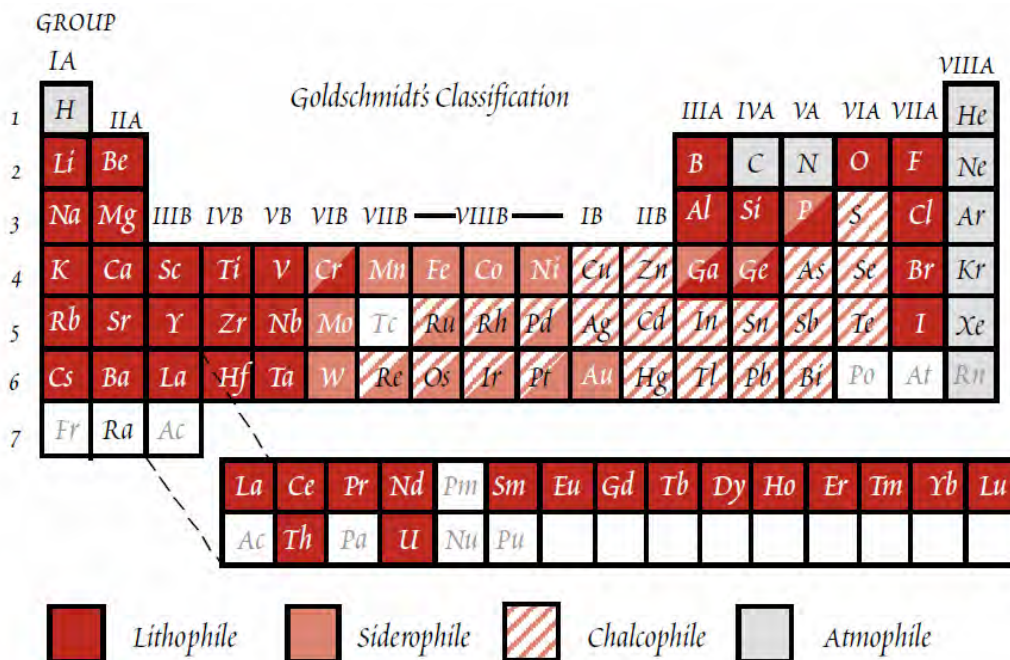


Figura 5.5. Clasificación química de los elementos propuesta por Goldshmidt

Elementos de alto potencial iónico (HFSE)

Estos elementos son denominados así por su alta carga iónica y radio iónico relativamente pequeño. Estos elementos están representados por Zr y Hf con un estado de valencia +4; Ta y Nb con valencia +5. En algunas ocasiones se consideran al U y al Th dentro de este grupo de elementos por su alto potencial iónico. Debido a su comportamiento y naturaleza estos elementos se pueden acomodar en las redes cristalinas de minerales comunes como isomorfos. Debido a que Zr y Hf son elementos moderadamente incompatibles, y otro lado, Nb y Ta son altamente incompatibles; los HFSE son particularmente insolubles y se mantienen inmóviles durante los procesos de intemperismo y metamorfismo.

Elementos alcalinos y alcalinotérreos

Debido a su solubilidad, estos elementos tienden a movilizarse durante los procesos de intemperismo y metamorfismo, por lo que su comportamiento es del tipo incompatible a las fases sólidas. Algunos elementos de estos grupos reciben el nombre de elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) y entre estos se encuentran: K, Rb, Cs, Sr y Ba. Los LILE tienden a concentrarse en las fases fluidas en los sistemas magmáticos durante la fusión o la cristalización. La corteza continental se encuentra enriquecida en LILE, ya que durante la intrusión de cuerpos plutónicos, estos elementos se movilizan y son acarreados por las fases fluidas como ya se ha mencionado.

Metales de transición de la primera serie

La solubilidad de los metales de transición es bastante variable, aunque se cree que es menor que las que poseen los LILE. Esto depende de los estados de valencia de dichos metales y de los aniones disponibles con los que se pueden establecer coordinaciones complejas. Del mismo modo, estos elementos presentan comportamientos muy variables en los magmas, siendo posible considerarlos moderadamente incompatibles (Ti, Cu, Zn), o bien, muy compatibles (Cr, Ni, Co). Sin embargo, el comportamiento de los elementos es una función de las dos fases (fluida y sólida), la cual depende directamente de la composición del magma.

La abundancia de elementos traza en las muestras bajo estudio se muestra en la Tabla 5.4,

TABLA 5.4. CONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS TRAZA													
Muestra	CB 50-A	CB 50-B	CB 51	CB 51-A	CMB 8	CMB-8A	CB 59A	CB 52	CB 57	CB 57A	705	1105	1005
Sector	Occidental		Central					Oriental					
Roca	Granito	Tonalita	Granito	Granito	Granito	Sien-Granod	Arfiboita	Dionita	Granito	Arfiboita	Granito	Gneis	Arfiboita
Be	1.84	nd.	2.28	2.25	1.81	1.31	2.19	1.83	nd.	nd.	6.55	5.32	2.04
Co	4.00	18.00	13.42	1.71	12.24	25.35	54.15	31.06	1.00	58.00	1.15	31.60	41.30
Cr	118.00	90.00	232.00	153.00	238.31	25.43	849.11	155.02	94.00	128.00	159.26	88.92	367.82
Sc	4.48	nd.	12.98	2.70	14.94	16.04	75.80	32.64	nd.	nd.	4.67	19.60	38.81
Cu	<10	<10	5.00	9.00	2.64	4.87	235.30	226.48	<10	157.00	286.83	39.29	21.76
Zn	<30	93.00	76.00	23.00	95.19	88.45	185.42	154.09	<30	92.00	12.94	185.52	120.21
Ni	<20	<20	17.00	8.00	13.15	11.50	122.09	28.50	<20	58.00	<5	43.50	107.07
V	15.00	160.00	198.50	106.30	147.66	97.43	291.62	327.34	10.00	568.00	13.96	132.80	315.09
S(%)	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.
Ga	19.00	24.00	nd.	nd.	nd.	20.47	nd.	nd.	16.00	20.00	nd.	28.68	18.38
Ge	0.80	1.00	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	nd.	0.90	1.40	nd.	nd.	nd.
Rb	33.00	69.00	91.25	92.70	73.03	42.30	10.26	35.78	23.00	26.00	205.11	225.35	141.96
Sr	337.00	661.00	562.40	265.50	357.83	332.84	70.37	420.51	797.00	733.00	136.47	78.14	140.89
Y	8.20	20.70	17.00	9.60	18.36	20.46	73.59	24.70	19.50	23.10	30.66	36.14	21.84
Zr	105.00	221.00	251.30	87.90	131.12	131.13	219.51	103.15	138.00	66.00	40.50	201.53	95.44
Nb	4.20	8.90	6.95	5.21	9.40	9.32	14.00	6.05	7.20	3.50	32.59	23.50	4.92
Mo	<2	<2	2.28	1.33	2.14	0.33	1.08	2.36	<2	<2	1.96	0.45	0.10
Cs	0.30	0.80	3.47	1.12	3.27	0.59	0.27	1.38	0.10	0.50	5.50	3.57	1.79
Ba	459.00	805.00	900.00	994.80	969.04	869.55	76.19	432.69	641.00	241.00	242.17	790.69	478.68
La	18.60	26.00	23.30	18.70	18.21	20.95	21.20	12.20	21.20	17.30	8.58	52.13	27.21
Ce	35.60	53.70	48.70	33.90	31.85	38.99	72.36	21.14	38.90	40.80	12.42	94.18	52.80
Pr	4.09	6.83	6.00	3.68	4.06	4.82	11.75	3.39	4.31	5.69	2.18	12.47	7.96
Nd	14.80	27.50	25.20	14.00	15.59	18.33	53.58	15.14	15.10	25.10	8.59	44.13	33.66
Sm	2.71	5.55	5.03	2.53	3.40	3.75	13.15	4.02	2.44	5.91	2.99	8.79	7.22
Eu	0.73	1.57	1.24	0.66	1.05	1.05	2.96	1.08	0.84	1.64	0.17	1.48	1.77
Gd	2.10	4.76	4.27	2.04	3.22	3.60	12.04	4.28	2.27	5.85	3.04	7.51	6.28
Tb	0.31	0.70	0.64	0.31	0.55	0.57	2.02	0.70	0.40	0.81	0.66	1.18	0.85
Dy	1.53	3.65	3.27	1.74	3.18	3.39	12.20	4.17	2.53	4.31	4.55	6.42	4.45
Ho	0.28	0.69	0.67	0.35	0.65	0.69	2.56	0.87	0.57	0.81	0.95	1.29	0.76
Er	0.78	1.95	1.74	0.97	1.96	2.00	7.78	2.58	1.86	2.23	3.12	3.70	1.89
Tm	0.11	0.28	0.25	0.16	0.28	nd.	1.07	0.38	0.30	0.30	0.51	nd.	nd.
Yb	0.68	1.69	1.55	1.03	1.80	2.11	6.89	2.47	2.03	1.81	3.79	3.57	1.70
Lu	0.11	0.24	0.24	0.17	0.29	0.33	1.05	0.36	0.32	0.26	0.56	0.53	0.24
Hf	2.80	5.40	6.83	2.86	3.68	3.68	6.01	3.13	3.40	2.00	2.30	5.71	2.67
Ta	0.27	0.42	0.54	0.67	0.48	0.76	0.27	0.09	0.44	0.25	3.79	1.75	0.27
Pb	20.00	7.00	11.40	19.80	6.05	8.95	2.40	4.78	<5	<5	16.66	47.84	2.95
Th	4.24	1.10	6.32	7.07	7.44	7.48	0.44	2.19	0.98	2.91	10.53	18.26	3.97
U	0.75	0.43	2.63	6.33	1.97	1.58	0.44	1.08	0.28	1.01	7.83	4.08	1.08
Sb	nd.	nd.	nd.	nd.	1.96	0.55	3.73	1.89	nd.	nd.	0.50	0.21	0.11

Para la interpretación de datos correspondientes a estos elementos en las muestras, se construyeron los diagramas normalizados con respecto a la composición de manto y de una contrita, propuestos por Sun y McDonough (1989), y Nakamura (1993), (Fig. 5.6-A y B, respectivamente)

En la Figura 5.6-A, se presentan las variaciones de elementos traza en los granitoides analizados. En primera instancia, es posible observar que existen dos comportamientos distintos: en el primero, se presenta una anomalía negativa de Nb, que puede ser diagnóstica de magmatismo en zonas de subducción. Elementos como el P y el Ti también poseen anomalías negativas, que puede ser interpretada como la ocurrencia de fraccionamiento de minerales como la titanita y apatita. Elementos como Ba, el K y U presentan anomalías positivas, lo que representa también la evolución de los magmas en la corteza debido a su grado de incompatibilidad. El segundo patrón de comportamiento observable es aquel que presenta el granito tipo "S" (peraluminoso) correspondiente a la muestra 705, el cual presenta una marcada

anomalía positiva de Ba que puede deberse a contaminación cortical, metasomatismo y sustitución isomórfica de Ba por K. Otras anomalías negativas de esta muestra son las del P y Ti que pueden deberse también a la incompatibilidad de estos elementos con el magma, y en el caso del titanio, a la escasez de minerales máficos en la roca. La anomalía del Nb en esta roca es moderadamente negativa, lo que implica probablemente la formación de esta roca en un ambiente distinto del resto. Las anomalías positivas se presentan principalmente en elementos como el U, Pb y Sr, que son altamente incompatibles y permitiendo deducir que el magma que dio origen a esta roca fue formado en la corteza y que ha sido diferenciado (Fig. 5.6-A).

El comportamiento de elementos traza en las rocas metamórficas analizadas se presenta en la Figura 5.6-B. Estas muestras también poseen tres tipos de comportamientos distinguibles: el primero es aquel que poseen las anfibolitas 605 y 1005. Estas rocas tienen una anomalía negativa de Nb bastante marcada, que puede ser un indicador de magmatismo en zonas de subducción, la cual es posible que se encuentre relacionado con la poca solubilidad de Nb en fluidos generados durante la deshidratación de corteza oceánica en subducción. Así mismo, el Ti pose también una anomalía negativa debido que este elemento queda retenido en minerales como el rutilo de rocas eclogíticas en márgenes convergentes. Otro elemento con anomalía negativa es el Sr, el cual pudo haber sido sustituido por Ca en las plagioclasas.

Para la anfibolita CB-59A, se observa una anomalía negativa de Th y Pb que se explica por la incompatibilidad de estos elementos. La anomalía de Nb es poco negativa, lo que indica poca evolución en el magma a partir del cual se formó el protolito de esta roca. Este comportamiento puede ser confirmado mediante la anomalía de P en esta roca, el cual es un elemento altamente incompatible (Fig. 5.6-B).

En el caso del gneiss 1105, se presenta una anomalía positiva de K y Pb, los cuales son elementos altamente incompatibles, por lo que el origen de los componentes de esta roca es cortical. Por otra parte, las anomalías negativas se presentan principalmente en elementos como el Nb y Sr que son incompatibles, y pueden ser asociados a rocas corticales evolucionadas (Fig. 5.6-B).

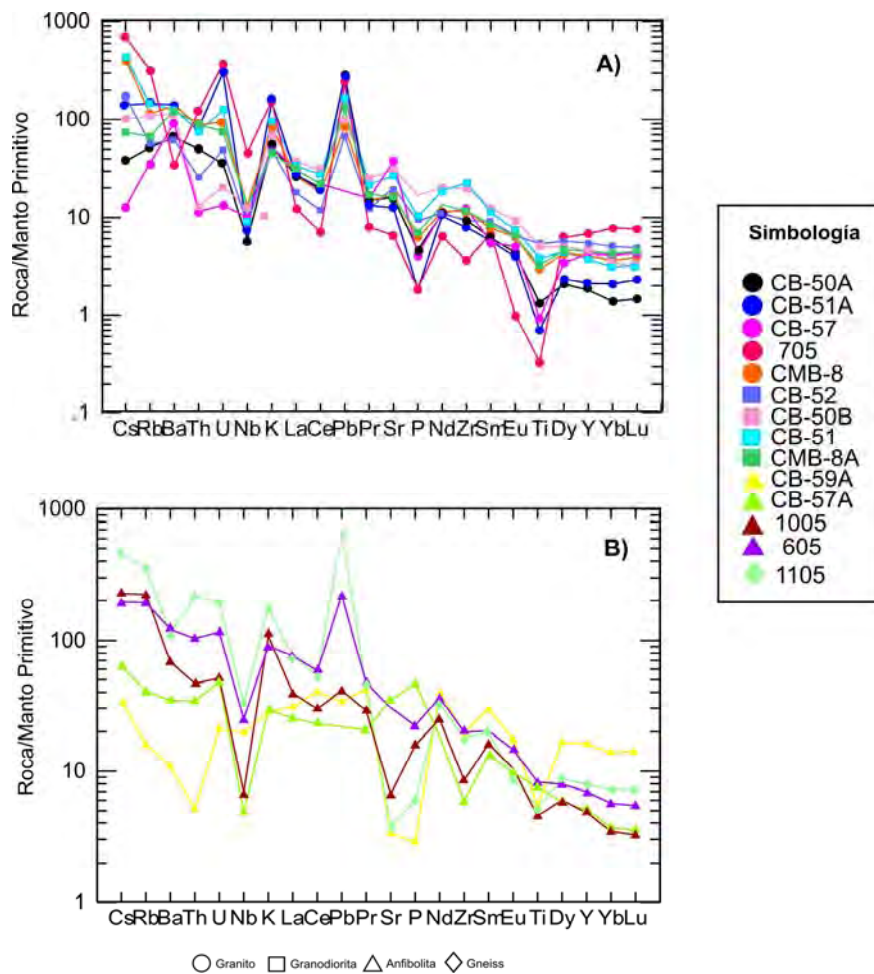


Figura 5.6. Diagramas Spider propuestos por Sun & McDounough (1989) normalizados con respecto al manto primitivo.

5.2.1. Tierras Raras

Geoquímicamente, el término "Tierras Raras" (REE; *Rare Earth Elements*), se encuentra restringido a los elementos pertenecientes a la serie de los lantánidos. Los REE son muy electropositivos, por lo que generalmente sus compuestos iónicos se encuentran sustituyendo a elementos cuyo radio catiónico es grande. El estudio geoquímico de estos elementos ha permitido establecer una normalización de los REE con respecto al manto y a condritas que permite eliminar el efecto de oscilación de las abundancias de acuerdo al número atómico.

Durante los procesos de cristalización fraccionada y diferenciación magmática, los REE pesados tienden a concentrarse en el manto, mientras que los ligeros son más compatibles con la corteza, de tal forma que los ligeros se concentran en feldespatos, biotitas y apatitos, mientras

que los pesados se concentran en piroxenos, anfíboles y granates principalmente. Debido a su alto potencial iónico, los REE tienden a ser insolubles en soluciones acuosas y no se movilizan durante el metamorfismo y/o el intemperismo.

En la Figura 5.7-A y se muestran las variaciones de REE con respecto a la condrita de los granitoides analizados. En dicho diagrama es posible observar que algunas de las rocas analizadas están enriquecidas en LREE con una inflexión negativa para los valores del Ce que puede ser interpretada como resultado de la interacción con agua de mar (White, 2005; Peter Schaaf, comunicación personal). En el caso del granito 705, esta roca presenta una marcada anomalía de Eu, posiblemente debido al fraccionamiento de plagioclasa y un enriquecimiento en HREE lo cual puede ser explicado por la presencia de granate como ya ha sido corroborado con la petrografía. En general, el comportamiento las rocas graníticas es característica de rocas pertenecientes a ambientes tectónicos corticales y muestran un comportamiento lineal a partir del Disprosio.

En la gráfica 5.7-B se presentan los valores normalizados de REE de las rocas metamórficas. Los patrones de comportamiento de estos elementos muestran una pendiente decreciente de las LREE, aunque una excepción, en el caso de la anfibolita CB-59 que denota un patrón distinto al resto de las rocas máficas en su génesis mostrando un comportamiento casi horizontal, éstas rocas poseen un patrón de comportamiento similar al de aquellas rocas generadas en corteza continental o enriquecida en HREE durante su ascenso.

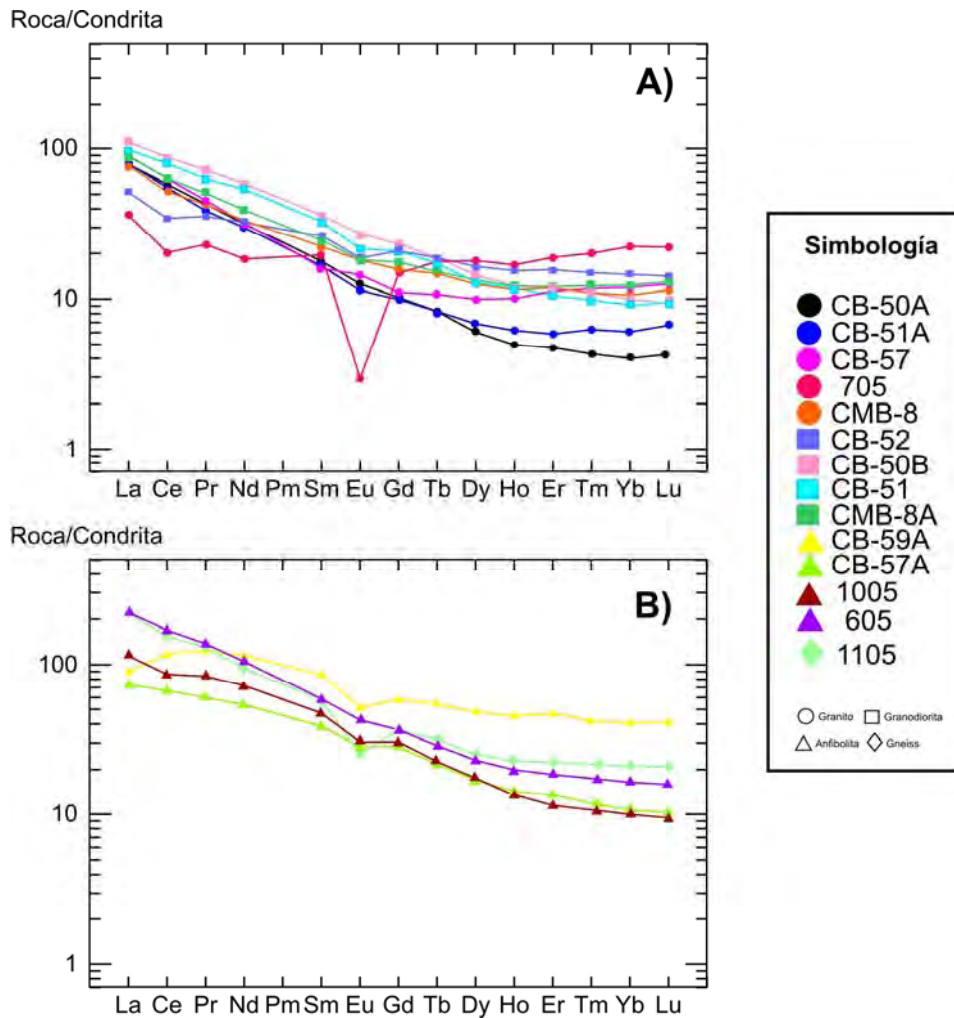


Figura 5.7. Diagramas de tierras raras con valores normalizados respecto a condritas de Nakamura (1974):

A) Granitoides y B) Rocas metamórficas

5.2.2. Ambiente tectónico de formación

Para la determinación del ambiente tectónico de formación de granitoides, fue utilizado el diagrama de ambientes tectónicos de Pearce *et al.*(1984).

En el diagrama de discriminación Rb vs. Yb+Nb (Fig. 5.8), la mayor parte de estos granitoides procede de un ambiente tectónico de arco volcánico, con excepción del granito 705, el cual aparece dentro del campo de granitos formados en un ambiente intraplaca, cuyo patrón de comportamiento en elementos traza caracteriza a fuentes de magmas muy evolucionados y en el diagrama de tierras raras muestra una anomalía negativa de Eu bastante marcada.

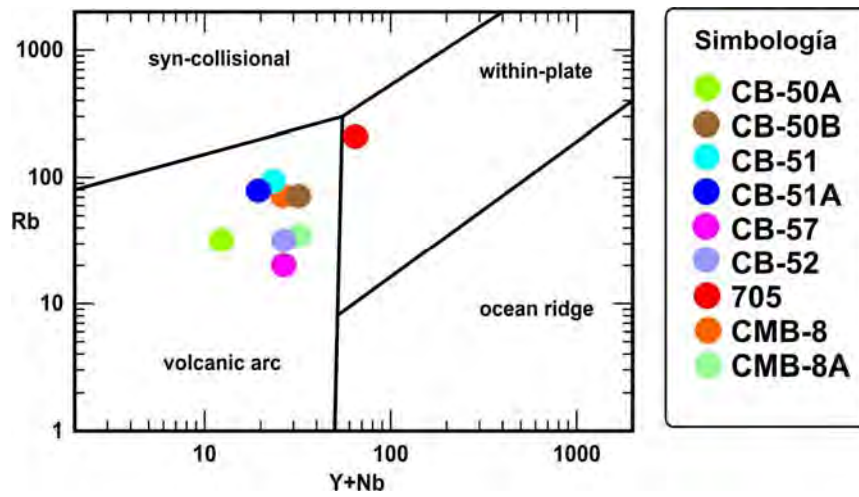


Figura 5.8. Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos (Pearce et al., 1984) Y+Nb vs. Rb

6. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Y GEOCRONOLOGÍA

El capítulo presente muestra resultados de los análisis isotópicos realizados en un total de 13 muestras mediante las técnicas de Rb-Sr y Sm-Nd (descritas en el capítulo 3).

6.1. Fundamentos teóricos

6.1.1. Sistema Rubidio-Estroncio

Para poder aplicar el método Rb-Sr es necesario mencionar algunos aspectos importantes de estos dos elementos: el Rb es un elemento perteneciente al grupo de los metales alcalinos, lo que lo convierte en un elemento incompatible con respecto al manto terrestre propiciado el enriquecimiento de este elemento en la corteza terrestre. Su radio iónico es de 1.48 Å, que es similar al del K (1.33 Å), cuya abundancia en la corteza terrestre, más la compatibilidad de los radios iónicos y las cargas atómicas, permiten la sustitución entre sí. El Rb no es un elemento formador de minerales; sin embargo, éste puede alojarse en las estructuras cristalinas como isomorfo del K. Por otra parte, el Sr es un metal alcalino terreo y, aunque existen minerales de Sr, estos son de menor ocurrencia. Así mismo, este elemento posee un radio iónico de 1.13 Å que es similar al radio iónico del Ca (0.99 Å), por lo que existen sustituciones isomorfas entre estos elementos. El Sr es un elemento compatible con el manto y debido a esto, las rocas corticales presentan abundancias mayores de este elemento con respecto a las rocas del manto.

El sistema de decaimiento radioactivo Rb-Sr es considerado como una herramienta importante para estimar las implicaciones petrogenéticas de rocas, principalmente como trazador natural. Debido al fraccionamiento que ha experimentado la Tierra desde hace ~3.5 Ga (Fig.6.1), la corteza se ha enriquecido en sus concentraciones de Rb. Por tal motivo, el manto presenta menores concentraciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, en tanto que la corteza presenta relaciones isotópicas más variadas y elevadas.

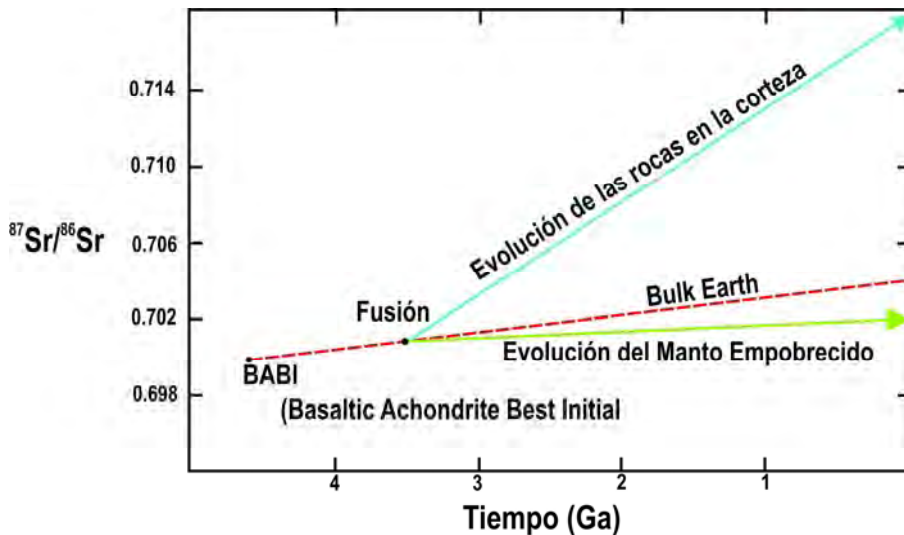


Figura 6.1. Diagrama de evolución de las relaciones isotópicas de Sr con respecto al Tiempo Geológico.

Para establecer la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, es necesario determinar el incremento de isótopos de ^{87}Sr a partir del decaimiento del ^{87}Rb , lo cual es posible mediante la siguiente ecuación:

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

Donde: D: Isótopos hijos presentes (hoy)

D_{inicial} : isótopos hijos presentes en el momento de inicio del decaimiento (tiempo inicial)

N: isótopos padres

λ : constante de decaimiento del ^{87}Rb ($1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$)

t: edad del evento (cristalización o enfriamiento)

Debido a que analíticamente los resultados se presentan como relaciones isotópicas, esta expresión puede transformarse en la ecuación general del sistema Rb-Sr con respecto al isótopo estable ^{86}Sr de tal forma que queda:

$$\left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_m = \left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_i + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1) \dots \dots \dots (i)$$

$$\left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_i = \left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_m - \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1) \dots \dots \dots (ii)$$

Donde m es el valor obtenido de la medición e i es el valor inicial de la relación.

Por otra parte, es posible establecer ciertos criterios petrogenéticos: cuando las relaciones isotópicas iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son inferiores a la línea de interpolación del *Bulk Earth* (Fig. 6.1), es muy probable que el Sr provenga del manto (directa o indirectamente). Cuando la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se encuentra significativamente más elevada que el *Bulk Earth*, pueden haber

dos posibilidades: i) que el Sr sea derivado en su totalidad de rocas corticales de composición silíceas, cuya composición isotópica debió enriquecerse en ^{87}Sr por su edad y/o alta relación Rb/Sr (pudiendo ser ambas); y ii) que una parte del Sr sea de origen mantélico, pero que ha experimentado cambios significativos por adición de Sr procedente de fuentes corticales enriquecidas en ^{87}Sr (Faure & Mensing, 2005). En las Tablas 6.1 y 6.2 se muestran algunas de las características isotópicas en los diferentes niveles de la corteza terrestre.

TABLA 6.1. CARÁCTER ISOTÓPICO DE Rb-Sr y Sm-Nd DE LA CORTEZA CONTINENTAL		
Fuentes de corteza continental	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$
Corteza Superior	Alto Rb/Sr Alto $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Bajo Sm/Nd Bajo $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ - ^{144}Nd (-) ϵNd
Corteza Media	Moderadamente alto Rb/Sr (0.2-0.4) $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.72-0.74$	Retraso en la evolución del Nd en la corteza con respecto a la fuente condritica
Corteza Inferior	Empobrecimiento de Rb Rb/Sr < ca 0.4 Bajo $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 0.702-0.705	
Bulk Earth	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.7052$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd} = 0.51264$ (Condrita)

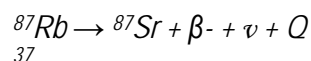
Tabla 6.1, Rollinson (1993)

TABLA 6.2. CARACTERÍSTICAS COMUNES EN GRANITOIDES		
Tipo de granitoide	I	S
SiO_2	54-76%	65-74
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	bajo	alto
ACNK	metaluminoso a peraluminoso	peraluminoso
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.706-0.712	>0.707
Composición química	Alto LILE/HFSE, medio Rb, Th, U	Variable LILE/HFSE, alto Rb, Th, U
Mineralogía	Bt, Hbl, Px, Mgt, Ilm	Bt, Ilm, sill, plg, gt
Petrogénesis	Zona de subducción, fusión cortical (Fuente ígnea máfica a intermedia)	Zona de subducción, fusión cortical (Fuente sedimentaria)

Tabla 6.2, Modificado de Pitcher (1993)

6.1.1.1. Método de fechamiento Rb-Sr

El método de fechamientos Rb-Sr se basa en el decaimiento radioactivo del isótopo ^{87}Rb a ^{87}Sr ocasionado por un decaimiento de tipo β^- , el cual consiste en la emisión de una partícula beta y que es expresado de la siguiente manera:



Donde:

β^- = Partícula beta negativa

ν = Antineutrino

Q = Energía emitida durante el decaimiento

La vida media del ^{87}Rb es de $T_{1/2} = 48.813 \times 10^9$ años, de ahí que puede obtenerse la constante de decaimiento λ por medio de la siguiente expresión:

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

De donde se obtiene el valor de $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$

Para poder establecer la edad de un mineral o roca mediante este sistema es necesario determinar el incremento de los isótopos de ^{87}Sr a partir del decaimiento del ^{87}Rb , lo cual puede realizarse por medio de la siguiente ecuación matemática:

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

Debido a que analíticamente los resultados se presentan como relaciones isotópicas, esta expresión puede transformarse en la ecuación general del sistema Rb-Sr con respecto al isótopo estable ^{86}Sr de tal forma que queda:

$$\left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_m = \left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_i + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Donde m significa obtenido de la medición e i valor inicial

Para despejar t de la ecuación (i) que representa la edad del sistema se obtiene la siguiente ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left[\frac{^{86}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_m - \left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_i}{\left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_i} + 1 \right] \dots\dots\dots\text{(iii)}$$

No obstante, existe una dificultad en la ecuación (ii), debido a que dos de sus términos no se obtienen en forma directa. Puesto que la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial se obtiene por el método de la isócrona. La relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ se determina por medio de la siguiente ecuación mediante dilución isotópica.

$$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} = \left[\frac{\text{Rb}}{\text{Sr}} \right] * \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \frac{N}{N} * \frac{Sr_{\text{peso atómico}}}{Rb_{\text{peso atómico}}} \dots\dots\dots\text{(iv)}$$

Donde:

Rb = Concentración de Rb en la muestra (ppm)

Sr = Concentración de Sr en la muestra (ppm)

$[^{87}\text{Rb}]_N$ = Abundancia natural del Rb (27.85%)

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

Para el método de la isócrona (Fig. 6.2), normalmente se emplean diferentes minerales cogenéticos o el análisis de diferentes muestras de roca total (WR- *Whole Rock*). La ecuación (1) se define como una expresión de línea recta del tipo:

$$y = b + mx$$

En donde el eje de las abcisas es la relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, y el eje de la ordenada es la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Esta metodología se fundamenta en el hecho de que los minerales sean comagmáticos y por tal motivo presenten una relación inicial igual obedeciendo las temperaturas de cierre para este sistema isotópico.

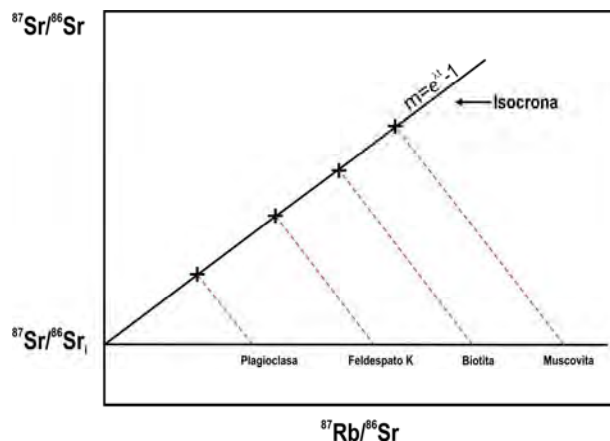


Figura 6.2. Esquema del fundamento teórico de la construcción de un diagrama de isócrona.

La temperatura de cierre es un valor específico bajo el cual un mineral inicia la retención parcial de isótopos padres e inicia el enfriamiento del sistema. Los valores de éste parámetro para los minerales empleados para fechamientos mediante Rb-Sr en el presente estudio se presentan a continuación (Chen et al., 1996; Jenkin et al., 1995):

Mineral	Temperatura de cierre
Muscovita	299 [°C]
Biotita	316 [°C]

6.1.2. Sistema Samario-Neodimio

El Sm y el Nd son elementos que pertenecen al grupo de elementos de Tierras Raras (REE) y son aquellos que poseen un número atómico (Z) entre 57 y 71 formando iones cuyos radios disminuyen conforme aumenta su número atómico. Las concentraciones de Sm y Nd en los silicatos aumentan durante los procesos de cristalización magmática de acuerdo con la serie de reacciones de Bowen. En el caso de las rocas ígneas, la concentración de estos elementos posee una relación directa con el incremento del grado de diferenciación, de modo que la fase líquida en un magma se va enriqueciendo en Nd con respecto al Sm debido a que el radio iónico del Nd es un poco mayor que el del Sm y la relación Sm/Nd disminuye con la diferenciación. Tanto el Sm como el Nd poseen 7 isótopos naturales, cuyas abundancias se muestran en la siguiente Tabla:

Sm	Isótopos	144	147	148	149	150	152	154
	Abundancia (%)	3.1	15	11.2	13.8	7.4	26.7	22.8
Nd	Isótopos	142	143	144	145	146	148	150
	Abundancia (%)	27.1	12.2	23.9	8.3	17.2	5.7	5.6

De estos isótopos, el ¹⁴⁷Sm es el isótopo radioactivo y el ¹⁴³Nd es el radiogénico, por lo que son utilizados como un método de fechamiento. Entre ellos, el isótopo padre ¹⁴⁷Sm se transforma en ¹⁴³Nd mediante decaimiento tipo α con una vida media T_{1/2}=1.06x10¹¹ años y bajo una constante λ=6.54x10⁻¹²a⁻¹



La relación inicial se define mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}_i} = \left[\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right] (e^{\lambda t} - 1) - \left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right] \dots\dots\dots (v)$$

El sistema Sm-Nd se comporta de manera opuesta al sistema Rb-Sr en muchos parámetros, debido a que, en primer lugar, el manto cuenta con relaciones Sm/Nd más elevadas que la corteza. En segundo lugar, la proporción de Sm-Nd es más uniforme en las rocas corticales y silíceas a diferencia de las rocas máficas y ultramáficas.

La abundancia del isótopo radiogénico ¹⁴³Nd ha aumentado con el tiempo debido al decaimiento del isótopo radioactivo ¹⁴⁷Sm, y por lo tanto, la relación ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ha ido aumentando con el tiempo. La evolución del Nd en la Tierra, de acuerdo con el CHUR se ilustra en la Figura 6.3:

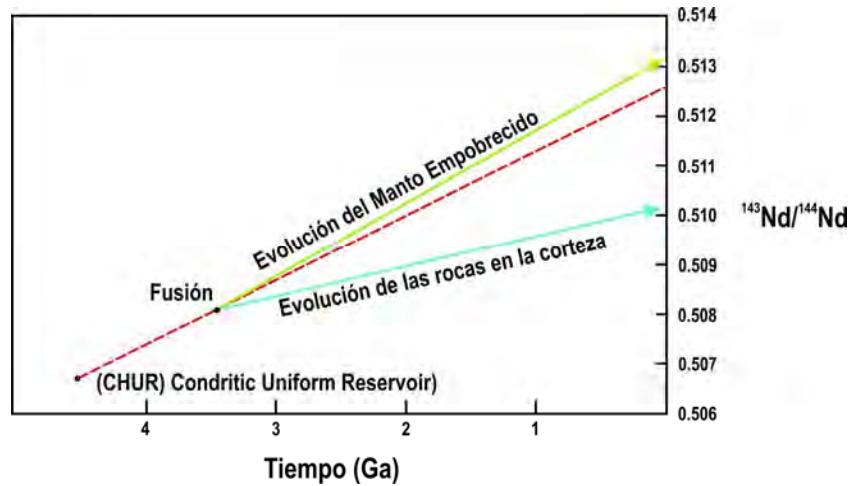


Figura 6.3. Evolución isotópica del Nd en la Tierra a partir de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

La evolución isotópica del Nd en la Tierra, es descrita en función de un modelo llamado CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*) (De Paolo, 1988). Este modelo sugiere que el Nd terrestre evolucionó a partir de un almacén o reservorio uniforme cuya relación Sm-Nd en la misma forma que los meteoritos condriticos con un valor en la relación hoy de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.512638, y el valor $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR hoy}}$ es de 0.1967 con lo que es posible calcular la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$ para cualquier t del pasado:

$$\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{\text{CHUR}_{\text{inicial}}} = \left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{\text{CHUR}} - \left[\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{\text{CHUR}} (e^{\lambda t} - 1) \dots \dots \dots \text{(vi)}$$

La relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ puede ser convertida a un valor denominado Epsilon (ϵ), entendida como la desviación de la relación isotópica respecto al CHUR y multiplicada 10^4 veces con el fin de reflejar las pequeñas variaciones de esta relación en las rocas y/o minerales para ser representadas en gráficas. El parámetro ϵ está determinado por la siguiente ecuación:

$$\epsilon\text{Nd}_{\text{hoy}} = \left(\frac{\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_m}{\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{\text{CHUR}_{\text{hoy}}}} - 1 \right) \times 10^4 \dots \dots \dots \text{(vii)}$$

$$\epsilon\text{Nd}_t = \left(\frac{\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_m}{\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{\text{CHUR}_t}} - 1 \right) \times 10^4 \dots \dots \dots \text{(viii)}$$

En donde la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del *CHUR* es de 0.512638. Si el resultado de este valor es positivo y es mayor al valor del *CHUR*, esto indica que la roca proviene del manto superior en el reservorio posterior a su fusión parcial. Se dice que estos residuos sólidos se encuentran empobrecidos en elementos litófilos de radio iónico grande (LIL), lo cuales pertenecen al manto. Por otra parte, si el valor obtenido es negativo, esto nos indica que la roca proviene de una fuente cuya relación isotópica Sm/Nd es menor que la del *CHUR*, y por consiguiente, estas rocas derivaron o fueron asimiladas de la corteza. Cuando el resultado es cero, esto indica que la composición isotópica de Nd en la roca no se distingue del reservorio condritico, y por lo tanto esta roca es derivada directamente del *CHUR* o manto inferior (Figura 6.4).

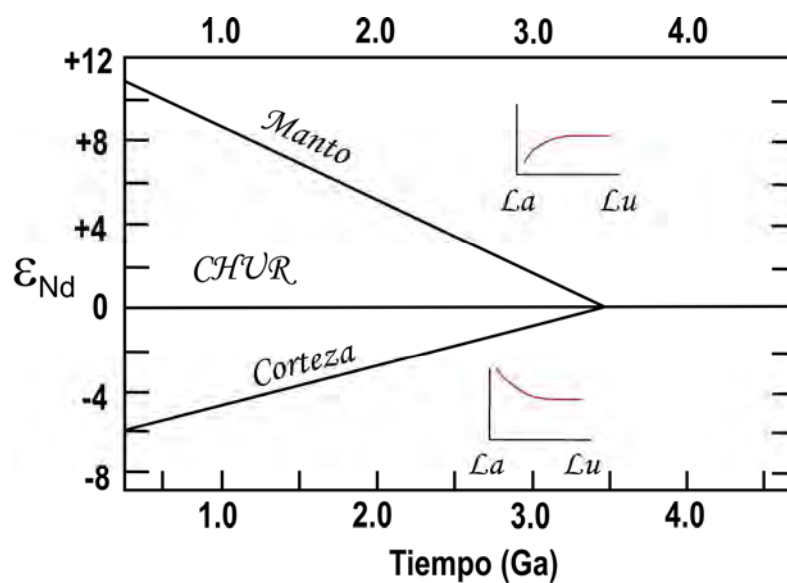


Figura 6.4. Valores para ϵ_{Nd} a partir de la separación del Nd terrestre de un reservorio uniforme, el cual posee una relación Sm/Nd igual a la de los meteoritos condriticos. Los gráficos La-Lu muestran la distribución de LREE en función de este valor.

6.1.2.1. Edades Modelo y T_{DM}

Para el sistema Sm-Nd las edades obtenidas de las rocas se obtienen comparando las relaciones isotópicas en estudio $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^m$ contra aquellas del manto empobrecido (DM) o *Depleted Mantle*, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ y con la composición primordial de la Tierra (*CHUR=Chondritic Uniform Reservoir*) $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$. Estos valores representan el tiempo promedio desde que la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la roca era igual a la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del *DM* y del *CHUR*. Partiendo de esta premisa y de las ecuaciones que representan la cantidad actual de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en una roca se obtiene:

$$T_{modelo} = \frac{\text{Ln}}{\lambda} \left[\frac{\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_m - \left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{CHUR}^0}{\left[\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right]_m - \left[\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{CHUR}^0} + 1 \right] \dots(\text{ix})$$

$$T_{DM} = \frac{\text{Ln}}{\lambda} \left[\frac{\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_m - \left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{DM}^0}{\left[\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right]_m - \left[\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right]_{DM}^0} + 1 \right] \dots\dots\dots(\text{x})$$

Donde $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{DM} = 0.51316$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{DM} = 0.2137$

6.1.2.2. Método de fechamientos Sm-Nd

Para determinar la edad, se obtiene t:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_m - \left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_i}{\left[\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right]_m} + 1 \right] \dots\dots\dots(\text{xi})$$

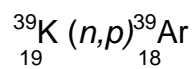
La relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ se calcula a partir de las concentraciones de Sm y Nd, así como los pesos atómicos. Para la determinación de edades de roca debe trabajarse con el método de dilución isotópica en el cual, se han tomado el ^{145}Nd y el ^{149}Sm como trazadores. Aunque la vida media del ^{147}Sm es muy larga, este sistema es útil para el fechamientos de rocas terrestres principalmente de composición máfica y ultramáfica, meteoritos y rocas lunares, así como los minerales que constituyen estas rocas (granate, hornblenda, piroxeno, plagioclasa, ilmenita y apatito) que preferentemente tengan edades mayores a 500-600 Ma. Las edades obtenidas en las rocas pueden interpretarse como edades de cristalización. En el caso de rocas metamórficas, las edades obtenidas en minerales representan edades de metamorfismo. Por otra parte, una aplicación importante de este método radica en el hecho de que la construcción de la gráfica ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aporta información de interés sobre la evolución geoquímica y petrogenética de las rocas.

6.1.3. Sistema $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$

El método de fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es una modificación de la técnica de fechado K-Ar. En el método K-Ar, la cantidad presente de ^{40}K en una roca o mineral es determinada por medio de la medición del K total, utilizando técnicas como fotometría de flama, absorción atómica y fluorescencia de rayos X, calculándose la cantidad de ^{40}K basándose en su abundancia. La cantidad original de ^{40}K es la suma de la cantidad actual de ^{40}K y la cantidad que ha decaído a ^{40}Ca por emisión de una partícula *beta* o a ^{40}Ar radiogénico por el decaimiento del ^{40}K . Las edades obtenidas mediante K-Ar representan el tiempo transcurrido desde el enfriamiento.

En el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ la muestra es irradiada en un reactor nuclear, donde es producido ^{39}Ar del ^{39}K en la muestra. La cantidad de ^{39}Ar producida es relativa a la cantidad de K presente en la muestra. Por otra parte, se deben hacer correcciones por el argón atmosférico y por la transformación del parte del ^{40}Ar radiogénico a ^{41}Ar por el flujo de neutrones del reactor.

El método de datación $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ está basado en la formación de ^{39}Ar por la irradiación de muestras que contengan potasio con neutrones térmicos y acelerados en un reactor nuclear. Bajo este procedimiento, la reacción esperada es:



Debido a su índice lento del decaimiento, el ^{39}Ar puede ser tratado como un elemento estable durante el período de tiempo que dure el análisis. Cuando una muestra que contiene potasio es irradiada con neutrones en un reactor nuclear, los isótopos de argón se forman mediante diversas reacciones involucrando potasio, calcio y cloruros. Empleando la fórmula propuesta por Mitchell (1968), el número de ^{39}Ar formados en la muestra por la irradiación de neutrones es:

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \Delta T \int \varphi(\epsilon)\sigma(\epsilon) d\epsilon \dots\dots\dots (xii)$$

Donde:

^{39}Ar : Número de átomos irradiados en la muestra

T: Duración de la irradiación

$\varphi(\epsilon)$: Flujo de energía de neutrones

$\sigma(\epsilon)$: Es la sección transversal de captura de neutrones con una determinada energía ϵ

El resultado de esta integración es un número entero que representa el espectro de energía emitida por los neutrones. El número de átomos radigénicos ^{40}Ar presentes en la muestra debido al decaimiento de ^{40}K durante el tiempo de vida es:

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda_e}{\lambda} ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{(xiii)}$$

Donde:

λ_e : Constante de decaimiento del ^{40}K por la captura de electrones

λ : Decaimiento constante total de ^{40}K

Después de la irradiación de neutrones en una muestra $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ está dada por:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} = \frac{\lambda_e}{\lambda} \frac{^{40}\text{K}}{^{39}\text{K}} \frac{1}{\Delta T} \int \varphi(\epsilon) \sigma(\epsilon) d\epsilon$$

Dando como resultado:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} = \frac{(e^{\lambda t} - 1)}{J} \quad \text{(xiv)}$$

Después de la irradiación, el argón del flujo en movimiento es fusionado y enviado a un sistema de vacío y la relación de $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ es medida con un espectrómetro de masas.

En el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento por pasos, con frecuencia se utiliza la expresión de edad de meseta, lo que significa que se grafica cada paso y se obtiene un espectro de edad. Si más de 5 pasos o más del 50% del volumen de Ar liberado son continuos o tienen la misma edad entre sus errores, se pueden definir una meseta de edad, que puede relacionarse a un evento geológico. Un avance reciente de la técnica es el uso de láseres para extraer el Ar de pequeñas áreas o puntos ("*spots*") de un cristal. Básicamente, un rayo láser es disparado hacia un "*spot*" del cristal, calentándolo por arriba de su punto de fusión y liberando el argón, el cual es analizado posteriormente en un espectrómetro de masas. Esto permite que la distribución de edades en un solo grano pueda ser mapeada en detalle y se pueden obtener edades más precisas.

6.1.4. Sistema U-Th-Pb

El método Uranio-Torio-Plomo es un método isotópico con el cual es posible fechar rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias. Este método es generalmente utilizado en rocas de composición ácida e intermedia tales como granitos, granodioritas, riolitas, dacitas, etc., debido a la presencia de circones en las mismas, ya que el circon es un mineral con alto contenido de uranio y poco plomo común.

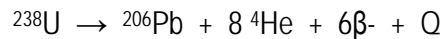
El U es un elemento que pertenece a la serie de los actínidos, cuyo número atómico es 92 y radio iónico de 1.1 y 0.97 Å, y con valencias más estables de +3 y +4, respectivamente. En condiciones de oxidación el uranio tiene valencia de +6 y forma compuestos como el uranilo (UO_2^{+2}) que son muy solubles en agua permitiendo la alta movilidad de este elemento mientras que el Th es relativamente insoluble. Durante los procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada el U se comporta como un elemento muy incompatible y se concentra en las fases líquidas para posteriormente ser incorporado dentro de las fases más silíceas. Por esta razón es posible encontrarlo en minerales tales como circón, esfena, apatito, monacita, rutilo, uraninita, alanita, etc. Por otro lado, el Th también pertenece a la serie de los actínidos y posee un radio iónico de 1.10 Å comportándose en forma similar al uranio durante los procesos geológicos antes mencionados. El U y el Th se encuentran frecuentemente en el mismo mineral y es por lo tanto posible en muchos casos hacer tres determinaciones de la edad independientes, una por cada isótopo, en un mismo mineral. En lo que respecta al Pb, es un metal perteneciente a la familia IVA cuyo número atómico es 82. Es un elemento calcófilo y parcialmente siderófilo, con valencia +2 y radio iónico 1.20 Å. Al igual que el U, el Pb es un elemento incompatible con el manto, aunque poco menos soluble que el U.

El U tiene tres isótopos que ocurren en forma natural: ^{238}U , ^{235}U y ^{234}U . Los tres isótopos son radiactivos y consisten de dos isótopos padres radiactivos ^{238}U y ^{235}U . El ^{234}U forma parte de la serie de decaimiento del U ($^{238}U \rightarrow ^{206}Pb$) y decae con una vida media de 2.45×10^5 años al ^{230}Th , el cual también es metaestable. Los isótopos radiactivos del Th son: ^{232}Th , que posee una vida media larga y cinco isótopos de vida corta que resultan como hijos intermedios de la serie de desequilibrio de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th . La abundancia de los isótopos de U se muestra en la Tabla 6.4:

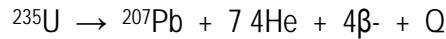
TABLA 6.4. ABUNDANCIA DE ISÓTOPOS DE URANIO				
Isótopo	% Uranio natural	Numero de protones	Numero de neutrones	Vida media (años)
^{238}U	99.284	92	146	4.46×10^6
^{235}U	0.711	92	143	704×10^6
^{234}U	0.0055	92	142	245, 000

El ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th son cada uno padres de una cadena de hijos radiactivos que producen isótopos estables de Pb. El decaimiento del ^{238}U incluye al ^{234}U como hijo intermedio y finaliza en el ^{206}Pb estable. Durante la producción de cada átomo de ^{206}Pb son emitidas ocho partículas *alfa*

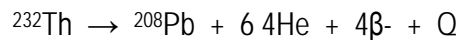
correspondientes a un isótopo de 4He , y seis partículas beta más energía como se expresa a continuación:



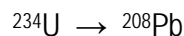
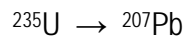
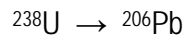
El decaimiento del ^{235}U produce el ^{207}Pb estable, después de la emisión de siete partículas *alfa* y cuatro *beta*:



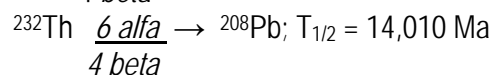
El decaimiento del ^{232}Th produce la emisión de seis partículas *alfa* y cuatro partículas *beta* conduciendo a la formación del ^{208}Pb estable:



Como resultado de estos procesos son formados un total de 43 isótopos de 12 elementos distintos como hijos intermedios de estas series de decaimiento, en las cuales ninguno es miembro de más de una serie y donde el núclido final es un isótopo de Pb estable:



Las vidas medias de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th , son todas mucho más grandes que las de sus respectivos hijos de la serie de decaimiento. La vida media del ^{238}U es comparable con la edad de la Tierra, y la del ^{235}U es más corta, de tal modo que la mayoría del ^{235}U primordial en la Tierra se ha convertido a ^{207}Pb . La vida media del ^{232}Th es comparable con la edad del Universo.



El decaimiento de los dos isótopos padres del U con diferentes vidas medias permite determinar edades independientes. El número de átomos de ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb , que son acumulados en un tiempo (t) está en función de la cantidad presente de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th :

$$\left. \begin{aligned} ^{206}\text{Pb}^* &= ^{238}\text{U} (e^{\lambda^{238}t} - 1) \\ ^{207}\text{Pb}^* &= ^{235}\text{U} (e^{\lambda^{235}t} - 1) \\ ^{208}\text{Pb}^* &= ^{232}\text{Th} (e^{\lambda^{232}t} - 1) \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \textit{Reloj isotópico:} \\ \textit{depende de la} \\ \textit{concentración del isótopo} \\ \textit{padre y del tiempo} \end{array}$$

*Pb**: Plomo radiogénico

El proceso en las series de decaimiento del U se resume en la Figura 6.5.

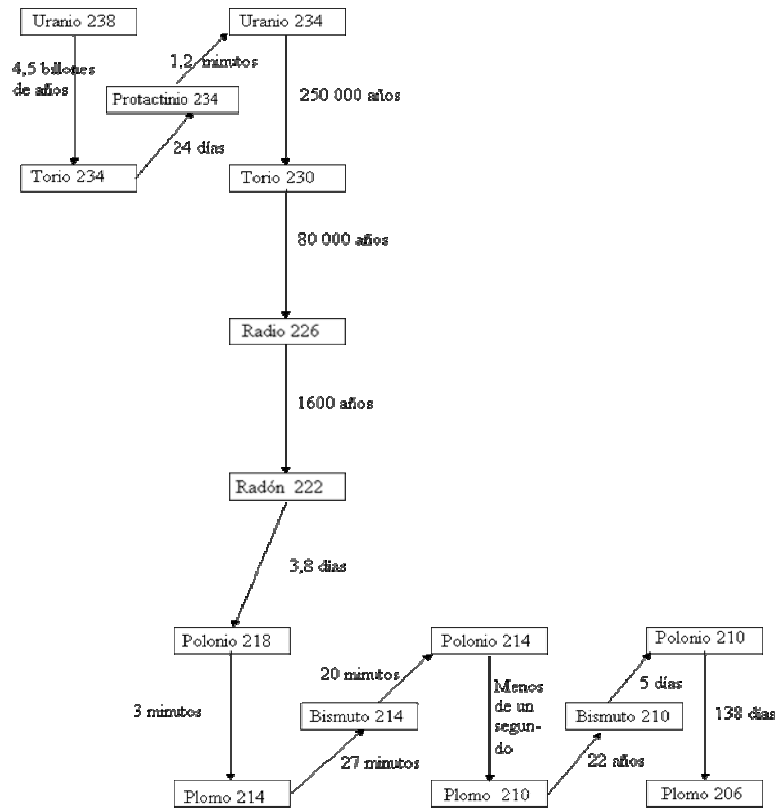


Figura 6.5. Esquema de las series de decaimiento del ²³⁵U.

Para llevar a cabo un fechamiento con este método es necesario cuantificar el Pb originalmente presente cuando se formó la muestra ($Pb_{inicial}$). Las cantidades totales de ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb y ²⁰⁸Pb en una muestra es igual al plomo inicial más el plomo radiogénico como se enlista a continuación:

$$^{206}Pb_{medido} = ^{206}Pb_{inicial} + ^{238}U (e^{\lambda^{238}t} - 1) \dots \dots \dots (xv)$$

$$^{207}Pb_{medido} = ^{207}Pb_{inicial} + ^{235}U (e^{\lambda^{235}t} - 1) \dots \dots \dots (xvi)$$

$$^{208}Pb_{medido} = ^{208}Pb_{inicial} + ^{232}Th (e^{\lambda^{232}t} - 1) \dots \dots \dots (xvii)$$

La relación ²⁰⁶Pb*/²⁰⁷Pb* solo depende del tiempo y es independiente de la relación padre e hijo, por lo que no es necesario medir la relación padre/hijo:

$$\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*} = \frac{(e^{\lambda^{235}t} - 1)}{137.88(e^{\lambda^{235}t} - 1)} \dots \dots \dots (xviii)$$

Donde 1/137.88 representa la relación atómica ²³⁵U/²³⁸U el día de hoy en todos los tipos de rocas. Por otra parte, el Pb posee cuatro isótopos naturales ²⁰⁸Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁶Pb y ²⁰⁴Pb, de los cuales, los primeros son producto del decaimiento del U y del Th; solo el ²⁰⁴Pb no es radiogénico y las abundancias promedio de los isótopos de Pb se muestran en la Tabla 6.5:

TABLA 6.5. ABUNDANCIA DE LOS ISÓTOPOS DE PLOMO	
Isótopo	Abundancia %
²⁰⁸ Pb	54.4
²⁰⁷ Pb	22.1
²⁰⁶ Pb	24.1
²⁰⁴ Pb	1.4

6.1.4.1. Diagrama de la Concordia

Los resultados isotópicos del sistema U-Pb generalmente son representados en un diagrama que fue introducido por Wetherill (1956; 1963) donde se grafican las relaciones $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (en las ordenadas) Vs. $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (en las abscisas, Figura 6.7) formando una curva denominada *La Concordia*. La *Concordia* es una curva (debido a las diferentes vidas medias del ^{238}U y del ^{235}U) generada por todos los puntos con edades concordantes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Wetherill 1956; 1963). Las muestras cuyas relaciones isotópicas alojen sus datos a lo largo de la curva, reciben el nombre de "edades concordantes". Dichas edades, se interpretan como una edad de cristalización del mineral, es decir, una edad de cristalización magmática. Si los sistemas isotópicos de U y Pb permanecieron cerrados en una muestra, ambas edades resultan concordantes y sus puntos se encuentran en la línea de la concordia, pero este caso es relativamente raro. Cuando los datos obtenidos no se alojan a lo largo de la Concordia, se denominan discordantes. Este comportamiento hace posible la construcción de una línea llamada *La Discordia*. La *discordia* (Figura 6.6) es una línea que une puntos de un sistema isotópico abierto, la cual tendrá una intersección superior y otra inferior con la Concordia. En el caso de que en un cuerpo magmático estén presentes núcleos heredados en los circones, la intersección inferior corresponde a la edad de un evento magmático y la superior a la edad de los protolitos (de dichos núcleos). Por otro lado, la intersección superior puede representar la edad de cristalización y la inferior la última apertura del sistema isotópico o sea la edad del metamorfismo. Si existe pérdida de Pb, los puntos caen debajo de la concordia y las muestras forman parte de la discordia. Por otra parte, si hay ganancia de U los puntos caen por arriba de la concordia (Fig. 6.6).

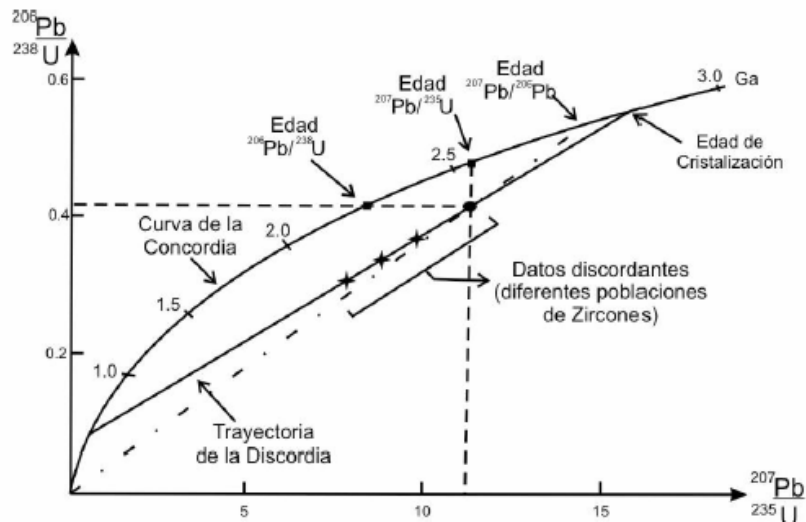


Figura 6.6. Diagrama de la concordia mostrando los datos de las posiciones de cuatro poblaciones de circones, de una muestra de un mismo plutón de granito. Para los datos de los puntos más superiores la edad aparente de U/Pb así como las de Pb/Pb, son dadas por las intersecciones de las líneas discontinuas con la curva de la concordia. Normalmente las edades de Pb/Pb son mayores y la de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ son las más bajas. En la Figura es posible apreciar los datos que se obtienen de la concordia; así como la discordia y su significado. (Tomado de Jäger et al, 1979).

6.1.4.2. Requisitos para edades concordantes de U-Pb y Th-Pb

- Que el mineral haya permanecido cerrado con respecto al U, Th y Pb a través de la historia geológica
- Que existan valores iniciales correctos de las relaciones de Pb
- Que las constantes de decaimiento del U y Th sean conocidas con precisión
- Que la composición isotópica del U no haya sido modificada por fraccionamiento isotópico

6.2. Resultados

En este estudio fueron realizados fechamientos isotópicos empleando los sistemas U-Th-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Mediante dichos sistemas se obtuvieron un total de 12 edades. Sin embargo, debido a la inconsistencia de los datos estadísticos y/o errores analíticos durante el proceso de medición, no fue posible obtener resultados confiables en las muestras 1005 y CMB-8, por lo que tales resultados han sido omitidos de esta sección. Los sistemas utilizados y minerales separados de cada muestra de roca se especifican en la Tabla 6.5.

TABLA 6.5. MÉTODOS DE FECHAMIENTO EMPLEADOS					
Sector	Muestra	Roca	Mineral	Sistema	Técnica Analítica empleada
Occidental	CB-50-B	Diorita	Circón	U-Pb	ID-TIMS
Central	CB-51	Granito	Biotita	Rb-Sr	ID-TIMS
	CB-51-A	Granito	Circón	U-Pb	ID-TIMS
	CMB-8	Granito	Circón	U-Pb	ID-TIMS
	CMB-8A	Sienita/Diorita	Circón	U-Pb	ID-TIMS
Oriental	CB-52	Diorita	Hornblenda	Ar-Ar	Calentamiento por pasos
	CB-57	Granito	Biotita	Rb-Sr	ID-TIMS
	CB-57-A	Anfibolita	Hornblenda	Ar-Ar	Calentamiento por pasos
	1105	Gneis	Circón	U-Pb	LA-ICP-MS
	605	Anfibolita	Circón	U-Pb	LA-ICP-MS
	705	Granito	Circón Granate	U-Pb	LA-ICP-MS
				Sm-Nd	ID-TIMS
	1305	Granito	Biotita y muscovita	Ar-Ar	Calentamiento por pasos
Rb-Sr				ID-TIMS	

6.2.1. Isótopos de Rb-Sr y Sm-Nd

Las relaciones isotópicas de Rb-Sr, Sm-Nd y las concentraciones obtenidas en este estudio mediante dilución isotópica y espectrometría de masas se presentan en la Tabla 6.6. Los recálculos de relaciones isotópicas se presentan en la Tabla 6.7. Para el cálculo de las $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inic}}$ y las edades $t(\text{Ma})$ se utilizaron los valores obtenidos mediante las ecuaciones i-viii, dependiendo del sistema empleado. Tales cálculos fueron realizados con la finalidad de interpretar la génesis de las rocas bajo estudio, para lo cual se empleó la combinación de las relaciones isotópicas de Sr y Nd. Las edades empleadas para la obtención de los mismos se explicarán con detalle en los apartados 6.2.2 y 6.2.3.

TABLA 6.6.RELACIONES ISOTÓPICAS Y CONCENTRACIONES MEDIDAS									
Muestra	Código	Roca	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1 sd*	2 SE(M)	n	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
CB-50A	2646 PS ID	granito	0.213	0.704819	41	11	57	0.111	0.512540
CB-50B	2720 PS ID	granodiorita	0.298	0.706479	33	9	58	0.117	0.512317
CB-51	2648 PS ID	granito	0.387	0.705255	40	11	58	0.115	0.512503
CB-51A	2649 PS ID	granito	0.751	0.705378	31	8	57	0.103	0.512532
CB-57	2651 PS ID	granito	0.061	0.705720	39	10	57	0.094	0.512230
CB-57A	2652 PS ID	anfibolita	0.076	0.705551	38	11	52	0.137	0.512400
CMB-8	3040 PS ID	granito	0.639	0.706584	38	10	56	0.119	0.512500
CB-52	3041 PS ID	gabro	0.246	0.703673	36	10	57	0.146	0.512969
CB-59A	3042 PS ID	anfibolita	0.322	0.710023	39	10	57	0.139	0.512133
705	3211 PS ID	granito	4.555	0.738407	39	11	54	0.180	0.512352
605	3300 PS ID	neis anfibolítico	0.456	0.710895	37	10	56	0.108	0.512347
1005	3301 PS ID	anfibolita	2.247	0.721734	39	11	54	0.126	0.512417
1105	3302 PS ID	de biotita y sill	7.132	0.750656	40	11	54	0.113	0.511948
CMB-8A	3303 PS ID	monzonita	0.322	0.705971	34	9	57	0.122	0.512434

Muestra	1 sd*	2 SE(M)	n	εNd	1s	Concentración (Dilución isotópica) (ppm)			
						Rb	Sr	Sm	Nd
CB-50A	16	4	57	-1.9	0.3	23.6	320.2	2.22	12.07
CB-50B	15	4	58	-6.3	0.3	63.5	616.7	5.32	27.51
CB-51	13	4	55	-2.6	0.3	68.3	510.7	4.14	21.83
CB-51A	20	5	56	-2.1	0.4	73.0	281.3	2.40	14.10
CB-57	17	5	57	-8.0	0.3	17.1	815.5	2.39	15.37
CB-57A	17	4	58	-4.6	0.3	19.1	727.4	5.98	26.37
CMB-8	19	5	56	-2.7	0.4	70.2	317.6	3.11	15.83
CB-52	19	5	58	6.5	0.4	33.6	395.0	3.81	15.82
CB-59A	20	6	51	-9.9	0.4	7.6	68.5	11.86	51.62
705	20	5	56	-5.6	0.4	194.0	123.6	3.03	10.19
605	21	6	51	-5.7	0.4	111.7	708.8	9.12	50.91
1005	17	5	56	-4.3	0.3	117.9	152.0	6.92	33.07
1105	14	4	56	-13.5	0.3	199.6	81.3	9.42	50.51
CMB-8A	22	6	50	-4.0	0.4	38.9	349.5	3.74	18.57

Los análisis de Sr, Sm y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MA62 en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM. Las mediciones de Rb se realizaron con un espectrómetro de masas NBS en el Instituto de Geología, UNAM. Para su análisis, las muestras fueron cargadas como cloruros y medidas como iones metálicos. Para los valores de Rb, Sr y Nd se analizaron 60 relaciones isotópicas y 20 para Sm. Los valores (1sd = ± 1σ_{abs}) se refieren a los errores durante la medición en los últimos dos dígitos. 2 SE(M) = 2σ_{abs} / √n. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd fueron corregidas por fraccionamiento de masas vía normalización a ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194 y ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219, respectivamente. Los valores estándar empleados por el LUGIS se muestran a continuación: para el estándar NBS 987 Sr: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710238 ± 22 (±σ_{abs}, n = 324), para el estándar La Jolla (Nd) ¹⁴³Nd/¹⁴⁴nd = 0.511873 ± 23 (±σ_{abs}, n=166).

La incertidumbre relativa de ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = ±6%, y de ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = ±2% (1σ). La reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de ± 4.5%, ± 1.8%, ± 3.2% y ± 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).

TABLA 6.7. RECALCULO DE VALORES ISOTÓPICOS INICIALES

Muestra	Roca	t (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inic}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inic}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHURt}}$	$\epsilon\text{Nd}_{\text{HOY}}$	ϵNdt	T_{DM} Ga
CB50A	granito	242	0.704086	0.512363	0.512326	-1.9	0.7	0.9
CB50B	diorita	242	0.705453	0.512131	0.512326	-6.3	-3.8	1.3
CB-51	granodiorita	22	0.705134	0.512486	0.512609	-2.6	-2.4	1.0
CB-51A	granito	22	0.705143	0.512517	0.512609	-2.1	-1.8	0.9
CB-57	granito	165.8	0.705576	0.512127	0.512424	-8.0	-5.8	1.2
CB-57A	anfíbolita	259.5	0.705270	0.512166	0.512304	-4.6	-2.7	1.5
CMB-8	granito	187	0.704884	0.512354	0.512397	-2.7	-0.8	1.1
CB-52	diorita	66.1	0.703441	0.512906	0.512552	6.5	6.9	0.4
CB-59A	anfíbolita	251	0.708871	0.511904	0.512314	-9.9	-8.0	2.1
705	granito	482	0.707123	0.511784	0.512013	-5.6	-4.5	3.6
605	anfíbolita	454	0.707945	0.512025	0.512053	-5.7	-0.5	1.2
1005	anfíbolita	454	0.707198	0.512040	0.512053	-4.3	-0.3	1.3
1105	gneiss	482	0.701670	0.511521	0.511894	-13.5	-7.3	1.8
CMB-8A	sienita/diorita	187	0.705115	0.512285	0.512397	-4.0	-2.2	1.2

Los valores iniciales de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las muestras analizadas presentan en general, valores entre 0.704 a 0.707 en granitos, 0.703 a 0.705 en granodioritas y 0.705 a 0.708 en anfíbolitas. Según la Tabla 6.1, estos valores corresponderían en su mayor parte a rocas que fueron originadas en niveles medios y superiores de la corteza terrestre.

Como ya se vio en el capítulo anterior, la mayoría de los granitoides (Figura 5.4) poseen un índice de saturación en alúmina de medio a alto (peraluminosos y metaluminosos), sin embargo, con base en las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales obtenidas y las características petrográficas de las muestras bajo estudio, se puede deducir que en este grupo de rocas se tienen los dos tipos de granitoides: los primeros, de tipo I (muestras CB-50A, CB-50B, CB-51, CB-51A, CB-57, CMB-8, CMB-8A y CB-52). Para el granito 705, este valor es de 0.707, permitiéndonos clasificarlo como un granito de tipo "S" con valores iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevados implicando procesos de anatexis y fusión parcial, cuya fuente pueden ser rocas metasedimentarias pre-existentes. La naturaleza de los reservorios magmáticos y fuentes de las rocas pueden ser corroboradas con los valores ϵNd obtenidos. Por otra parte, las edades modelo obtenidas varían desde los 0.9 y 3.6 Ga (Muestras CB-50A y 705, respectivamente), indicando que con respecto al resto de las muestras, este granito (705) ha incorporado material cortical muy antiguo.

Para la mayoría de los granitoides, los valores ϵNd son negativos con excepción de las muestras CB-50A y CB-52, que presentan valores positivos con relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales son 0.704 y

0.703 respectivamente, lo que podría indicar una fuente ubicada en niveles inferiores de la corteza terrestre o en una zona de subducción. Esto es posible corroborarlo con la Figura 6.8, en donde es posible ubicar a la muestra CB-50A dentro del campo de las rocas magmáticas derivadas por la fusión de corteza basáltica, posiblemente en una zona de subducción. En el caso de la diorita CB-52, ésta se ubica en el campo de magmas procedentes de niveles corticales inferiores. Ambos magmas presentan componentes derivados del manto, los cuales durante su ascenso experimentaron diferenciación.

Para el caso de la muestra 1105 (gneis de biotita y silimanita), el valor inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fue de 0.701, que representa una gran inconsistencia, ya que esta roca ha sido clasificada como granito tipo "S". Esta inconsistencia puede ser explicada por un error analítico durante la medición, o bien, por hibridización del magma durante su ascenso. Los parámetros ϵNd y edad modelo de esta roca son de -7.3 y 1.8 Ga, respectivamente. El valor del parámetro ϵNd_i nos indica que esta roca fue formada en la corteza continental y el material que la conforma ha estado reciclándose durante largos periodos de tiempo.

En las anfibolitas (CB-59, 1005, CB-57A, CB-59A y 605) valores iniciales de la relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son mayores a 0.705 y los valores del parámetro ϵNd varían desde -0.3 a -8.0. En la Figura 6.7, es posible observar que se encuentran en el campo de las rocas formadas en la corteza continental, permitiéndonos corroborar la que los protolitos de las mismas son de composición máfica como fue demostrado mediante el análisis petrográfico elaborado en el capítulo 4.

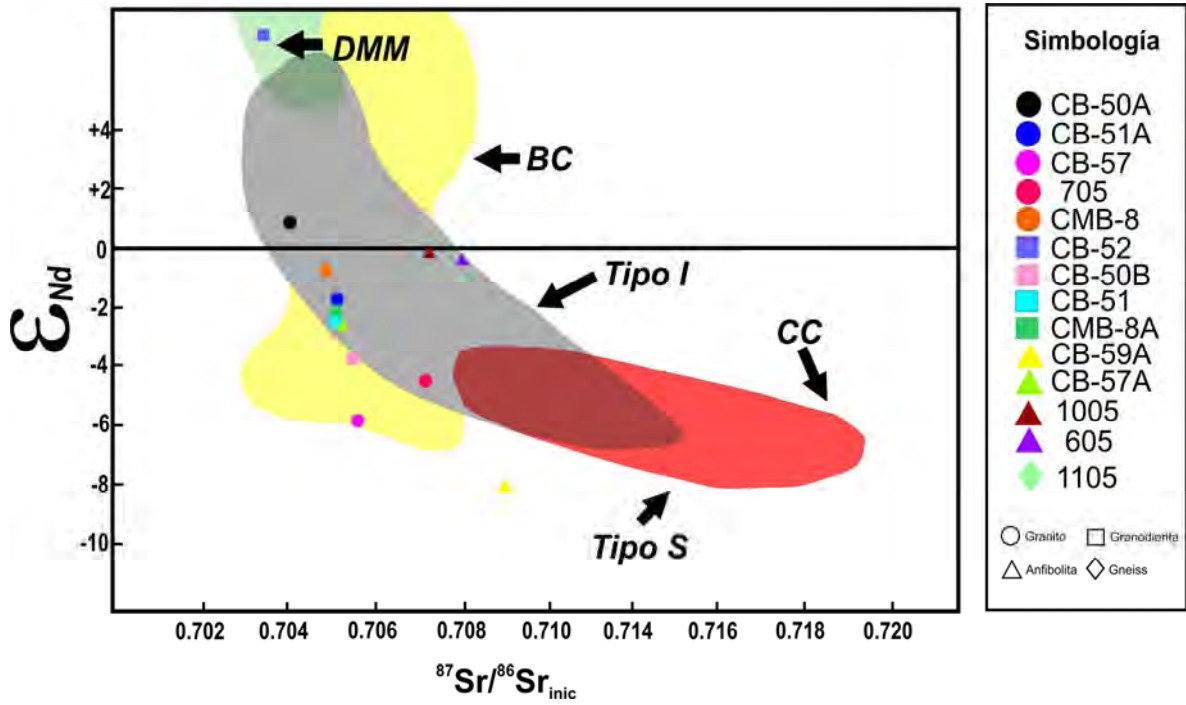


Figura 6.7. Correlación de Valores para ϵ_{Nd} vs. $^{86}Sr/^{87}Sr$ iniciales. DMM: Depleted Mantle Magma, BC: Basalt Crust, CC: Continental Crust.

6.2.2. Geocronología mediante Rb-Sr

Para la obtención de edades mediante isotopía de Rb-Sr se realizó la separación de micas, para las cuales se analizaron mediante dilución isotópica con el objetivo de obtener las concentraciones de dichos elementos y sus correspondientes valores isotópicos. Con el empleo de este sistema se obtuvo un total de 3 edades de las muestras CB-51, CB-57 y 1305 mediante la construcción de isócronas de dos puntos con los valores de la roca total de cada mineral. A continuación se presentan los resultados obtenidos y sus isócronas correspondientes:

6.2.2.1. Granito de biotita CB-51

Esta muestra corresponde a la parte central de área de muestreo. Para la construcción de la isócrona, fueron analizados cristales de biotita y polvo de roca total. Los valores isotópicos reducidos se presentan en la Tabla 6.8.

TABLA 6.8. COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE MINERALES SEPARADOS DE LA MUESTRA CB-51											
Muestra	Código LUGIS	Mineral	$^{87}Rb/^{86}Sr$	1 s.d.	$^{87}Sr/^{86}Sr$	1 s.d.	1 sd*	2 SE(M)	n	Concentración ID	
										Rb	Sr (ppm)
CB51A WR	2649 PS ID	granito	0.75	0.0150177	0.705378	0.000031	31	8	57	73.0	281.3
CB51A Bi	3489 VA ID	biotita	210.79	4.2157954	0.731656	0.000055	55	17	43	649.2	8.9

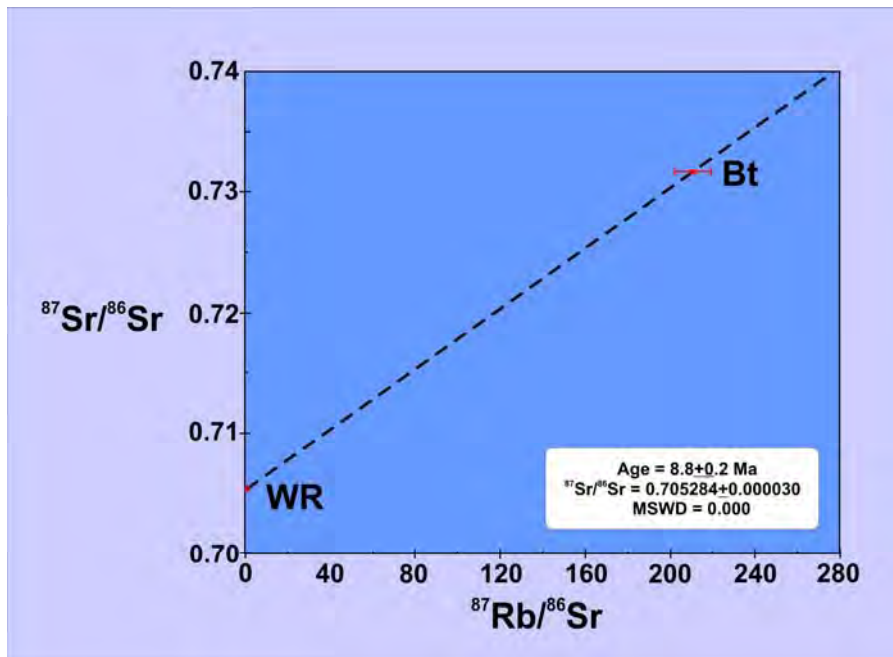


Figura 6.8. Diagrama de la isócrona de la muestra CB-51

En la Figura 6.8, se muestra el diagrama de la isócrona obtenido mediante el análisis isotópico realizado a los concentrados de minerales antes mencionados (Bt). Dichos valores fueron correlacionados con los valores isotópicos obtenidos del análisis isotópico de la roca total (WR). La edad obtenida es de 8.8 ± 0.2 Ma ($\pm 2\sigma$) (Mioceno tardío), la cual se interpreta como la edad de enfriamiento de esta roca.

6.2.2.2. Granito de biotita CB-57

Esta muestra corresponde a un granito ubicado en el sector oriental del área de estudio. Para la muestra CB-57, se obtuvo un concentrado de cristales de biotita. Los valores isotópicos obtenidos mediante dilución isotópica se muestran en la Tabla 6.9:

TABLA 6.9. COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE MINERALES SEPARADOS DE LA MUESTRA CB-57											
Muestra	Código LUGIS	Mineral	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1 s.d.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 s.d.	1 sd*	2 SE(M)	n	Concentración Rb (ID)	Sr (ppm)
CB57 WR	2651 PS ID	granito	0.0607106	0.00	0.70572	0.000039	39	10	57	17.1	815.5
CB57 Bi	3436 VA ID	biotita	37.793242	0.76	0.794665	0.000042	42	12	53	266.5	20.6

El diagrama de la isócrona obtenido se muestra en la Figura 6.9:

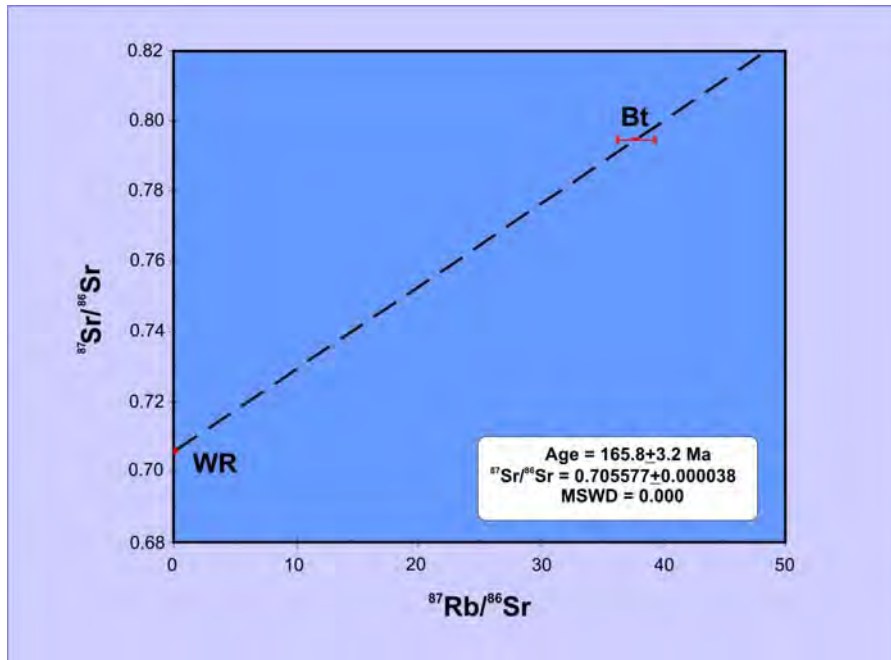


Figura 6.9. Diagrama de la isócrona de la muestra CB-57

La edad obtenida mediante la correlación de los valores isotópicos de la roca total (WR) con los del cristales de biotita revelaron una edad de 165.8 ± 3.2 Ma ($\pm 2\sigma$) (Jurásico Medio), que es interpretada como la edad de enfriamiento.

6.2.2.3. Granito de biotita y muscovita 1305

Esta muestra corresponde a un granito del sector oriental. Para la obtención de la edad de esta roca, fueron analizados dos concentrados de minerales, uno de biotita y el segundo de muscovita. Esto con la finalidad de obtener valores isotópicos de mayor precisión. Los resultados se muestran en la Tabla 6.9.

TABLA 6.9. COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE MINERALES SEPARADOS DE LA MUESTRA 1305											
Muestra	Código LUGIS	Mineral	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1 s.d.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 s.d.	1 sd*	2 SE(M)	n	Concentración Rb (ID)	Sr (ppm)
1305 Bi	2728 PS ID	biotita	95.73	1.91	1.263155	0.000054	54	14	57	363.4	11.6
1305 Mu	2729 PS ID	muscovita	16.00	0.32	0.817649	0.00004	40	11	55	293.7	53.7

El diagrama de la isócrona con la correlación de estos valores se presenta en la Figura 6.10.

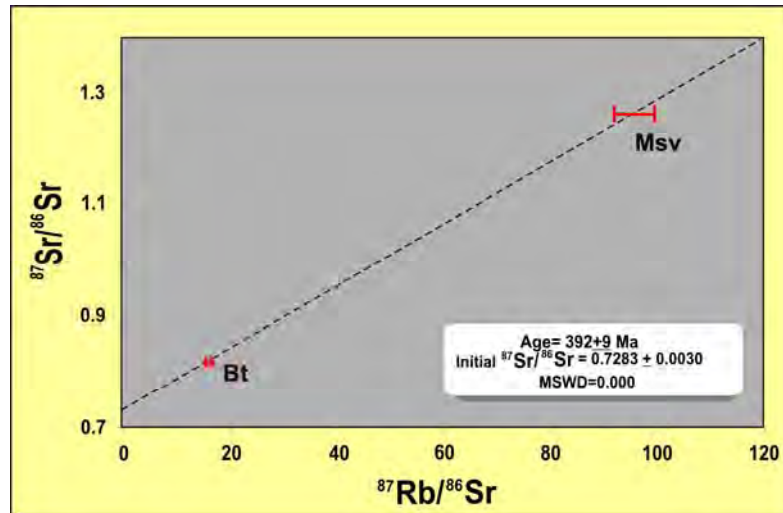


Figura 6.10. Diagrama de la isócrona de biotita-muscovita de la muestra 1305

La edad obtenida para esta muestra es de 392 ± 9 Ma ($\pm 2\sigma$) (Devónico Medio), valor que ha sido interpretado como la edad promedio de enfriamiento de esta roca en función de la temperatura de cierre de la biotita y la muscovita. Esta edad fue corroborada con el método Ar-Ar. Dicho análisis será explicado con mayor detalle en la sección 6.4.4.

6.2.3. Geocronología mediante Sm-Nd

6.2.3.1. Granito tipo "S" 705

Este método fue realizado únicamente para analizar un concentrado de cristales de granate del tipo de la espesartina separados del granito 705, ubicado en el sector oriental del MC. Para la clasificación mineralógica de estos cristales se llevó a cabo un análisis cualitativo con microscopio electrónico en el Instituto de Geología, UNAM. Las imágenes del mismo se muestran a continuación (Fig. 6.11).

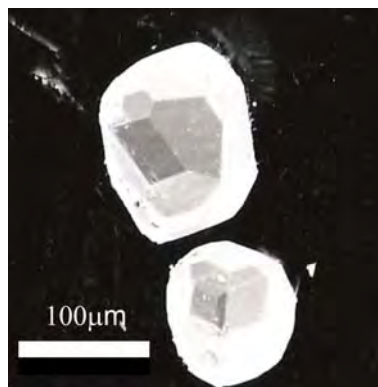


Figura 6.11. Cristales de granate del tipo de la espesartina analizados mediante microscopía electrónica y empleados para el fechamiento con el método Sm-Nd.

Los valores isotópicos obtenidos del granate mediante ID y CR (sin Spike) se muestran en la Tabla 6.10:

TABLA 6.10. COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE GRANATE MUESTRA 705												
Muestra	Código LUGIS	Mineral	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	1 sd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd	1 sd*	2 SE(M)	n	1s	Concentración ID	
											Sm	Nd
705 Gt	3210 VA ID	granate	0.351	0.007022	0.512874	0.000029	29	8	54	0.57	16.3	28.0
705 Gt	3210 VA CR	granate	0.351	0.007022	0.512871	0.000015	15	4	54	0.29	16.3	28.0

Los valores isotópicos obtenidos en el análisis de roca total se muestran en la Tabla 5.5. Dichos valores fueron utilizados para la construcción del diagrama de la isócrona, la cual se muestra en la Figura 6.12.

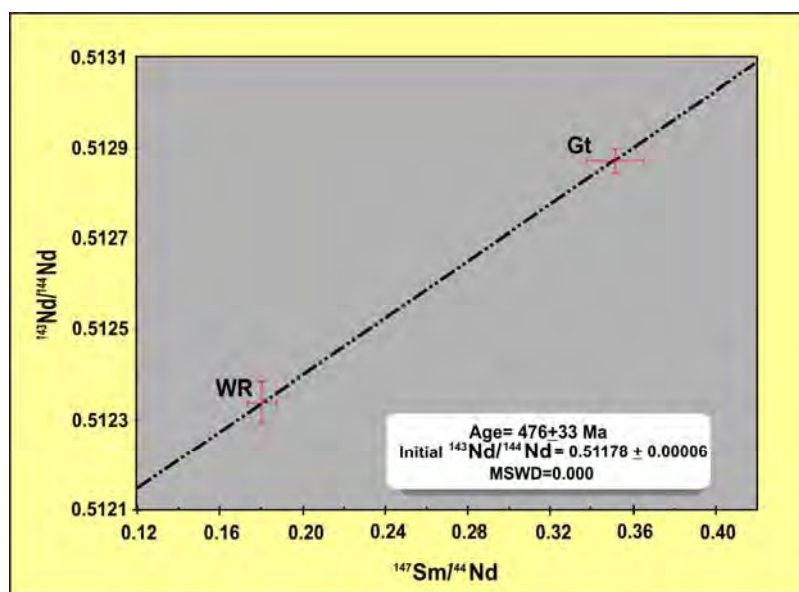


Figura 6.12. Diagrama de la isócrona de la muestra 705 obtenida mediante el sistema Sm-Nd

La edad obtenida mediante la isócrona reveló una edad de cristalización para esta roca de 476 ± 33 Ma ($\pm 2\sigma$) (Ordovícico Temprano). Adicionalmente, se realizó un fechamiento en cristales de circón mediante el sistema U-Pb en esta misma muestra. Dicho análisis se muestra en la sección 6.4.4.

6.2.4. Geocronología mediante Ar-Ar

Los fechamientos obtenidos en este estudio mediante el sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigaciones y Estudios Superiores de Ensenada, así como en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Alaska en Fairbanks. Para llevar a cabo el análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, fueron separados cristales de hornblenda de las muestras CB-52 y CB-57A. Para el análisis de la muestra 1305 fueron empleados los mismos concentrados de muscovita y biotita que para el análisis mediante Rb-Sr, los cuales fueron sometidos a un control de pureza mediante un análisis estadístico.

6.2.4.1. Tonalita CB-52

Esta muestra pertenece al sector oriental de la zona estudiada y corresponde a una granodiorita. Para el análisis de la misma, fueron separados cristales de anfíbol obteniéndose un concentrado cuyo grado de pureza fue del 96.8%. Los resultados isotópicos crudos se presentan en la Tabla 6.11-A, en tanto que los resultados integrados se muestran en la Tabla 6.11-B.

TABLA 6.11-A RESULTADOS DE ANÁLISIS EN HORNBLENDA

MUESTRA CB-52

LPWR	Cum.							% Atm.	Ca/K		Cl/K		$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Age		
(mW)	^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$		$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$		$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$		^{40}Ar						(Ma)		
500	0.0736	389.649	6.973	4.3461	0.0780	1.3073	0.0264	99.1	7.999	0.144	0.06142	0.00238	3.676	4.336	23.6	27.7
750	0.1570	195.903	2.759	4.1240	0.0702	0.6310	0.0113	95.0	7.589	0.130	0.03949	0.00110	9.790	2.469	62.2	15.4
1000	0.2507	139.224	1.751	4.0374	0.0551	0.4484	0.0095	95.0	7.429	0.102	0.04044	0.00159	7.042	2.412	45.0	15.2
1250	0.3556	108.351	1.593	4.6783	0.0728	0.3471	0.0097	94.3	8.613	0.134	0.04233	0.00152	6.157	2.510	39.4	15.9
1500	0.4574	56.388	0.738	4.6580	0.0681	0.1792	0.0069	93.3	8.575	0.126	0.04145	0.00084	3.810	1.947	24.5	12.4
1750	0.5508	39.095	0.541	5.2371	0.0881	0.1136	0.0059	84.8	9.645	0.163	0.04914	0.00180	5.941	1.731	38.0	11.0
2000	0.6334	32.888	0.460	6.6729	0.1062	0.0937	0.0061	82.6	12.302	0.197	0.06040	0.00158	5.739	1.783	36.7	11.3
2500	0.7435	32.396	0.376	11.9310	0.1796	0.0901	0.0042	79.2	22.078	0.335	0.09123	0.00143	6.787	1.242	43.4	7.8
3000	0.8299	39.412	0.624	30.7284	0.4964	0.1091	0.0060	75.4	57.633	0.952	0.14969	0.00303	9.884	1.787	62.8	11.2
5000	0.9730	75.073	0.948	281.3140	3.4748	0.2597	0.0050	71.4	644.143	9.929	0.66620	0.00837	26.824	1.619	165.7	9.6
9000	1.0000	99.897	2.195	559.6319	12.3125	0.4057	0.0144	73.8	1697.89	61.767	4.42235	0.10075	43.189	6.305	259.7	35.3

Weighted average of J from standards = 3.585e-03 1.017e-05

TABLA 6.11-B RESULTADOS OBTENIDOS MEDIANTE ANÁLISIS Ar-Ar MUESTRA CB-52

Muestra	Edad Integrada (Ka)	Edad de meseta	Información de meseta	Edad Isócrona	Información de la Isócrona
CB-52			8 of 11 fractions		8 of 11 fractions
Ca/K = 151	66.1±4.3	43.4±4.7	72% ^{39}Ar release	38.3±6.0	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 297 \pm 3$

Las edades de meseta se muestran en la Figura 6.13:

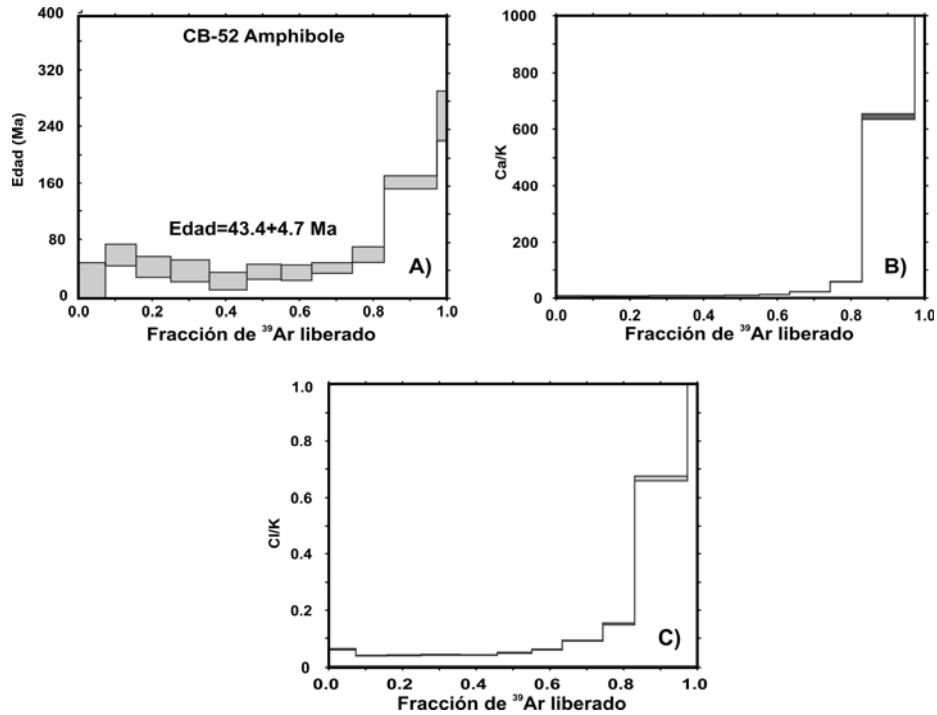


Figura 6.13. Edades de meseta obtenidas durante el análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: A) Edad de meseta de anfíboles, B) edades de meseta obtenidas para Ca/K y C) Edad de meseta para el blanco analizado.

La edad de meseta obtenida para esta muestra es de $43.4 \pm 4.7 \text{ Ma}$ ($\pm 1\sigma$) (Eoceno temprano), la cual se interpreta como la edad de enfriamiento. Por otra parte, la edad de la isócrona es de $38.3 \pm 6.0 \text{ Ma}$ ($\pm 1\sigma$), que es similar dentro de sus errores a este valor.

6.2.4.2. Anfibolita CB-57A

Esta muestra también corresponde al sector oriental del MC. De esta roca se obtuvo un concentrado de cristales de hornblenda con un grado de pureza del 97.8%. Los valores obtenidos de este análisis se muestran en la Tabla 6.14-A y B. Las edades de meseta de esta muestra se presentan en la Figura 6.14.

TABLA 6.11-A RESULTADOS DE ANÁLISIS EN HORNBLENDA																
MUESTRA CB-57A																
LPWR	Cum.	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$		$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$		$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$		% Atm.	Ca/K		C/K		$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$		Age	
(mW)	^{39}Ar							^{40}Ar								
500	0.0026	477.729	12.5	2.4295	0.0867	0.5425	0.021	33.5	4.47	0.160	0.2665	0.0077	318.12	9.90	1373.0	30
750	0.0054	147.837	2.5	1.2857	0.0312	0.1439	0.006	28.7	2.36	0.057	0.0911	0.0035	105.47	2.39	578.6	11
1000	0.0119	65.554	0.7	4.4074	0.0520	0.0414	0.002	18.1	8.11	0.096	0.1086	0.0019	53.824	0.88	318.3	4.8
1250	0.0314	47.016	0.5	6.0349	0.0621	0.0129	0.001	7.1	11.12	0.115	0.1143	0.0012	43.855	0.51	263.5	2.8
1500	0.0978	43.592	0.5	6.0494	0.0736	0.0058	0.000	2.8	11.15	0.136	0.1001	0.0011	42.533	0.52	256.0	2.9
1750	0.1904	42.838	0.4	5.9972	0.0805	0.0053	0.000	2.5	11.05	0.149	0.1027	0.0015	41.921	0.43	252.6	2.4
2000	0.2995	42.658	0.5	5.9250	0.0811	0.0046	0.000	2.0	10.92	0.150	0.1018	0.0014	41.946	0.46	252.8	2.6
2500	0.4905	43.136	0.3	6.0901	0.0471	0.0048	0.000	2.1	11.22	0.087	0.1013	0.0009	42.374	0.30	255.2	1.7
3000	0.7197	42.448	0.3	6.0316	0.0481	0.0042	0.000	1.8	11.11	0.089	0.1004	0.0009	41.849	0.29	252.2	1.7
5000	0.9003	43.956	0.3	6.4427	0.0508	0.0057	0.000	2.6	11.88	0.094	0.1056	0.0009	42.983	0.30	258.6	1.7
9000	1.0000	42.003	0.3	6.4914	0.0663	0.0050	0.000	2.2	11.97	0.123	0.1034	0.0012	41.226	0.34	248.7	1.9

TABLA 6.11-B: RESULTADOS OBTENIDOS MEDIANTE ANÁLISIS Ar-Ar MUESTRA CB-57A					
Muestra	Edad Integrada (Ka)	Edad de meseta	Información de meseta	Edad Isócrona	Información de la Isócrona
CB-57A Ho Ca/K = 11	259 \pm 1.0	254.6 \pm 1.5	6 of 11 fractions 87% ³⁹ Ar release	250.5 \pm 2.3	7 of 11 fractions ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar = 526 \pm 97

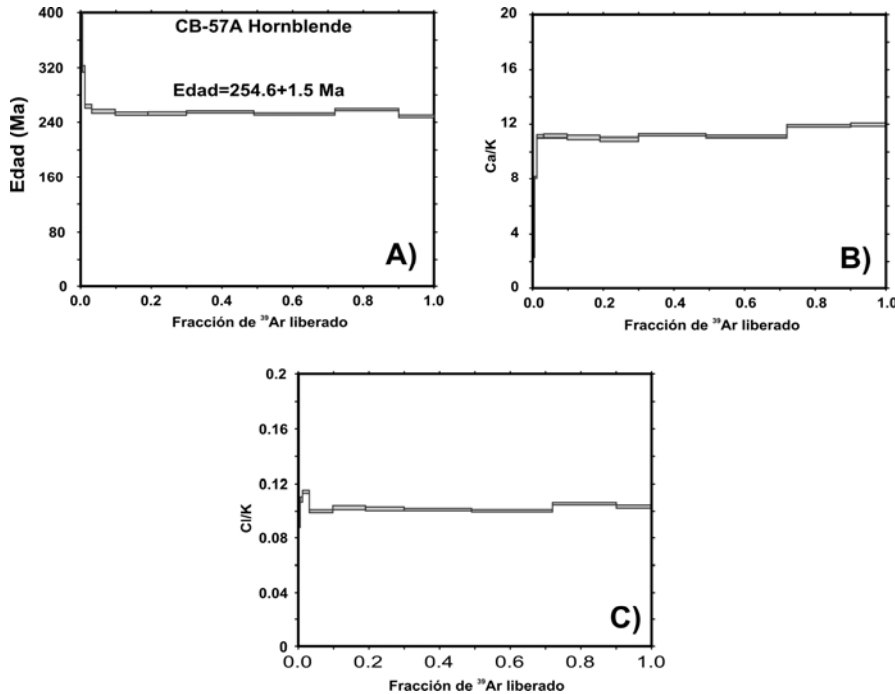


Figura 6.14. Edades de meseta obtenidas durante el análisis de ⁴⁰Ar/³⁹Ar: A) Edad de meseta de anfíboles, B) edades de meseta obtenidas para Ca/K y C) Edad de meseta para el blanco analizado.

La edad obtenida para esta muestra es de 254.6 \pm 1.5 Ma ($\pm 1\sigma$) (Pérmico tardío), la cual ha sido interpretada como la edad de enfriamiento de esta roca.

6.2.4.3. Granito de biotita y muscovita 1305

El análisis geocronológico de esta muestra mediante el sistema ⁴⁰Ar/³⁹Ar se realizó en el Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigaciones y Estudios Superiores de Ensenada. Para esto, se obtuvieron concentrados de cristales de biotita y muscovita. Las mediciones se realizaron dos veces en un espectrómetro de masas MS-10 y VG-5400.

En los cristales de muscovita fue posible realizar sólo 2 experimentos de calentamiento por pasos en el espectrómetro de masas VG-5400 y uno en el MS-10; sin embargo, algunas de las fracciones tenían muchos gases, saturando la señal de la masa (*n.d.). Los resultados crudos se

presentan en las Tablas 6.12-A 6.13-A, mientras que los resultados integrados se muestran en las Tablas 6.12-B y 6.13-B.

TABLA 6.12-A RESULTADOS DE ANÁLISIS MEDIANTE Ar-Ar EN MUSCOVITA								
EXPERIMENTOS DE FUSIÓN CON MS-10 MUESTRA 1305								
	Temp	F ³⁹ Ar	³⁹ Ar _{cum}	Edad (Ma)	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
1 st	800	0.1050	0.105	315±5	13.56	86.44	<0.01	1
	850	0.2616	0.3666	402±2	2.68	97.32	<0.01	2
	875	0.1073	0.4739	412±5	3.43	96.57	<0.01	3
	900	0.0625	0.5364	412±8	4.52	95.48	<0.01	4
	925	0.0452	0.5816	418±12	2.07	97.93	<0.01	5
	950	0.0428	0.6244	412±12	3.35	96.65	<0.01	6
	975	0.0448	0.6692	419±12	4.1	95.9	<0.01	7
	1050	0.1026	0.7718	428±5	1.19	98.81	<0.01	8
	1290	0.2282	1.0000	413±3	4.04	95.96	<0.01	9

TABLA 6.12-B RESULTADOS INTEGRADOS DE ANÁLISIS MEDIANTE Ar-Ar MUESTRA 1305							
MS-10 MUSCOVITA							
1 st	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Edad (Ma)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
	5.50E-06	57.10±34	406±4	<0.01	4.08	95.92	7247.5

TABLA 6.13-A RESULTADOS DE ANÁLISIS MEDIANTE Ar-Ar EN MUSCOVITA								
EXPERIMENTOS DE FUSIÓN CON MSGV-5400 MUESTRA 1305								
	Pwr	F ³⁹ Ar	³⁹ Ar _{cum}	Edad (Ma)	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
1 st	0.45	0.1808	0.1808	369±2	1.76	98.24	0.02	1
	0.53	0.1263	0.3072	361±2	0.36	99.64	<0.01	2
	0.63	0.114	0.4212	406±3	0.08	99.92	<0.01	3
	0.77	0.0999	0.5211	416±2	0.67	99.3	0.02	4
	0.93	0.1097	0.6308	417±2	0.03	99.97	0.04	5
	1.20	0.1991	0.8299	425±3	0.16	99.84	0.03	6
	1.80	0.0632	0.8931	424±4	3.96	96.04	0.03	7
	3.20	0.1069	1.0000	421±2	0.33	99.67	0.02	8
2 st	0.48	0.0625	0.0625	224±2	2.57	97.43	0.05	1
	0.68	0.1682	0.2308	375±1	0.47	99.53	0.02	2
	0.80	0.0936	0.3244	404±2	0.07	99.93	0.02	3
	0.97	0.2149	0.5393	416±1	0.15	99.85	0.02	4
	1.40	0.1921	0.7314	419±1	0.93	99.07	0.01	5
6.00	0.2686	1.0000	420±2	0.18	99.82	0.01	6	
3 st	0.40	0.434	0.434	267±3	4.05	95.95	0.16	1
	0.61	0.1999	0.2433	397±2	0.21	99.79	0.01	2
	0.75	0.1453	0.3886	396±1	0.16	99.84	0.01	3
	0.93	0.2517	0.6403	n.d.	n.d.	n.d.	<0.01	4
	1.05	0.059	0.6993	417±3	1.90	1.90	0.02	5
	1.20	0.1417	0.8410	411±1	0.11	0.11	0.01	6
3.00	0.1590	1.0000	418±1	0.15	0.15	0.01	7	
4 st	0.38	0.1456	0.1456	298±1	1.24	98.76	0.03	1
	0.65	0.2647	0.4103	n.d.	n.d.	n.d.	<0.01	2
	0.82	0.2001	0.6104	387±2	0.15	99.85	0.02	3
	2.40	0.3896	1.000	n.d.	n.d.	n.d.	<0.01	4
5 st	0.18	0.0026	0.0026	87±8	49.75	50.25	0.31	1
	0.32	0.0085	0.0111	185±3	10.85	89.15	0.18	2
	0.45	0.0076	0.0187	251±3	3.63	96.37	0.04	3
	0.63	0.0253	0.044	316±2	1.46	98.54	0.07	4
	0.73	0.0437	0.0877	386±1	0.18	99.82	0.03	5
	0.81	0.0498	0.1374	380±1	0.43	99.57	0.01	6
	0.90	0.0565	0.194	404±2	0.20	99.80	0.02	7
	0.98	0.0451	0.2391	395±1	0.38	99.62	0.02	8
	0.98	0.0253	0.2644	406±2	0.09	99.91	0.01	9
	1.11	0.0824	0.3468	n.d.	n.d.	n.d.	<0.01	10
	1.10	0.0787	0.4255	n.d.	n.d.	n.d.	<0.01	11
	1.10	0.0337	0.4592	410±1	1.19	98.81	0.03	12
	1.13	0.0293	0.4885	414±2	1.35	98.65	0.02	13
	1.19	0.0323	0.5208	414±2	0.11	99.89	0.03	14
	1.25	0.0745	0.5953	n.d.	n.d.	n.d.	<0.01	15
	1.26	0.0497	0.645	413±2	0.35	99.65	<0.01	16
	1.28	0.0301	0.6751	411±1	0.06	99.94	0.02	17
	1.28	0.0127	0.6878	417±3	3.05	96.95	0.02	18
	1.35	0.0253	0.7131	418±2	0.37	99.63	0.01	19
	1.50	0.0395	0.7526	416±2	0.27	99.73	0.02	20
	1.80	0.0336	0.7862	417±2	0.24	99.76	0.02	21
	2.10	0.0781	0.8643	n.d.	n.d.	n.d.	<0.01	22
	2.17	0.0283	0.8925	405±2	0.18	99.82	0.02	23
	2.51	0.034	0.9266	415±1	1.16	98.84	0.03	24
	3.30	0.0424	0.9690	401±1	0.07	99.93	0.02	25
	6.00	0.031	1.0000	415±2	1.28	98.72	0.04	26

TABLA 6.13-A RESULTADOS INTEGRADOS DE ANÁLISIS MEDIANTE Ar-Ar MUESTRA 1305							
VG-5400							
	F ⁴⁰ Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁹ ArK	Edad (Ma)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar
1 st	1.890E-03	56.52±0.15	402±3	0.02	0.49	99.51	60717
2 nd	2.78E-03	55.84±0.11	398±3	0.02	0.25	99.76	117425

Las edades de meseta graficadas se muestran en la Figura 6.15:

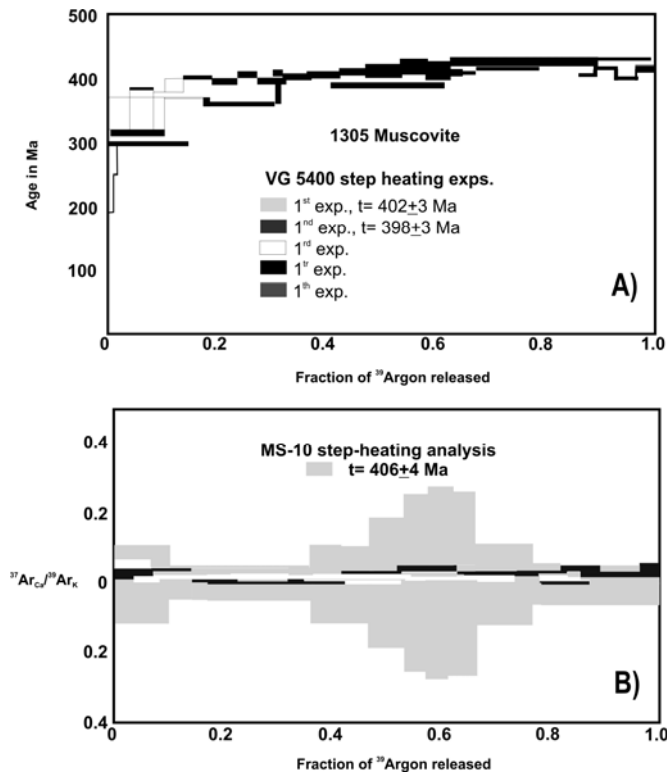


Figura. 6.15. Edades de meseta obtenidas durante el análisis de ⁴⁰Ar/³⁹Ar: A) Edad de meseta en muscovita obtenida con el espectrómetro VG-5400 y, B) edades de meseta en muscovita realizadas mediante el espectrómetro MS-10.

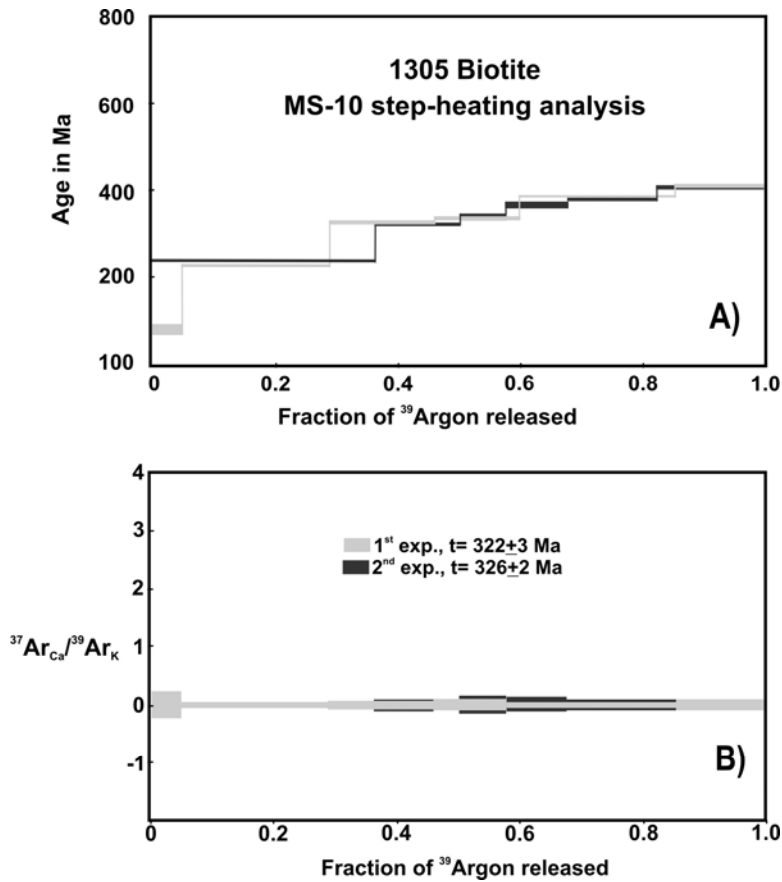
Las edades de meseta obtenidas mediante el análisis con el espectrómetro de masas VG-5400 en cristales de muscovita fueron de 402 ± 3 Ma y de 398 ± 3 Ma (Fig.6.12-A) (Devónico temprano). Estas edades fueron corroboradas con el análisis realizado en el espectrómetro MS-10 revelando una edad de 406 ± 4 Ma (Fig. 6.12-B) (Devónico temprano). Dichas edades han sido interpretadas como edades de enfriamiento de la muscovita a $\sim 350^\circ\text{C}$.

Por otra parte, fue posible llevar a cabo un análisis adicional en un concentrado de cristales de biotita mediante el MS-10 con el cual se realizaron solo dos experimentos. Los datos crudos obtenidos se presentan en la Tabla 6.14-A y las edades integradas en la Tabla 6.14-B:

TABLA 6.14-A RESULTADOS DE ANÁLISIS MEDIANTE Ar-Ar BIOTITA								
EXPERIMENTOS DE FUSIÓN CON MS-10 MUESTRA 1305								
	Temp	F ³⁹ Ar	³⁹ Ar _{cum}	Edad (Ma)	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	Step
1 st	800	0.3632	0.3632	236±2	13.52	86.48	<0.01	1
	850	0.1379	0.5011	325±4	6.23	93.77	<0.01	2
	900	0.075	0.5761	340±7	7.74	92.26	<0.01	3
	950	0.0998	0.6759	367±5	3.61	96.39	0.01	4
	1000	0.1443	0.8203	380±4	3.70	96.30	<0.01	5
	1310	0.1797	1.000	408±4	37.82	62.18	<0.01	6
2 st	600	0.0482	0.0482	84±10	35.03	64.97	<0.01	1
	700	0.2409	0.2891	231±2	7.05	92.95	<0.01	2
	825	0.1717	0.4608	330±3	3.19	96.81	<0.01	3
	950	0.1376	0.5984	341±3	2.44	97.56	<0.01	4
	1000	0.2549	0.8532	389±2	1.47	98.53	<0.01	5
	1100	0.1429	0.9961	413±3	4.28	95.72	<0.01	6
	1290	0.0039	1.0000	596±120	91.50	8.50	0.94	7

TABLA 6.14-B RESULTADOS INTEGRADOS DE ANÁLISIS MEDIANTE Ar-Ar MUESTRA 1305							
MS-10 BIOTITA							
	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Edad (Ma)	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
1 st	2.97E-06	44.21±0.24	322±3	<0.01	17.32	86.28	1706.5
2 nd	3.11E-06	44.75±0.28	326±2	<0.01	11.03	88.97	2679.9

Las edades de meseta se muestran en la Figura 6.16:



6.16. Edades de meseta obtenidas durante el análisis de ⁴⁰Ar/³⁹Ar en cristales de biotita mediante MS-10: A) edades de meseta de ³⁹Ar y B) edades de meseta en ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K.

Las edades obtenidas para estos cristales en los dos experimentos realizados fueron de 322 ± 3 Ma y 326 ± 2 Ma, que son edades de enfriamiento. Aunque las edades con respecto a las obtenidas de la muscovita de la misma muestra son más jóvenes, ambas micas poseen una historia de enfriamiento similar. La diferencia de estas edades puede ser interpretada mediante las temperaturas de cierre de estos minerales, siendo la temperatura de la muscovita ($\sim 366^\circ\text{C}$; Hames y Bowring, 1994) más alta que la de la biotita ($\sim 359^\circ\text{C}$; Grove y Harrison, 1996), la cual pudo haber sido afectada por el evento tectonotérmico del Permo-Triásico que provocó la apertura del sistema sin haber afectado a la muscovita.

6.2.5. Geocronología mediante U-Pb

Para las muestras CB-51A, CB-50A y CMB-8A se utilizó la técnica de ID-TIMS mediante la separación de cristales de circón y selección de poblaciones, en tanto que para el análisis de las muestras 1105, 705 y 605 fue empleada la técnica LA-MC-ICP-MS en 70 cristales de circón de cada muestra. Los resultados crudos de los análisis con ambas técnicas se muestran en el anexo 2.

Por otra parte, la reducción de datos isotópicos y los errores para los análisis se calcularon usando el programa PbDat para ID-TIMS (Ludwig, 1991), y las concordias se realizaron con el programa Isoplot (Ludwig, 1991). Se utilizaron relaciones de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ medidas en feldespatos separados del granito P1 ubicado en las inmediaciones del poblado de Villa Flores y previamente estudiado en esta zona por Osorio-Pérez (2005) para modelar la relación inicial del Pb. Los datos isotópicos de los mismos se muestran en la Tabla 6.15.

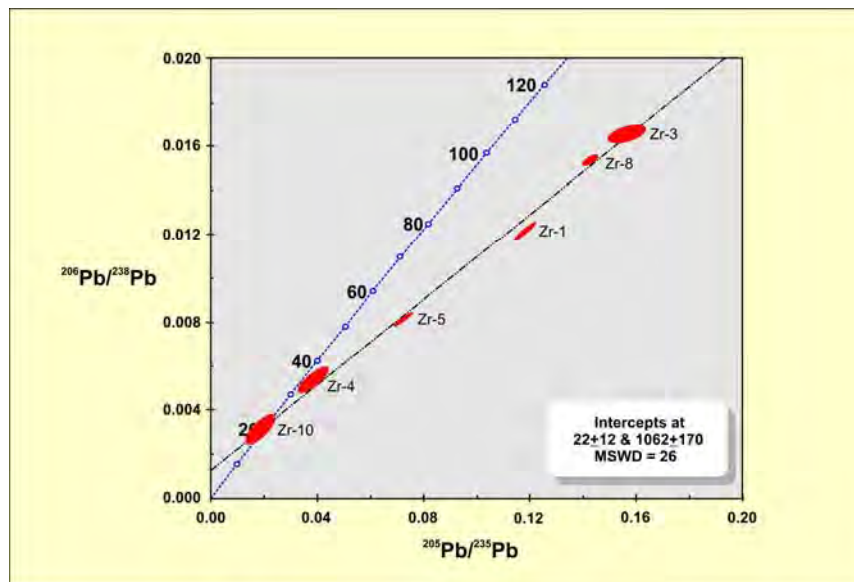
TABLA 6.15. DATOS ISOTÓPICOS DE FELDESPATO K PARA DETERMINACIÓN DE Pb INICIAL						
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ % error	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ % error	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ % error
Feldespato K	18.2525	0.024	15.6039	0.03	37.8324	0.36

6.2.5. A: Fechamientos isotópicos mediante ID-TIMS

6.2.5.1. Granito de biotita CB-51A

Esta muestra corresponde al sector central del área estudiada y ha sido clasificada como granito de biotita. Los datos reducidos con PbDat de 10 fracciones de circón de esta muestra se presentan en la Tabla 6.16. Las poblaciones marcadas en gris fueron omitidas en el diagrama de la Concordia debido al exceso de Pb común existente en las mismas.

TABLA 6.16 DATOS ISOTÓPICOS DE LA MUESTRA CB-51A CORREGIDOS					
Muestra	207*/235	err 7/5	206*/238	err 6/8	Rho
CB-51A Zr-1	0.118078	3.32	0.012118	3.14	0.954
CB-51A Zr-2	0.207880	5.26	0.018532	4.60	0.897
CB-51A Zr-3	0.156026	3.89	0.016534	1.97	0.597
CB-51A Zr-4	0.038203	12.40	0.005300	9.28	0.781
CB-51A Zr-5	0.072395	3.64	0.008106	3.35	0.932
CB-51A Zr-6	0.073907	6.05	0.005653	4.14	0.754
CB-51A Zr-7	0.148218	3.02	0.014273	2.80	0.937
CB-51A Zr-8	0.142354	1.71	0.015298	1.38	0.838
CB-51A Zr-9	0.070181	26.60	0.011280	8.01	0.454
CB-51A Zr-10	0.018299	24.40	0.003091	18.30	0.779



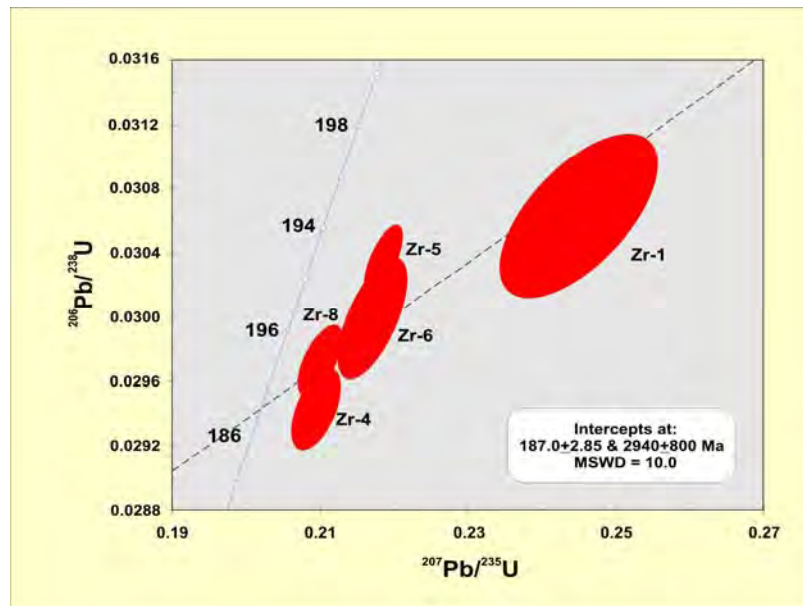
6.17. Diagrama de la Concordia de la muestra CB-51A.

En la Figura 6.17 se observa las edades de intersección obtenidas. La intersección superior presenta una edad de 1062 ± 170 Ma ($\pm 2\sigma$) y una intersección inferior de 22 ± 12 ($\pm 2\sigma$) (Mioceno Temprano). Esta edad es interpretada como la edad de cristalización.

6.2.5.2. Granito CMB-8A

Esta muestra pertenece al área central del MC, en el poblado de Villaflores y ha sido clasificada como una sienita. Los datos corregidos de esta muestra se presentan en la Tabla 6.17. En este caso fueron tomados únicamente los datos de 5 poblaciones.

TABLA 6.17 DATOS ISOTÓPICOS DE LA MUESTRA CMB-8A CORREGIDOS					
Muestra	207 [*] /235	err 7/5	206 [*] /238	err 6/8	Rho
CMB-8A Zr-1	0.244647	3.52	0.030618	1.37	0.519
CMB-8A Zr-2	0.232204	3.76	0.029770	0.89	0.459
CMB-8A Zr-3	0.302773	3.60	0.030656	2.31	0.693
CMB-8A Zr-4	0.209548	1.34	0.029416	0.70	0.597
CMB-8A Zr-5	0.218446	1.06	0.030321	0.65	0.659
CMB-8A Zr-6	0.217063	1.74	0.029978	1.04	0.658
CMB-8A Zr-8	0.210057	1.15	0.029719	0.60	0.589



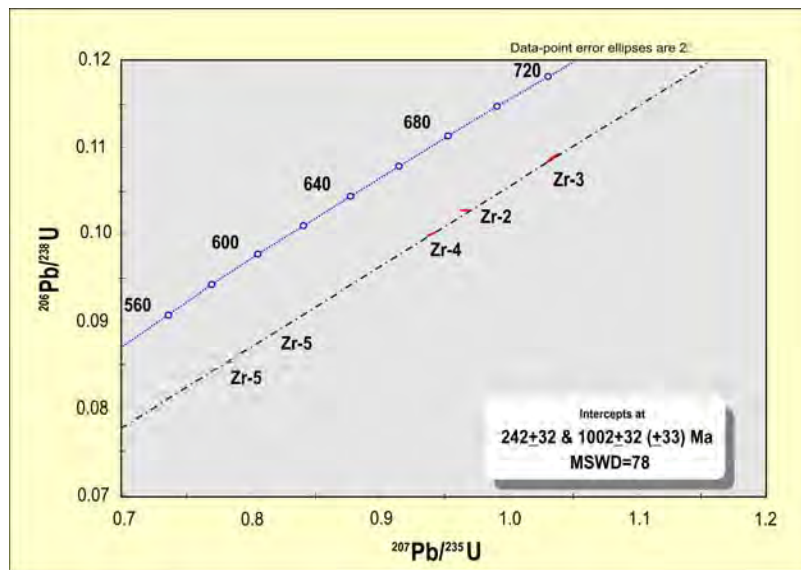
6.18. Diagrama de la Concordia de la muestra CMB-8A.

Para esta muestra, la intersección superior reveló una edad de 2940 ± 800 Ma ($\pm 2\sigma$). La edad de intersección inferior mostró un valor de 187.0 ± 5.7 ($\pm 2\sigma$) (Jurásico Temprano). Este último valor ha sido interpretado como la edad de cristalización de la roca (Fig. 6.18).

6.2.5.3. Granito de biotita CB-50A

Esta muestra corresponde del sector occidental del MC. Para la obtención de la edad en esta muestra, se emplearon los datos obtenidos de tres poblaciones seleccionadas de un total de cinco poblaciones. El resto de las poblaciones fue eliminado.

TABLA 5.17 DATOS ISOTÓPICOS DE LA MUESTRA CB-50A CORREGIDOS					
Sample	207 ^{Pb} /235 ^U	err 7/5	206 ^{Pb} /238 ^U	err 6/8	Rho
CB50A-1 Zr	0.888325	13.20	0.089952	13.10	0.999
CB50A-1 Zr	1.090730	1.34	0.108152	1.27	0.949
CB50A-2 Zr	0.943053	1.93	0.104371	0.78	0.410
CB50A-2 Zr	0.967017	0.31	0.102751	0.17	0.619
CB50A-3 Zr	1.000720	2.98	0.105149	2.98	0.999
CB50A-3 Zr	1.034700	0.40	0.108641	0.38	0.971
CB50A-4 Zr	0.942416	0.56	0.100096	0.20	0.356
CB50A-4 Zr	0.941011	0.29	0.099925	0.28	0.963
CB50A-5 Zr	0.775746	0.31	0.084858	0.30	0.960
CB50A-5 Zr	0.775527	0.26	0.084798	0.25	0.965



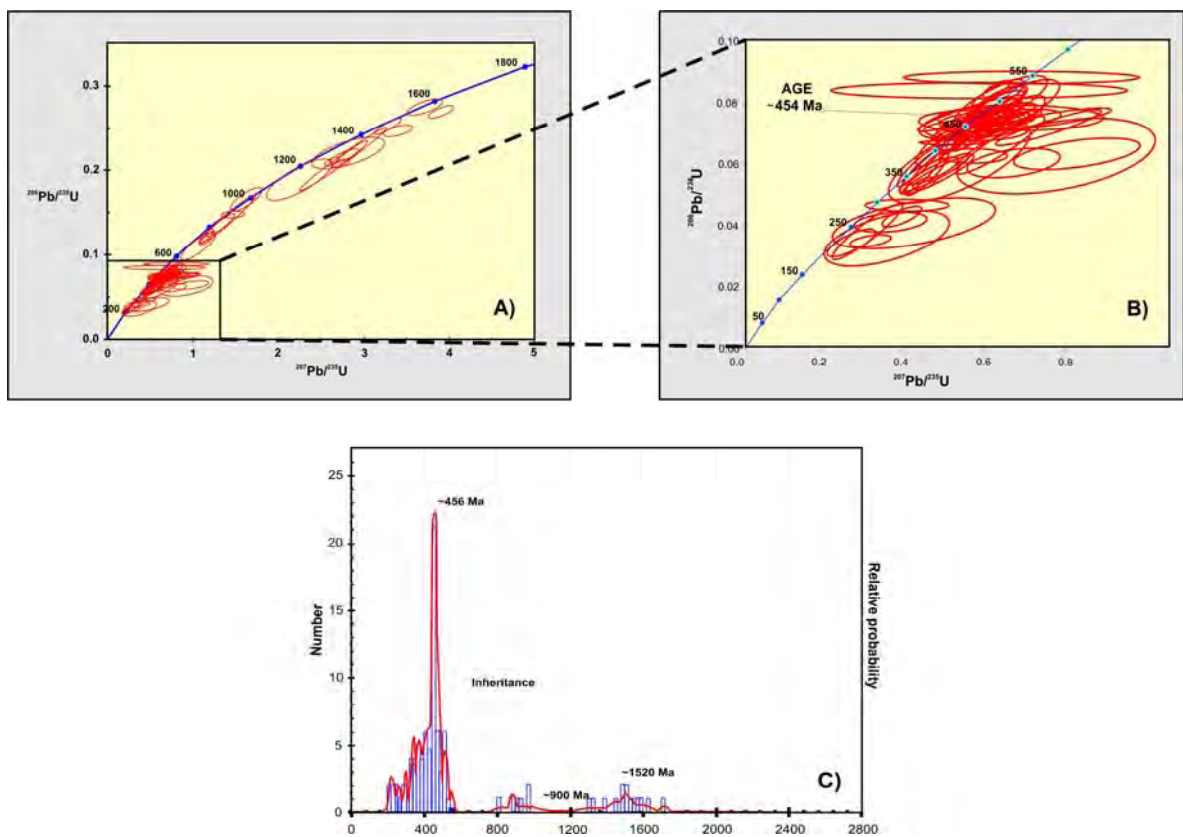
6.19. Diagrama de la Concordia de la muestra CB-50A.

En la Figura 6.19 se muestra la gráfica de la concordia de la muestra CB-50A. La intersección superior mostró un valor de 1002 ± 32 Ma ($\pm 2\sigma$), en tanto que la intersección inferior presentó un valor de 242 ± 32 Ma ($\pm 2\sigma$) (Triásico Medio), que ha sido interpretado como la edad de cristalización de la roca.

6.2.5. B: Fechamientos isotópicos mediante LA-MC-ICP-MS

6.2.5.4. Anfibolita 605

Esta roca pertenece al sector oriental del área de estudio y ha sido clasificada como una anfibolita. Para la construcción de la Concordia fue empleado un total de 101 análisis en puntos de cristales de circón. Los datos crudos obtenidos de este análisis, así como los corregidos para el diagrama de la concordia se muestran en el anexo 3.

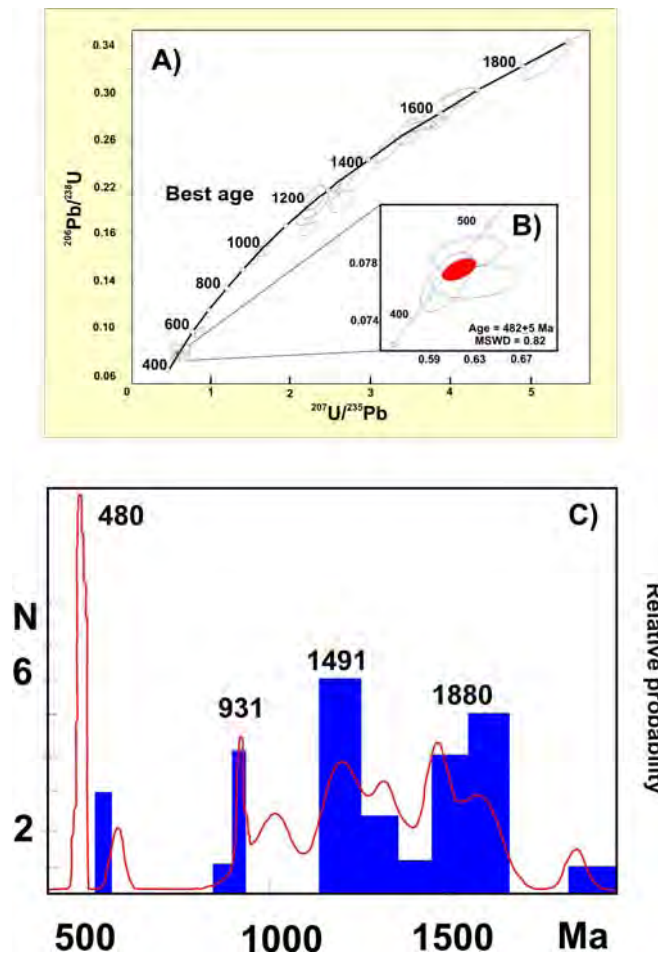


6.20. A) Diagrama de la Concordia de la muestra 605, B) Diagrama de la concordia semidetallado donde se muestra la intersección inferior, y C) Gráfica de probabilidad relativa

Como se puede observar en la Figura 6.20-A y B, cuatro puntos analizados arrojaron una edad concordante a los $454 \pm 8.5, -7.5 \text{ Ma} (\pm 2\sigma)$ (Ordovícico Tardío), la cual es interpretada como la edad de cristalización del protolito ígneo de esta roca metamórfica. Por otra parte, en la gráfica de probabilidad relativa (Fig.6.20-C), los valores en circones analizados, arrojan valores de 900 y 1520 Ma, que representan los componentes heredados en esta roca.

6.2.5.5. Granito 705 (Tipo "S")

Esta muestra es un granito de la misma localidad que la muestra 605. Los datos crudos del análisis, así como los valores reducidos de los mismos se presentan en el anexo 3. La curva de la concordia obtenida a partir de estos datos se presenta en la Figura 6.21.

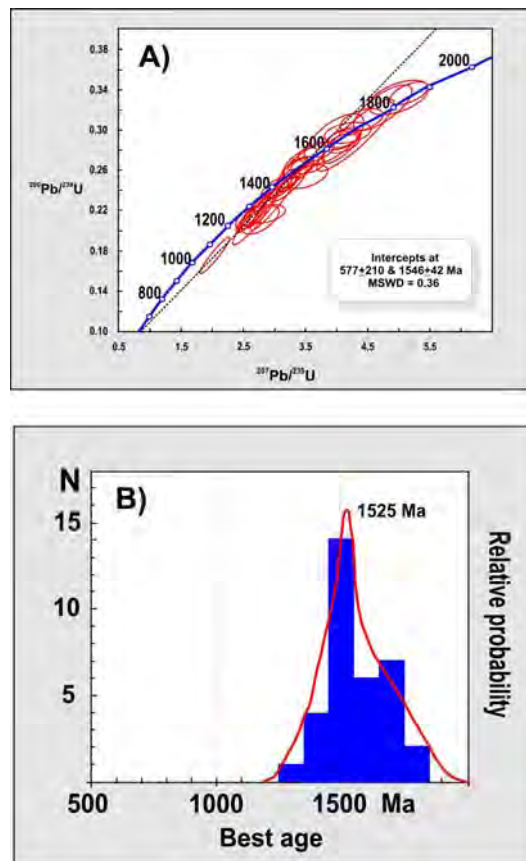


6.21. A) Diagrama de la Concordia de la muestra 705, B) Diagrama de la concordia semidetallado y C) Gráfica de probabilidad relativa.

Tres puntos analizados en esta muestra arrojaron una edad de 482 ± 5 Ma ($\pm 2\sigma$) (Ordovícico Temprano), lo que representa la edad de cristalización de la roca (Fig. 6.18-A y B). Las edades de los componentes heredados muestran tres grupos principales con picos de probabilidad en 931, 1491 y 1880 Ma (Fig.6.21-C).

6.2.5.6. Gneis de biotita-silimanita 1105

Esta muestra se clasificó como un gneis de biotita y silimanita que aflora en el mismo afloramiento que las muestras 605, 705, 1005 y 1305. Como ya se ha mencionado, esta unidad ha sido designada "El Jocote". Los datos crudos y valores reducidos para la obtención de la curva de la concordia se muestran en el anexo 3. En la Figura 6.22 se presenta la curva de la concordia construida a partir de estos valores.



6.22. A) Diagrama de la Concordia de la muestra 1105, B) Gráfica de probabilidad relativa.

Como puede observarse en la Figura 6.22, la intersección superior en el diagrama de la concordia posee un valor de 1546 ± 42 Ma ($\pm 2\sigma$) (Fig. 6.22-A). Esta edad se corrobora con la curva de probabilidad relativa (Figura 6.22-B), donde el pico máximo es de 1525 Ma (Neoproterozoico), que representa la edad máxima de depósito para la unidad "El Jocote". Por otra parte, el valor de la intersección inferior es de 577 ± 210 Ma ($\pm 2\sigma$) Ma, la cual posee un error muy grande que puede ser interpretado como la ocurrencia de algún evento térmico que causó la apertura del sistema.

7. DISCUSIÓN

Con la finalidad de establecer las relaciones temporales de los cuerpos de roca estudiados, los datos obtenidos mediante las observaciones de campo, cartografía, petrografía, geoquímica y geocronología se resumen en la Tabla 7.1:

TABLA 7.1. RESULTADOS								
Muestra	Localidad	Litología	%SiO ₂	Clasificación	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _{mic}	εNd	T _{DM} Ga	Edad Ma
SECTOR OCCIDENTAL								
CB-50-A	Valle San Isidro	Granito no deformado, leucocrático de grano fino	71.21	Granito de biotita	0.704	0.7	0.9	242±32
CB-50-B		Diorita deformada en contacto directo con CB-50-A	57.2	Tonalita	0.705	-3.8	1.3	N.d.
SECTOR CENTRAL								
CB-51	Miramar-Venustiano Carranza (Carretera Tonalá-Pijjiapan)	Granito deformado, grano grueso	61	Granito	0.705	-2.4	1	8.8±0.2
CB-51-A		Granito deformado de grano fino	73.25	Granito de biotita	0.705	-1.8	0.9	22±12
CMB-8	Villa Flores	Granito leucocrático	64.15	Granito de biotita	0.704	-0.8	1.1	N.d.
CMB-8A		Granito con feldespato K	59.89	Sienogranito	0.705	-2.2	1.2	187±2.85, 2490±800
CB-59-A	Custepec	Anfibolita	47.52	Anfibolita	0.708	-8	2.1	N.d.
SECTOR ORIENTAL								
CB-52	Carretera Huixtla-Motuzintla, puente en el pueblo Nuevo Tenochtitlán (río)	Diorita	53.44	Tonalita	0.707	6.9	0.4	N.d.
CB-57	Puente Río Matosano	Granito poco deformado, grano medio	70.2	Granito de biotita	0.705	-5.8	1.2	165.8±3.2
CB-57-A		Anfibolita	41.29	Anfibolita	0.705	-2.7	1.5	254.6±1.5
1005	Carretera Motozintla-El Porvenir (ca. Km 14)	Anfibolita verde	48.67	Anfibolita	0.707	-0.3	1.3	N.d.
1105		Gneiss con biotita y sillimanita	59.75	Gneis de bt y sill	0.701	-7.3	1.8	1546±42 (Int. Superior)
605		Granito poco deformado	50.09	Anfibolita	0.707	-0.5	1.2	454
705		Granito leucocrático	74.6	Granito tipo S	0.707	-4.5	3.6	476±33, 482±5
1305		Granito en contacto con 1105, 705 y 605	N.d.	Granito tipo S	N.d.	N.d.	N.d.	Msv: 392±9, 402±3, 398±3, 406±4, Bt: 322±3, 326±2

Tomando en cuenta los datos geocronológicos, petrográficos y geoquímicos obtenidos, los eventos registrados en la zona del MC se describen a continuación en orden cronológico:

- El grupo de rocas más antiguas corresponde a una unidad de rocas metasedimentarias (gneis de biotita-sillimanita, muestra 1105), que afloran en el sector oriental del MC

denominada por Weber et al. (2009) como unidad "Jocote", la cual presentó una edad mínima de depósito de 482 ± 5 Ma (Ordovícico temprano). Los resultados geocronológicos de esta unidad revelaron la presencia de componentes heredados de edad mesoproterozoica (1.5 Ga). Esta unidad fue intrusionada por un granito tipo "S" (granito 705) expuesto en la misma localidad, el cual posee una edad de cristalización de 482 ± 5 Ma ($\pm 2\sigma$) (Ordovícico temprano), que ha sido corroborada mediante el sistema Sm-Nd arrojando una edad de 476 ± 33 Ma ($\pm 2\sigma$). Estas edades son similares a las obtenidas por Ortega-Obregón et al. (2008) en la Zona de Cizalla Baja-Verapaz en Guatemala. Por otra parte, este granito posee componentes heredados con edades del Mesoproterozoico y Neoproterozoico (931, 1491 y 1880 Ma). Posteriormente, ocurrió un evento magmático a los 454.2 Ma (Ordovícico) de composición predominantemente gabrítica (anfíbolitas 1005 y 605) que afectó tanto a la unidad "Jocote" como al cuerpo granítico 705. Adicionalmente, un evento magmático posterior representado por las edades de biotita y muscovita del granito 1305 (tipo "S") de 406 ± 4 Ma, 392 ± 9 Ma ($\pm 2\sigma$), 402 ± 3 Ma y de 398 ± 3 Ma (Devónico) afectó a toda la secuencia y que se emplazó en las zonas de debilidad de la unidad "Jocote", y metamorfizando y asimilando parcialmente a la misma dando lugar a la formación de un complejo plutónico-metamórfico que se extiende hacia el sur de Motozintla. La edad de este último evento es similar a las obtenidas por Salazar-Juárez (2008) de 348 ± 69 y 368 ± 37 Ma en el "Granito Rosa" ubicado hacia el NE del poblado de Motozintla. Cabe resaltar que hasta ahora la unidad "Jocote", es la más antigua reportada en esta parte del Bloque Maya, permitiéndonos replantear la columna estratigráfica propuesta con anterioridad por diversos autores (Mc Birney, 1963; Anderson et al., 1973).

Los datos geoquímicos e isotópicos de este conjunto de rocas, poseen firmas isotópicas con valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inic}}$ de hasta 0.707, que caracteriza a materiales corticales bastante evolucionados y reciclados durante largos períodos de tiempo, lo que es demostrado por una parte, con los parámetros ϵNd que presentan valores desde -0.3 a -4.5, y edades modelo de 1.3 a 3.6 Ga.

- El siguiente evento registrado son aquellas edades permo-triásicas (242 a 259 Ma) obtenidas que corroboran los datos obtenidos por Damon et al. (1981) y Schaaf et al. (2002). Estas rocas predominan en la región occidental y central del MC y escasamente hacia el oriente del mismo. Estas rocas son principalmente granitos de tipo "I" (CB-50A, CB-50B, CMB-8, CMB-8A) y anfíbolíticas en menor proporción (CB-57A). Las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inic}}$ varían de 0.704 a 0.705 y los valores del parámetro ϵNd de las

mismas varían de -0.8 a -5.8, lo que indica que el material que dio origen a estas rocas es principalmente cortical. Una excepción de este comportamiento es el granito CB-50A, el cual presenta un valor positivo del parámetro ϵNd de 0.9, aunque una relación de $^{87}Sr/^{86}Sr_{inic}$ de 0.704; esto indicaría la adición de material procedente de niveles bajos de la corteza continental ocurrida durante el Pérmico-Triásico y una residencia del material en la misma de 0.9-1.3 Ga.

- El tercer evento identificado son los granitos tipo "I", cuyas edades pertenecen al Jurásico (165 y 187 Ma); edades similares fueron reportadas por Damon et al (1981) y Múgica-Mondragón (1987). Cabe destacar que estas rocas se encuentran distribuidas en forma paralela hacia el sector central y oriental del MC (granito CMB-8, sienogranito CMB-8A) y granito CB-57). Estas rocas poseen firmas isotópicas de magmas derivados de fuentes corticales con relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr_{inic}$ 0.705 y edades modelo de 1.1 a 1.2 Ga. Permitiendo deducir que son contemporáneos.
- Los últimos dos eventos registrados pertenecen al sector oriental y hacia el sur del MC (granitos CB-51 y CB-51A, y cuyas edades (8.8-22 Ma) miocénicas son similares a las reportadas por Múgica-Mondragón (1987). Este grupo de rocas se extiende hacia el sur del MC formando el basamento del Complejo Volcánico Tacaná, donde García-Palomo (2004) y Carrera-Muñoz (2007) reportaron edades Terciarias.

Implicaciones en la evolución del Bloque Maya.

De acuerdo con los modelos paleogeográficos propuestos por Keppie et al. (2008a), y Weber et al. (2005 y 2008), durante el Cámbrico y Ordovícico, bloques como el de Avalonia y Carolina que se encontraban junto a Oaxaquia, así como el Bloque Chortís, fueron trasladados hacia Laurencia mediante mecanismos de extensión causando el cierre del Océano Iapetus y la apertura del Océano Rhéico. Estos acontecimientos estuvieron acompañados de procesos de *rifting* a lo largo de la margen de Gondwana que llevó a la generación de magmatismo bimodal, así como sedimentación sincrónica en los bloques que hoy conforman el sur de México, especialmente en terrenos como el Mixteco y el Bloque Maya. Ambos bloques se ubicaban a lo largo de la margen de Gondwana (Figura 7.1-A) formando algunas cuencas aisladas (tipo pull-apart) y donde ocurrió el depósito de detritos procedentes principalmente de la Provincia Río Negro-Juruena en el Bloque Maya, dando lugar a la formación de unidades sedimentarias similares a la que hoy se conoce como Unidad "El Jocote" (Weber et al., 2009). Estas cuencas permanecieron como márgenes pasivas durante el Ordovícico y hasta el Devónico (Fig. 7.1-B),

donde tuvo lugar la ocurrencia de magmatismo intraplaca (granitos tipo "S", muestras 705 y 1305) que dio origen a los cuerpos graníticos que hoy se encuentran afectando a la Unidad "El Jocote", así como aquellos reportados en el Bloque Maya por Steiner y Walker (1996) y Ortega-Obregón et al., (2008). Durante el Carbonífero (Fig. 7.1-C) y hasta el Pérmico, algunos sedimentos con edades Pan-Africano-Brasilianas, fueron transportados hacia el oeste de Gondwana como resultado de la erosión de los mismos y depositados en una parte del Bloque Maya, formando lo que se conoce como la Formación Santa Rosa (Fig. 7.1-D). En este periodo ocurrió el cierre del Océano Rhéico y se inició la colisión entre Gondwana y Laurentia durante lo que se conoce como Orogenia Alleghaniana. Posteriormente, y hasta el Pérmico, tuvo inicio la acreción de Pangea, donde por una parte, las masas continentales que se encontraban en la margen de Gondwana colisionaron a causa de desplazamientos laterales, y por otra fueron acrecionadas hacia el límite de Laurentia formando un arco magmático acompañado por la subducción de estas masas. En este contexto se formó el Macizo de Chiapas (Fig. 7.1-E) acompañado de fenómenos de anatexis, fusión parcial, deformación y metamorfismo de las unidades que se encontraban aledañas. Posteriormente, y durante el Jurásico, ocurrió un evento tectonotérmico provocado por la fragmentación de Pangea.

Aunado a la presencia de rocas cuyas edades son mayores al Jurásico, en la región donde se desarrolló el Macizo de Chiapas, fue afectada posteriormente por dos eventos magmáticos durante el Terciario: uno durante el Eoceno Temprano y el segundo durante el Mioceno Medio. Estos eventos han sido reportados previamente García-Palomo et al. (2004), quienes mencionan que este conjunto de rocas fueron levantadas y vasculadas después del Mioceno Medio y antes del Plioceno.

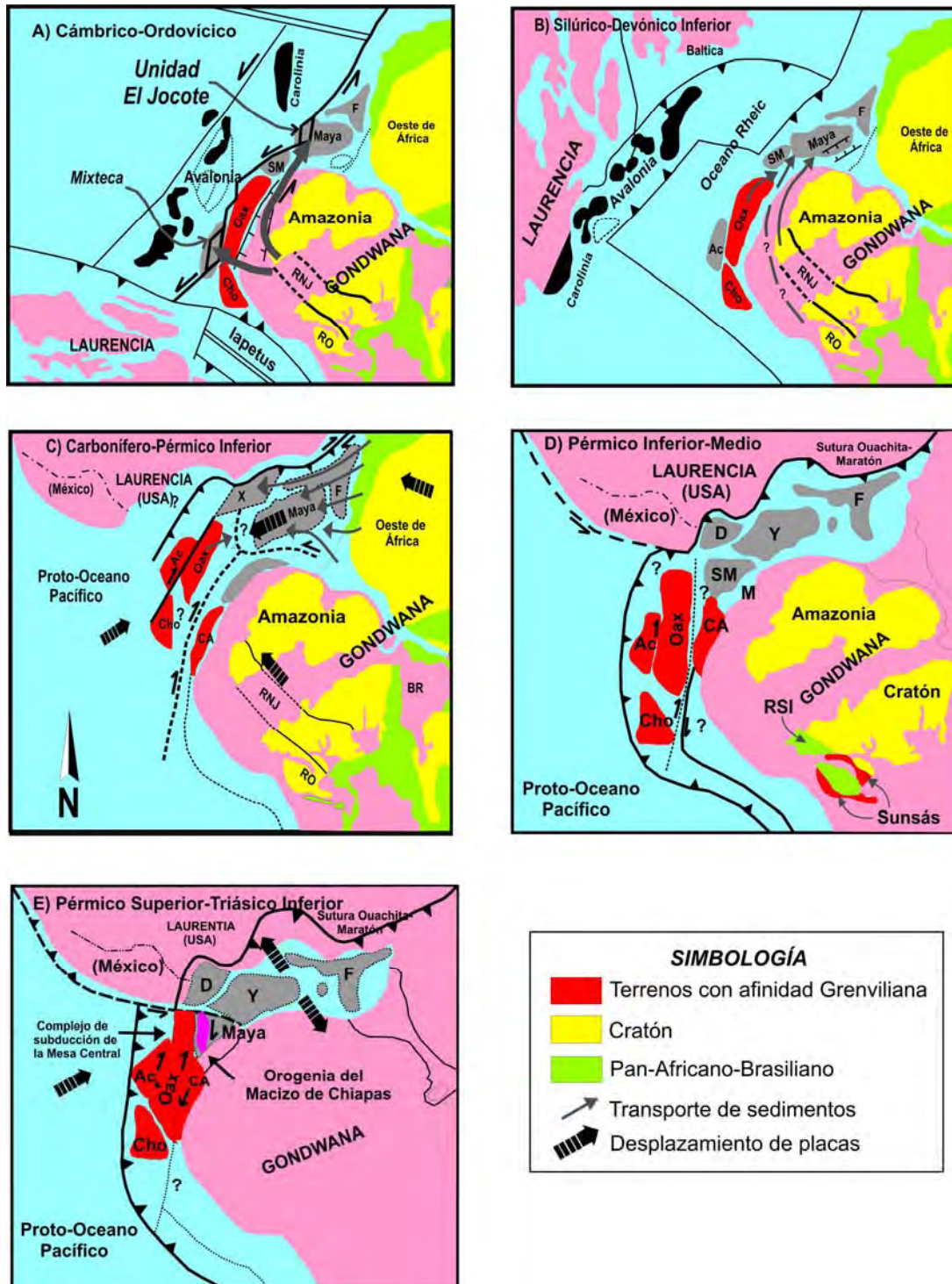


Figura 7.1. Modelo de reconstrucción paleogeográfica del Oeste de Pangea: A) Cámbrico-Ordovícico, B) Silúrico-Devónico Temprano, C) Carbonífero-Pérmico temprano, D) Pérmico inferior-medio y E) Pérmico Tardío-Triásico Temprano, donde se muestra la paleo-posición de los bloques corticales que conforman México, América Central (Chortis), terrenos Avalonia y Carolina (modificado de Keppie, 2008a). Nomenclatura: Provincia Río Negro-Juruena (RNJ), Rondonoa-San Ignacio (RO), posición hipotética de sedimentos carboníferos en el Complejo Acatlán (X), Complejo Acatlán (Ac), Cinturón Brasiliano (BR), Andes Colombianos (CA), Carolina (Car), Chortis (Cho), Florida (F), terreno Mérida (M), Oaxaquia (Oax) y Sierra Madre (SM), Yucatán (Y), Delicias Basin (D). Modificado de Weber et al. (2005 y 2008).

8. CONCLUSIONES

Con base en los resultados obtenidos y la verificación de los mismos, se concluye lo siguiente:

- La zona donde se encuentra el Macizo de Chiapas, está conformada por una serie de unidades cuya litología es heterogénea. Dichas unidades han estado sometidos a diversos procesos de fusión parcial y metamorfismo de grado medio a alto.
- Los datos químicos obtenidos en este estudio nos permiten inferir que la génesis de los magmas que conforman esta región del Bloque Maya se encuentran asociados a la fusión de corteza continental muy antigua, con la presencia de granitos tipo I; este material a su vez ha experimentado procesos de diferenciación magmática que han tenido lugar principalmente en niveles medios y superiores de corteza continental.
- Los estudios geocronológicos en cristales individuales de circón mediante la técnica LA-MC-ICP-MS nos permitieron establecer las edades de diversos componentes heredados en las rocas analizadas, y por consiguiente, establecer correlaciones espacio-temporales entre las rocas presentes en el Bloque Maya.
- La parte basal que conforma el MC, así como el Bloque Maya ha sido identificada como una unidad metasedimentaria de edad paleozoica a la que se ha adjudicado el nombre de "Unidad El Jocote", la cual por sus componentes litocronológicos permitió aportar información sobre la posición paleogeográfica del Bloque Maya y su correlación con otros terrenos tales como el Mixteco, así como el ambiente tectónico predominante durante su formación y fenómenos posteriores asociados.

Es de gran importancia mencionar que debe realizarse un estudio más amplio en la zona el cual se debe extender hacia las regiones aledañas a donde se exponen las unidades más antiguas y desarrollar técnicas analíticas más precisas (Lu-Hf, isótopos estables) así como estudios petrogenéticos y de procedencia con el propósito de obtener una aproximación más precisa de la historia geológica de la región y su relación a través del espacio y del tiempo.

Con base en los elementos antes mencionados, se propone el siguiente modelo de evolución tectónica de las rocas estudiadas.

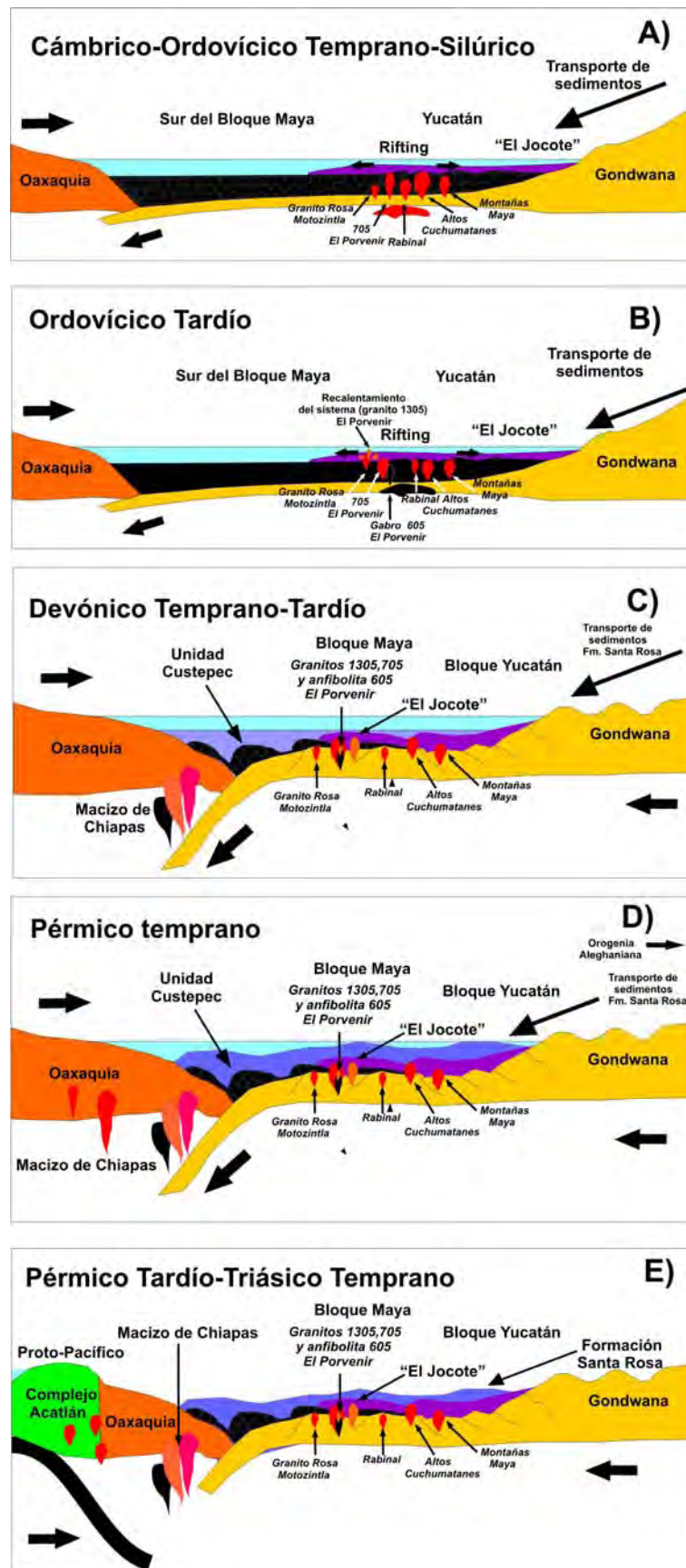


Figura 7.1. Modelo de reconstrucción tectónica donde se muestran los diferentes eventos que dieron origen a la formación de las unidades litológicas bajo estudio. A) Cámbrico-Ordovícico- Silúrico, B) Ordovícico Tardío, C) Devónico-Temprano-Tardío, D) Pérmico temprano y E) Pérmico Tardío-Triásico Temprano.

ANEXO 1. ELEMENTOS MAYORES														
Muestra	CB 50-A	CB 50-B	CB 51	CB 51-A	CB 57	CB 57-A	CB 52	CB 59A	705	CMB 8	CMB-8A	1105	1005	605
SiO ₂	71.43	56.44	60.21	72.93	70.08	40.75	53.33	46.17	73.29	63.08	58.557	57.51	46.894	48.678
TiO ₂	0.29	1.06	0.82	0.15	0.2	1.61	1.15	1.14	0.07	0.63	0.688	1.103	0.949	1.743
Al ₂ O ₃	16.01	17.55	16.64	14.56	16.54	13.59	17.11	9.88	14.02	16.04	17.816	20.14	14.385	17.295
Fe ₂ O ₃ tot	2.01	8.03	5.85	1.52	2.17	16.98	10.46	12.65	0.92	5.33	5.372	8.226	11.407	9.925
MnO	0.04	0.11	0.08	0.04	0.08	0.21	0.16	0.29	0.07	0.1	0.133	0.081	0.21	0.177
MgO	0.945	3.14	3.14	0.51	0.61	9.18	4.61	13.84	0.29	2.66	3.238	3.035	9.997	5.88
CaO	3.03	5.88	5.45	1.72	3.51	13.21	8.08	11.11	0.52	4.94	3.838	0.21	8.079	7.956
Na ₂ O	4.83	4.07	3.44	3.54	4.96	1.29	3.2	1.19	4.42	2.91	6.635	0.759	0.952	2.404
K ₂ O	1.62	2.03	2.85	4.55	1.59	0.87	1.49	0.82	4.6	2.51	1.355	5.052	3.138	2.66
P ₂ O ₅	0.1	0.36	0.22	0.04	0.09	1	0.2	0.06	0.04	0.13	0.147	0.126	0.332	0.469
LOI	0.49	1.13	0.5	0.31	0.29	0.91	0.01	2.84	1.45	1.69	1.39	2.99	3.47	2.76
Total	100.31	98.67	98.7	99.56	99.83	98.69	99.79	97.15	98.24	100.02	97.779	96.25	96.343	97.187

ANEXO 2. ELEMENTOS TRAZA														
Muestra	CB 50-A	CB 50-B	CB 51	CB 51-A	CB 57	CB 52	705	CMB 8	CB 59A	CB 57-A	CMB-8A	1105	1005	605
Be	1.8400	n.d.	2.2800	2.2500	n.d.	1.8263	6.5460	1.8122	2.1901	n.d.	1.3088	5.3164	2.0358	2.9899
Co	4.0000	18.0000	13.4200	1.7100	1.0000	31.0638	1.1490	12.2409	54.1512	58.0000	25.3451	31.6035	41.3021	30.5454
Cr	118.0000	90.0000	232.0000	153.0000	94.0000	155.0208	159.2579	238.3069	849.1149	128.0000	25.4338	88.9212	367.8228	104.4824
Sc	4.4800	n.d.	12.9800	2.7000	n.d.	32.6440	4.6695	14.9417	75.8036	n.d.	16.0417	19.5987	38.8091	28.4927
Cu	<10	<10	5.0000	9.0000	<10	226.4785	286.8266	2.6426	235.3008	157.0000	4.8713	39.2925	21.7640	30.4149
Zn	<30	93.0000	76.0000	23.0000	<30	154.0864	12.9354	95.1933	185.4231	92.0000	88.4474	185.5187	120.2116	106.1524
Ni	<20	<20	17.0000	8.0000	<20	28.4955	< 5	13.1476	122.0912	58.0000	11.5042	43.5021	107.0658	44.7744
V	15.0000	160.0000	198.5000	106.3000	10.0000	327.3402	13.9644	147.6646	291.6210	568.0000	97.4307	132.7956	315.0922	241.2618
S (%)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ga	19.0000	24.0000	n.d.	n.d.	16.0000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	20.0000	20.4745	28.6765	18.3823	20.5638
Ge	0.8000	1.0000	n.d.	n.d.	0.9000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.4000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	33.0000	69.0000	91.2500	92.7000	23.0000	35.7799	205.1090	73.0267	10.2580	26.0000	42.2983	225.3524	141.9613	122.4969
Sr	337.0000	661.0000	562.4000	265.5000	797.0000	420.5068	136.4739	357.8331	70.3682	733.0000	332.8441	78.1408	140.8906	640.3560
Y	8.2000	20.7000	17.0000	9.6000	19.5000	24.7040	30.6571	18.3601	73.5930	23.1000	20.4648	36.1441	21.8356	31.7590
Zr	105.0000	221.0000	251.3000	87.9000	138.0000	103.1540	40.5022	131.1226	219.5124	66.0000	131.1305	201.5338	95.4409	222.3767
Nb	4.2000	8.9000	6.9500	5.2100	7.2000	6.0464	32.5948	9.3963	13.9991	3.5000	9.3246	23.5044	4.9191	17.7142
Mo	<2	<2	2.2800	1.3300	<2	2.3597	1.9578	2.1405	1.0766	<2	0.3262	0.4472	0.0993	1.1235
Cs	0.3000	0.8000	3.4700	1.1200	0.1000	1.3775	5.5014	3.2694	0.2738	0.5000	0.5853	3.5706	1.7909	1.5390
Ba	459.0000	805.0000	900.0000	994.8000	641.0000	432.6893	242.1708	969.0389	76.1865	241.0000	869.5462	790.6922	478.6761	846.9940
La	18.6000	26.0000	23.3000	18.7000	21.2000	12.2002	8.5803	18.2139	21.1968	17.3000	20.9473	52.1268	27.2148	52.4595
Ce	35.6000	53.7000	48.7000	33.9000	38.9000	21.1411	12.4219	31.8518	72.3588	40.8000	38.9928	94.1840	52.7994	103.7429
Pr	4.0900	6.8300	6.0000	3.6800	4.3100	3.3885	2.1772	4.0648	11.7519	5.6900	4.8241	12.4677	7.9605	13.0942
Nd	14.8000	27.5000	25.2000	14.0000	15.1000	15.1418	8.5895	15.5933	53.5848	25.1000	18.3317	44.1317	33.6625	49.0381
Sm	2.7100	5.5500	5.0300	2.5300	2.4400	4.0248	2.9867	3.3960	13.1543	5.9100	3.7533	8.7912	7.2206	8.9984
Eu	0.7290	1.5700	1.2400	0.6600	0.8370	1.0786	0.1693	1.0467	2.9582	1.6400	1.0540	1.4761	1.7661	2.4647
Gd	2.1000	4.7600	4.2700	2.0400	2.2700	4.2818	3.0447	3.2185	12.0396	5.8500	3.5982	7.5078	6.2775	7.5188
Tb	0.3100	0.7000	0.6400	0.3100	0.4000	0.7032	0.6559	0.5503	2.0186	0.8100	0.5656	1.1835	0.8461	1.0800
Dy	1.5300	3.6500	3.2700	1.7400	2.5300	4.1672	4.5461	3.1831	12.2001	4.3100	3.3888	6.4193	4.4468	5.8606
Ho	0.2800	0.6900	0.6700	0.3500	0.5700	0.8701	0.9489	0.6493	2.5569	0.8100	0.6874	1.2890	0.7618	1.1287
Er	0.7800	1.9500	1.7400	0.9700	1.8600	2.5765	3.1188	1.9553	7.7761	2.2300	1.9978	3.7027	1.8948	3.0720
Tm	0.1090	0.2800	0.2500	0.1600	0.2990	0.3782	0.5093	0.2805	1.0687	0.3010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	0.6800	1.6900	1.5500	1.0300	2.0300	2.4659	3.7927	1.8012	6.8870	1.8100	2.1052	3.5735	1.6958	2.7983
Lu	0.1080	0.2390	0.2400	0.1700	0.3190	0.3568	0.5614	0.2911	1.0474	0.2600	0.3297	0.5323	0.2399	0.4047
Hf	2.8000	5.4000	6.8300	2.8600	3.4000	3.1347	2.3036	3.6808	6.0121	2.0000	3.6761	5.7130	2.6661	4.9119
Ta	0.2700	0.4200	0.5400	0.6700	0.4400	0.0877	3.7852	0.4844	0.2707	0.2500	0.7627	1.7466	0.2692	1.0287
Pb	20.0000	7.0000	11.4000	19.8000	<5	4.7810	16.6592	6.0483	2.4017	<5	8.9529	47.8441	2.9483	15.5705
Th	4.2400	1.1000	6.3200	7.0700	0.9800	2.1944	10.5257	7.4380	0.4430	2.9100	7.4808	18.2611	3.9729	8.8043
U	0.7500	0.4300	2.6300	6.3300	0.2800	1.0296	7.8349	1.9685	0.4354	1.0100	1.5836	4.0835	1.0786	2.4299
Sb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.8913	0.5047	1.9645	3.7282	n.d.	0.5456	0.2129	0.1109	0.1629

ANEXO 3. VALORES ISOTÓPICOS

Muestra	Código (Lugis)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	2 SE(M)	n	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd*
CB50A WR	2646 PS ID	0.2129361	0.704819	41	11	57	0.111122638	0.51254	16
CB50B WR	2647 PS ID	0.2272861	0.706571	39	10	57	0.111122638	0.5123	17
CB50B WR II	2720 PS ID	0.2979726	0.706479	33	9	58	0.116998856	0.512317	15
CB51 WR	2648 PS ID	0.3869391	0.705255	40	11	58	0.114737556	0.512503	13
CB51A WR	2649 PS ID	0.7508896	0.705378	31	8	57	0.102803796	0.512532	20
CB57 WR	2651 PS ID	0.0607106	0.70572	39	10	57	0.094093052	0.51223	17
CB57A WR	2652 PS ID	0.0760332	0.705551	38	11	52	0.137197455	0.5124	17
CMB 8 WR	3040 PS ID	0.639122	0.706584	38	10	56	0.118785405	0.5125	19
CB 52 WR	3041 PS ID	0.2462174	0.703673	36	10	57	0.145525966	0.512969	19
CB 59A WR	3042 PS ID	0.3224435	0.710023	39	10	57	0.138847561	0.512133	20
705 WR	3043 PS ID	4.4632322	0.738528	29	8	57	0.179767209	0.512326	27
705 WR II	3211 PS ID	4.5551098	0.738407	39	11	54	0.179635627	0.512352	20
605 WR	3300 PS ID	0.4560802	0.710895	37	10	56	0.10824807	0.512347	21
1005 WR	3301 PS ID	2.2474256	0.721734	39	11	54	0.126482714	0.512417	17
1105 WR	3302 PS ID	7.1324946	0.750656	40	11	54	0.112733067	0.511948	14
CMB-8A WR	3303 PS ID	0.3222705	0.705971	34	9	57	0.121718181	0.512434	22

ANEXO 3 GEOCRONOLOGÍA

Muestra	Código (Lugis)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	1 s.d.	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1 s.d.	1 sd*	2 SE(M)	n	Concentración (Dilución isotópica) (ppm)	
									Rb	Sr
1305 Bi	2728 PS ID	95.728	1.915	1.263155	0.000054	54	14	57	363.36	11.58
1305 Mu	2729 PS ID	15.995	0.320	0.817649	0.000040	40	11	55	293.72	53.71
CB57 Bi	3436 VA ID	37.7932425	0.75586485	0.794665	0.000042	42	12	53	266.51658	20.58174941

Muestra	Código (Lugis)	147Sm/144Nd	1 sd	¹⁴⁷ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	1 sd	1 sd*	2 SE(M)	n	eNd	1s	Concentración	
											Sm	Nd
705 Gt	3210 VA ID	0.351085425	0.00702171	0.512874	0.000029	29	8	54	4.603638435	0.5657013	16.25016953	27.980459
705 Gt	3210 VA CR	0.351085425	0.00702171	0.512871	0.000015	15	4	54	4.545117607	0.2926041	16.25016953	27.980459

MUESTRA CB-51A												
Muestra	Peso muestra (g)	Peso spike (g)	206/204	%err	206/207	%err	206/208	%err	206/205	%err	238/235	%err
CB-51A Zr-1	0.000256	0.00991	173.9952	0.325	6.557732	0.107	3.344121	0.077	71.784317	2.926	24.884765	0.309
CB-51A Zr-2	0.000134	0.00576	112.4926	0.769	4.85062	0.073	2.219635	0.097	31.57505	2.473	7.716055	0.189
CB-51A Zr-3	0.000186	0.01707	65.1999	0.288	3.47755	0.029	1.531964	0.212	28.04504	1.361	6.620481	0.054
CB-51A Zr-4	0.000047	0.01041	62.642	0.118	3.511853	0.191	1.50793	0.02	3.91954	0.201	2.89009	0.105
CB-51A Zr-5	0.000208	0.02634	199.0295	0.64	7.314846	0.094	3.737987	0.095	15.789202	1	9.426922	2.58
CB-51A Zr-6	0.000104	0.01482	50.1481	0.495	2.70479	0.077	1.144766	0.015	11.251847	0.173	6.800619	0.146
CB-51A Zr-7	0.000224	0.01785	219.3978	0.789	7.156228	0.179	3.74813	0.013	38.997658	2.53	13	0.5
CB-51A Zr-8	0.000376	0.02038	253.5168	0.514	8.07992	0.035	4.02884	0.068	23.58268	0.158	7.736572	0.183
CB-51A Zr-9	0.00012	0.01959	54.1997	2.432	3.159105	0.15	1.34788	0.996	5.12119	2.659	1.67674	0.181
CB-51A Zr-10	0.000092	0.01663	44.3009	0.907	2.658282	0.092	1.1714	0.044	9.66062	16.26	9.612733	0.591

MUESTRA CMB-8A														
Muestra	Peso (g)	ppm U	ppm Pb Total	ppm Common Pb	[206] nmoles/g	206/204 (raw)	206/204 (corr.)	206*/238 (rad.)	207*/235 (rad.)	207*/206* (rad.)	206*/238 Age (Ma)	207*/235 Age (Ma)	207*/206* Age (Ma)	+/- Ma
CMB-8A Zr-1	0.000118	207	10.66	3.475	30.6236	115.189	133.894	0.0305919	0.244427	0.0579486	194.251	222.039	527.819	67
CMB-8A Zr-2	0.000196	189.183	11.1	4.832	29.3151	86.4032	92.1774	0.0297299	0.231871	0.0566564	188.858	211.742	474.632	76
CMB-8A Zr-3	0.000055	237.426	15.24	6.935	38.7193	73.4567	84.8155	0.0306104	0.302392	0.0716473	194.367	268.267	975.938	53
CMB-8A Zr-4	0.000264	213.264	7.56	0.8531	27.193	362.329	484.253	0.0294094	0.209496	0.051664	186.851	193.13	270.566	25
CMB-8A Zr-5	0.00032	179.995	7.06	1.183	24.1884	258.75	310.688	0.0303106	0.21836	0.052249	192.492	200.544	296.334	18
CMB-8A Zr-6	0.000204	188.412	7.23	1.05	24.8236	267.048	359.111	0.0299694	0.21699	0.0525121	190.357	199.401	307.784	30
CMB-8A Zr-7	0.000347	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
CMB-8A Zr-8	0.000303	233.268	8.66	1.285	30.463	301.867	360.26	0.0297108	0.209986	0.0512594	188.738	193.541	252.513	21

MUESTRA CMB-8A												
[U] %err	[Pb-204] %err	[Pb-206] %err	206/204 %err	206*/238 %err	207*/235 %err	207*/206* %err	Rho 6/8-7/5	Pb Blank (Ng)	U Blank (Ng)	ng Pb Total	ng Pb Common Pb	ng U Total
0.18	8.41	1.34	8.31	1.37	3.53	3.05	0.51945	0.079	0.001	1.25788	0.41	24.426
0.183	3.48	0.852	3.38	0.891	3.77	3.45	0.4596	0.079	0.001	2.1756	0.94	37.079868
0.183	8.34	2.29	8.01	2.31	3.6	2.6	0.69258	0.079	0.001	0.8382	0.38	13.05843
0.182	16.8	0.685	16.8	0.698	1.34	1.08	0.59661	0.079	0.001	1.99584	0.22	56.301696
0.184	9.75	0.637	9.73	0.649	1.06	0.798	0.65928	0.079	0.001	2.2592	0.38	57.5984
0.245	17.4	1.02	17.4	1.04	1.74	1.31	0.65746	0.079	0.001	1.47492	0.21	38.436048
0.182	9.59	0.581	9.58	0.595	1.15	0.932	0.58934	0.079	0.001	2.62398	0.39	70.680204

MUESTRA CB-50A													
MUESTRA CB-50A	(g)	ppm U	Common Pb	nmoles/g	(raw)	(corr.)	(rad.)	(rad.)	(rad.)	Age (Ma)	Age (Ma)	Age (Ma)	%err
CB50A-1 Zr	0.000199	285.256	1.093	108.342	1426.58	1502.2	0.089952	0.888325	0.0716241	555.254	645.469	975.279	0.214
CB50A-1 Zr	0.000199	285.256	1.251	130.186	1507.01	1577.35	0.108152	1.09073	0.0731444	662.008	748.859	1017.96	0.214
CB50A-2 Zr	0.000085	294.043	2.952	131.571	646.491	675.638	0.104371	0.943053	0.0655325	639.971	674.479	791.48	0.269
CB50A-2 Zr	0.000085	294.044	2.941	129.726	639.758	668.688	0.102751	0.967017	0.068257	630.509	686.925	876.377	0.182
CB50A-3 Zr	0.000208	235.092	0.4392	103.631	3188.19	3577.29	0.105149	1.00072	0.0690249	644.513	704.175	899.489	0.181
CB50A-3 Zr	0.000208	235.092	0.4488	107.067	3230.66	3616.71	0.108641	1.0347	0.0690743	664.853	721.274	900.962	0.181
CB50A-4 Zr	0.000156	333.289	0.4142	139.641	4336.41	5111.89	0.100096	0.942416	0.068285	614.971	674.146	877.223	0.181
CB50A-4 Zr	0.000156	333.289	0.4111	139.399	4355.93	5140.57	0.099925	0.941011	0.0682998	613.969	673.411	877.673	0.181
CB50A-5 Zr	0.00018	391.351	0.345	138.925	5153.94	6105.54	0.084858	0.775746	0.0663015	525.057	583.054	815.909	0.181
CB50A-5 Zr	0.00018	391.351	0.3392	138.819	5223.52	6204.18	0.084798	0.775527	0.0663304	524.695	582.929	816.82	0.181

MUESTRA CB-50A							
POBLACIÓN	%err	%err	%err	%err	%err	%err	6/8-7/5
CB50A-1 Zr	13.5	13.1	3.12	13.1	13.2	0.716	0.99852
CB50A-1 Zr	2.27	1.26	1.89	1.27	1.34	0.422	0.949144
CB50A-2 Zr	1.28	0.749	1.04	0.784	1.93	1.76	0.4097
CB50A-2 Zr	0.995	0.124	0.987	0.17	0.308	0.243	0.61944
CB50A-3 Zr	4.16	2.98	2.91	2.98	2.98	0.119	0.999201
CB50A-3 Zr	2.7	0.367	2.68	0.384	0.396	0.0944	0.971164
CB50A-4 Zr	3.86	0.161	3.86	0.197	0.556	0.519	0.3558
CB50A-4 Zr	3.88	0.253	3.87	0.277	0.288	0.0771	0.963483
CB50A-5 Zr	4.24	0.273	4.23	0.295	0.309	0.0867	0.959736
CB50A-5 Zr	4.04	0.225	4.04	0.252	0.261	0.0688	0.964742

MUESTRA T05																		
Analysis	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Pb	206Pb*/207Pb*	±	207Pb*/235U*	±	206Pb*/238U	±	error corr.	Apparent ages (Ma)						Best age (Ma)	±
											206Pb*/238U*	±	207Pb*/235U*	±	206Pb*/207Pb*	±		
B0D0-1	1307.52707	3970	4.142388	15.1836	2.0319	0.869339	3.63289	0.03574	3.2500003	0.847925	593.388	18.3056	635.23629	18.1016	801.33	42.5643	583.3882605	18.305532
B0D0-2	191103262	12372	153067	13.3638	2.846	1.66056	4.03477	0.16817	2.8600004	0.708839	1002.03	26.5421	993.58856	25.5753	914.37	58.0239	914.3723984	58.023902
B0D0-4	332.500133	16890	4.244442	12.2056	2.1121	2.14368	2.33683	0.18917	1.0000005	0.42793	1120.11	10.282	1163.0123	16.1814	1243.8	41.3775	1243.810507	41.377496
B0D0-6	121.761618	20314	2.68617	8.7119	1.4814	5.19572	3.61724	0.32829	3.3000005	0.912296	1830.03	52.5783	1851.9143	30.8102	1876.5	26.7034	1876.505364	26.703363
B0D0-7	764.468206	22306	1.374386	17.4366	1.7213	0.604466	2.48335	0.07673	1.79	0.120801	476.572	8.22295	480.1851	9.50183	437.45	37.3231	476.572432	8.222952
B0D0-8	293.407364	8274	1.410109	11.4424	2.4309	2.60177	2.67651	0.21532	1.1200004	0.418455	1260.26	12.8209	1301.1387	19.6339	1369.2	46.7952	1369.183605	46.795184
B0D0-10	516.393289	25700	3.659298	10.2776	2.9415	3.65289	3.32026	0.27229	1.5400011	0.46382	1552.4	21.2462	1561.1937	26.4736	1573	55.0322	1572.373015	55.032206
B0D0-11	80.9580616	6300	1.40286	12.7235	1.7403	2.20578	3.46824	0.20364	3.0000008	0.864391	1194.87	32.7203	1182.8771	24.2354	1161	34.506	1160.99989	34.506011
B0D0-12	940.205668	12608	1.146561	17.4318	3.0512	0.62276	3.21088	0.07873	1.000001	0.311442	488.561	4.70507	491.57552	12.5124	505.63	61.1397	488.5605024	4.7050651
B0D0-13	211.330957	10710	2.905335	11.9391	2.1832	2.25028	2.72461	0.19583	1.6300006	0.538252	1152.83	17.2076	1196.8735	19.1558	1277.2	42.5638	1277.161625	42.563805
B0D0-14	156.434754	21120	1.840788	10.1403	2.4115	3.84349	4.38304	0.28311	3.6600004	0.835038	1606.39	52.0591	1603.1611	35.3417	1586.1	45.0156	1586.117555	45.015607
B0D0-15	187.580948	12038	1.167172	12.5221	3.3521	2.33894	4.1461	0.21242	2.4400004	0.588504	1241.7	27.5584	1224.1932	29.4387	1193.5	66.1624	1193.476978	66.162377
B0D0-17	338.520374	34178	8.009169	10.7759	1.5902	3.32198	5.23725	0.25563	4.39	0.952789	1487.93	66.3043	1486.2309	40.8362	1483.8	30.1322	1483.788958	30.132221
B0D0-18	183.530681	23768	1.16306	10.7222	1.5105	3.46465	3.32313	0.26943	2.3600001	0.890725	1537.89	40.4934	1519.2061	26.1906	1493.3	28.588	1493.255312	28.587954
B0D0-19	360.221611	27552	5.210302	10.3571	1.9602	3.47938	2.20053	0.26156	1.0000001	0.454435	1436.79	13.3572	1522.5509	17.3574	1558.5	36.7781	1558.532493	36.778092
B0D0-21	233.489228	14006	2.099396	13.8542	1.9645	1.54988	2.20441	0.15573	1.0000006	0.453637	933.018	8.68642	950.44692	13.6059	931.01	39.3542	933.0176484	8.6864176
B0D0-22	348.204768	30696	4.284286	9.94378	2.2003	3.83055	5.25593	0.27626	1.2200003	0.48431	1572.48	17.0237	1599.1888	20.2605	1634.5	40.8789	1634.548094	40.878851
B0D0-23	202.797029	3350	0.359088	16.8402	3.8341	0.62868	3.36233	0.07678	1.0000079	0.252379	476.302	4.59632	495.2732	15.5313	581.1	83.3012	476.3020679	4.5963238
B0D0-24	140.76648	20738	2.008734	9.9003	2.3507	4.10571	3.01631	0.29481	1.8900004	0.626594	1665.5	27.7405	1655.4404	24.6333	1642.7	43.6285	1642.685085	43.628536
B0D0-25	355.864028	32954	3.353285	12.3713	1.7806	2.23899	2.51775	0.20089	1.7800001	0.70698	1180.12	19.1956	1193.3405	17.6738	1217.4	35.0185	1217.351961	35.019527
B0D0-26	385.319083	26554	10.25177	13.5691	3.5708	1.67838	3.79328	0.16517	1.2800002	0.337439	985.466	11.6391	1000.369	24.1404	1033.2	72.176	1033.157119	72.176042
B0D0-27	143.516564	9152	1.682228	12.2171	3.7343	2.31171	5.50609	0.20483	3.3900033	0.124653	1201.23	43.729	1215.8847	39.0452	1242	74.3756	1241.973756	74.375619
B0D0-28	82.2976441	8922	1.772898	10.8487	1.5431	3.26054	2.3785	0.25655	1.8100008	0.760983	1472.14	23.8224	1471.6914	18.4845	1471	29.2898	1471.024303	29.289832
B0D0-29	39.3679653	3326	1.180782	12.5941	3.4036	2.17223	3.60894	0.19841	1.2000156	0.332512	1166.79	12.8017	1172.1925	25.0598	1182.2	67.2878	1182.167846	67.287735
B0D0-30	721.467608	43432	2.647364	10.8286	2.9201	2.63889	4.34687	0.20725	3.22	0.740764	1214.14	35.6347	1311.5489	32.0186	1474.5	55.4106	1474.541828	55.410621
B0D0-301	354.028012	51080	1.397402	11.6378	1.2505	2.73004	5.05706	0.23043	4.3	0.366943	1336.15	59.1573	1336.6703	37.5395	1336.5	24.1776	1336.524616	24.177563
B0D0-32	642.53468	26314	1.558784	11.3596	1.9914	2.22962	2.30137	0.18369	2.1100002	0.727243	1087.12	21.1084	1190.3975	20.3409	1383.2	38.2588	1383.135347	38.258812

MUESTRA 605																		
Análisis	U (ppm)	204Pb	U/Pb	206Pb*	n	207Pb*	n	206Pb*	n	error corr.	206Pb*	n	207Pb*	n	206Pb*	n	Bart eqo	n
		204Pb	207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)			238U*	(Mo)	235U	(Mo)	207Pb*	(Mo)	(Mo)	(Mo)
BBW4-25-1	246.8651016	5313	5.3068481	17.54726	2.14299	0.573491	2.491044	0.072985	1.27000094	0.5098263	454.1153	5.56882	460.26697	9.219035	491.086	47.26776	454.1152548	5.56881999
BBW4-25-2	231.6510268	7215	0.9551507	16.18291	8.40113	0.659066	8.492151	0.076404	1.24000009	0.14660172	474.6202	5.67386	509.073161	34.01165	666.953	180.1663	474.6202438	5.673859385
BBW4-25-3	1529.737479	16324	0.4366446	17.52675	1.22622	0.515797	2.3035	0.065566	1.95000003	0.8465379	409.3868	7.734842	422.339756	7.959114	493.665	27.03242	409.3868099	7.734842396
BBW4-25-4	280.2252504	21819	1.1523374	17.30535	2.352	0.65653	2.555759	0.082401	1.00000006	0.3912732	510.44	4.907543	512.489548	10.28537	521.622	51.60908	510.4399948	4.907542839
BBW4-25-5	1051.814327	5208	0.6107303	14.50409	13.5441	0.683622	13.77475	0.071913	2.510000239	0.1922177	447.6686	10.85522	528.961295	56.85105	897.11	280.6745	447.6686331	10.85522358
BBW4-25-7	304.9856377	23970	1.5925893	17.31788	1.6655	0.627277	2.041148	0.078787	1.18000008	0.5781061	488.8763	5.555426	494.398015	7.989344	520.034	36.55328	488.8762676	5.555426255
BBW4-25-8	4041.345397	34530	1.7244614	17.87742	1.54181	0.437712	1.892982	0.056753	1.00000001	0.5307969	355.8511	3.808284	368.637827	5.855003	448.827	34.24897	355.8510719	3.808283994
BBW4-25-10	945.586669	3804	1.6845786	14.81432	3.37801	0.400762	4.598406	0.043059	3.12000023	0.678496	271.768	8.30292	342.200609	13.25932	852.29	70.20161	271.7680014	8.302919969
BBW4-25-11	2020.170565	18177	0.3448737	17.46547	2.15061	0.468496	2.680507	0.059345	1.60000016	0.596902	371.6448	5.778113	390.149807	8.683421	501.282	47.25224	371.6447567	5.778113244
BBW4-25-12	457.2649055	9294	2.0250577	17.18833	1.80538	0.609076	2.486666	0.075928	1.71000016	0.6376679	471.7732	7.779199	482.977014	9.557735	526.408	39.51164	471.7731593	7.77919277
BBW4-25-13	1562.52475	27000	1.3065897	17.44939	1.51988	0.576732	1.819354	0.072988	1.20000013	0.7964151	515.2984	4.385065	462.358811	6.175243	503.466	33.45174	462.358827	4.38506537
BBW4-25-14	1298.459749	14499	0.5294905	17.53396	5.47376	0.57198	6.175896	0.072738	2.86000023	0.4630988	452.6287	12.50118	459.294408	22.82112	492.758	120.769	452.6286541	12.50118217
BBW4-25-15	548.5724409	56646	1.7921403	10.68566	1.11025	2.927987	4.74181	0.226918	4.61000001	0.9722026	1318.327	54.96463	1389.17295	35.90493	1499.7	20.99326	1318.326947	54.96463163
BBW4-1	915.4102268	33588	0.974214	17.60529	1.57184	0.651733	2.599147	0.083217	2.07000002	0.7964151	515.2984	10.2515	509.544674	10.41372	483.787	34.71207	515.2983987	10.25151977
BBW4-2	817.2264271	13652	0.9295433	16.1804	5.28483	0.658655	7.521508	0.077294	5.35000008	0.7112936	479.9511	24.74492	513.791239	30.33855	667.285	113.2614	479.9510911	24.74492098
BBW4-3	2050.849175	15444	0.2540849	17.29089	3.5247	0.414482	5.023936	0.051978	3.58000002	0.7125827	326.6556	11.40294	352.097731	14.94905	523.457	77.32819	326.6555969	11.40293547
BBW4-4	945.4102268	26748	0.5417933	17.9041	2.38248	0.645058	3.070164	0.083763	1.11000007	0.3615442	518.5424	5.53041	505.433212	12.22447	446.514	63.63011	518.5423521	5.530410215
BBW4-5	1343.174973	13316	2.6490222	13.36429	5.70043	0.861911	8.730491	0.083542	6.62000001	0.757776	517.2326	32.90343	631.165761	41.08541	1063.82	114.7441	517.2326347	32.90343247
BBW4-5A	623.102558	57308	1.3824049	10.77357	4.84022	2.826136	5.932337	0.220841	3.43000007	0.578187	1286.36	39.99798	1362.54512	44.52191	1484.2	91.76148	1286.361488	39.99798101
BBW4-7	883.2012507	4252	1.7037883	11.87427	24.83	1.031798	24.85011	0.088859	1.00002381	0.0402422	548.7845	5.260871	719.826668	128.8232	1297.52	490.2638	548.7848878	5.260870501
BBW4-7A	735.9526504	29992	1.3471787	17.09869	4.21424	0.657001	5.732915	0.081477	3.89000006	0.6782734	504.9301	18.89229	512.777833	23.09266	547.895	82.08344	504.9301379	18.89229001
BBW4-8	282.3627188	2864	2.9712495	12.85871	15.6887	0.721116	15.72056	0.067251	1.00001178	0.0636117	419.5745	4.062165	551.325313	66.97462	1140.94	713.8139	419.5745283	4.062165262
BBW4-8A	397.8243799	14024	3.1990556	15.56482	9.41128	0.538934	12.90515	0.060858	8.83000001	0.6342229	380.8415	32.65451	437.721403	45.92028	749.088	199.2254	380.8414602	32.65450949
BBW4-8AA	856.3736269	18328	0.7806686	16.35874	4.99147	0.516037	7.561561	0.061225	5.63000001	0.7511676	383.0713	21.12465	422.500244	26.14015	643.771	107.3442	383.0712591	21.12465448
BBW4-9	316.4320819	5844	0.2783936	15.23887	9.3675	0.366675	10.34	0.040646	3.09000046	0.2988395	258.8335	7.780144	317.186191	28.17592	788.124	207.614	317.1861458	7.78014458
BBW4-9A	1170.760668	10324	0.3314362	15.98322	4.21428	0.508979	5.285473	0.059091	3.19000004	0.6035411	369.55	11.45712	417.762158	18.10407	693.473	89.87517	417.7621518	11.45712108
BBW4-9AA	2533.21892	9572	0.3379222	16.49411	4.6963	0.397366	4.84719	0.047507	1.20000011	0.2475661	299.1958	3.508306	339.735872	13.99677	627.337	101.2654	299.1958197	3.508305699
BBW4-10	971.9144255	15548	3.2643134	15.76071	3.27584	0.698087	3.709277	0.078964	1.74000015	0.4690942	489.9384	8.209033	533.285349	15.38917	723.292	69.5104	489.9384394	8.209032874
BBW4-10A	380.9153269	51252	50.837305	13.94562	3.07059	1.633632	4.413321	0.165231	3.17000004	0.7182799	985.7799	28.97739	983.26022	27.80373	977.621	62.5863	977.620271	27.80373044
BBW4-11	2884.061884	57208	1.1052593	17.45147	3.70073	0.585887	5.849471	0.074156	4.53000001	0.774429	461.144	20.16022	468.237714	21.94602	503.144	81.47503	461.1440406	20.16021659
BBW4-11A	1017.333837	14352	2.1340339	16.28829	5.47239	0.625055	5.563012	0.072384	1.00000075	0.1797589	459.2497	4.432731	493.010789	21.2983	653.041	117.5205	459.2497343	4.432730531
BBW4-12A	1020.742204	22716	0.5993527	17.43228	4.08112	0.546527	4.98349	0.069098	2.86000001	0.5738951	430.7178	11.91603	442.718643	17.8839	505.565	89.31758	442.7186157	11.9160257
BBW4-13	893.7265426	41204	0.4258277	17.27294	3.85243	0.581671	8.378236	0.072869	7.44000001	0.8880151	453.4171	32.57547	465.534843	31.29496	525.734	84.49073	465.534843	32.5754735
BBW4-14	1242.116343	8532	1.3744911	15.64999	7.70868	0.950288	7.939381	0.06246	1.900001	0.2393135	390.5692	7.200491	445.184951	28.62259	738.23	163.2583	390.5691992	7.20049104
BBW4-15	309.691547	2336	2.892287	10.44256	12.9372	0.869583	15.83441	0.065859	9.13000223	0.5765925	411.1604	36.34725	635.340812	74.91783	1543.09	244.2933	411.1604058	244.2932608
BBW4-15A	2264.309482	6392	0.4002065	15.45649	10.2474	0.414975	10.37779	0.046519	1.64000023	0.1830298	293.1155	4.699445	352.451293	30.91306	764.503	216.4662	293.1155455	4.699444551
BBW4-16	547.869143	22124	1.2087952	17.0143	4.47419	0.609324	4.775698	0.07519	1.67000012	0.3496871	467.349	7.528536	483.133565	18.36195	558.719	97.58856	467.3490262	7.528535619
BBW4-16A	2168.368412	12192	0.2977387	16.06427	4.06558	0.562026	4.434168	0.065481	1.77000093	0.3991732	408.8734	7.012331	452.84423	16.20119	682.689	86.35676	408.8733651	7.012330815
BBW4-17	201.0127975	13896	1.4956485	14.27315	29.7703	0.808858	29.81007	0.083732	1.5400001	0.0516604	518.3594	7.670223	601.812976	136.1611	930.139	624.5196	518.3593639	7.670222835
BBW4-17A	2035.549252	11976	0.4051632	16.88882	3.5733	0.445115	3.710588	0.05427	1.00000007	0.2649491	340.6861	3.318402	372.446361	11.56829	575.092	77.71196	340.6860552	3.318401769
BBW4-18	1104.28514	51212	1.4066334	17.16802	4.87018	0.586241	5.268654	0.072995	2.01	0.3815016	454.1764	8.814787	468.464357	19.77386	529.075	108.5897	454.1764272	8.814786951
BBW4-19A	1981.656592	53048	0.3766278	17.79973	4.17054	0.518783	6.404137	0.066973	4.86	0.7588845	417.8911	19.66528	424.337864	22.21517	459.494	92.51884	417.8910895	19.66527942
BBW4-20	382.3398025	22460	3.577497	17.1611	6.7207	0.59427	7.006294	0.073965	1.98000002	0.2826031	460.0008	8.790653	473.590778	26.52299	539.956	147.1387	460.000451	8.790652627
BBW4-20A	1588.184776	23592	0.5317526	17.13658	3.19545	0.435952	6.957248	0.054138	6.18000002	0.8982823	339.8769	20.46036	367.139324	21.43782	543.084	69.86843	339.8769275	20.46035551
BBW4-21	515.6337878	1424	3.5271296	10.42244	6.93273	0.829221	7.606556	0.062681	3.13000249	0.4114875	391.9114	11.90141	613.179713	35.0263	1546.71	130.4237	391.9114191	11.90141095
BBW4-21A	1121.220572	106208	8.1216444	13.76425	3.83017	1.476082	3.958556	0.147355	1.00000004	0.2526174	886.1196	8.279146	920.624851	23.96585	1004.23	77.7614	886.1195529	8.279145833
BBW4-21AA	602.6059268	53916	2.7887633	11.62168	4.47004	2.245807	6.994636</											

MUESTRA 1005																		
Analysis	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb* (%)	±	207Pb* 235U* (%)	±	206Pb* 238U (%)	±	error corr.	206Pb* 238U* (Ma)	±	207Pb* 235U (Ma)	±	206Pb* 207Pb* (Ma)	±	Best age (Ma)	±
1005-1A	1327.19784	4213.8	8.229957	17.3835	3.37792	0.283374	5.67485	0.035727	4.56	0.8035451	226.2918	10.1399	253.33076	12.72373	511.73	74.25596	226.291832	10.1399009
1005-1	380.809447	5972.4	16.66738	14.8843	31.0011	0.584665	31.167	0.063115	2.680001	0.0861273	394.5443	10.25672	467.45523	117.0881	843.49	660.3377	394.544374	10.2567218
1005-8A	1021.11236	2215.8	1.333027	15.8212	6.49607	0.550841	6.60417	0.063207	1.900131	0.1801912	395.0982	4.560537	445.54731	23.82246	715.16	138.1246	395.0982318	4.56053739
1005-9	441.909261	8915.4	4.434381	16.5509	2.48174	0.629675	2.72276	0.075585	11200003	0.4113472	469.7171	5.07374	495.89325	10.68245	618.62	53.57296	469.7170895	5.07374047
1005-3	473.905127	26308.9	12.35283	17.7097	1.35266	0.596626	1.88375	0.076632	1.31	0.6354226	475.9895	6.010821	475.08997	7.147563	470.73	23.96194	475.989521	6.0108209
1005-6	229.341073	2628	3.803181	15.9528	3.3617	0.665421	3.83232	0.07639	1.8490029	0.4801283	478.1301	8.479273	517.9245	15.54882	697.53	71.63436	478.1301395	8.47927307
1005-8	121.334534	1863	7.254605	10.0053	9.377788	1.07541	10.2151	0.078037	4.0500201	0.3964757	484.3371	18.89928	741.39093	53.7956	1623.1	174.8521	1623.083713	174.852032

MUESTRA 1105																		
Analysis	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	206Pb* 207Pb* (%)	±	207Pb* 235U* (%)	±	206Pb* 238U (%)	±	error corr.	206Pb* 238U* (Ma)	±	207Pb* 235U (Ma)	±	206Pb* 207Pb* (Ma)	±	Best age (Ma)	±
1105-9	257.453053	2437.2	1.124676	15.5215	5.94788	0.76583	6.23792	0.086212	1.8800115	0.3013842	533.0931	9.619011	577.36805	27.47637	755.65	125.6205	533.0930775	9.61901051
1105-3	105.073042	6314.4	0.912002	14.9589	2.07619	0.878785	2.30447	0.095342	1.0000011	0.4339406	587.0505	5.611143	640.32604	10.94517	833.07	43.2775	587.050525	5.61114333
1105-1A	260.722528	8166.6	0.9896	15.5534	2.9186	0.884936	3.38772	0.099824	1.7200007	0.5077162	613.3784	10.06375	643.6452	16.15063	751.32	61.64648	613.3783952	10.0637452
1105-14	225.280459	2626.2	1.881394	15.1666	7.36164	0.92997	7.42925	0.102296	1.0000002	0.1346034	627.8481	5.982437	667.61864	36.36459	804.27	154.3347	627.8480531	5.98243695
1105-1	231.000031	9385.2	1.290317	15.2489	2.68116	0.974652	2.86157	0.107792	1.0000028	0.3484592	659.9116	6.272601	690.85895	14.34243	792.94	56.25046	659.9115833	6.27260063
1105-17	132.473971	5470.2	1.977427	15.0073	4.66204	1.129522	5.18095	0.122341	2.2600022	0.436214	747.469	15.95026	767.52554	27.91008	826.34	37.32353	747.4690486	15.9502598
1105-6	41.2339393	2377.8	1.381791	14.9414	3.74054	1.225716	3.8745	0.132825	1.010006	0.2606804	803.96	7.634115	812.38647	21.66864	835.52	77.96834	812.3864787	77.968345
1105-2	387.750052	46130.4	2.023518	14.849	1.92101	1.24271	2.16571	0.133834	1.0000001	0.4617431	909.7001	7.609132	820.10976	12.18561	848.43	39.94641	848.4282765	39.9464108
1105-16	448.657071	27142.2	1.415387	12.9106	3.33115	1.860475	3.47801	0.183572	1.0000004	0.2875211	1086.457	9.99838	1102.0457	23.39037	1132.9	66.33337	1132.934358	66.3333698
1105-4	232.196964	3699	2.516644	12.0064	9.20214	1.890111	9.25633	0.164588	1.000102	0.1080452	982.2228	9.11147	1077.621	61.54216	1276	179.8125	1275.983472	179.81251
1105-19	938.102366	1927.8	1.233355	11.6712	2.17781	1.898018	2.95688	0.160663	2.0000742	0.6764128	960.4583	17.84737	1080.3949	19.66608	1331	42.14512	1080.394956	42.1451169
1105-12	179.572079	2673	4.922929	10.6959	5.08243	1.789897	11.7284	0.138779	10.570002	0.9012292	837.7568	83.04296	1041.4602	76.53369	1497.9	96.18311	1497.892459	96.1831057
1105-8	217.094722	4188.6	1.225841	9.57824	4.95921	3.160363	5.29561	0.219544	1.7400157	0.3310777	1279.465	20.19281	1447.5323	40.55924	1703.8	91.37103	1447.532307	91.371028
1105-13	179.612244	1369.8	1.576376	8.36245	6.16534	4.934075	6.41716	0.239253	1.7800379	0.2773872	1687.602	26.42983	1808.1039	54.2298	1950	110.2715	1808.1039443	110.271535
1105-11	143.366864	9300.6	2.308433	5.96323	2.10786	7.666794	3.74875	0.332697	3.1000102	0.8269443	1851.439	49.89927	2192.7186	33.6846	2523.1	35.38444	2192.718624	35.384438
1105-15	133.470076	8276.4	2.519888	5.90195	4.04872	9.804533	4.54269	0.419683	2.0600538	0.4534881	2259.04	39.25635	2416.5769	41.88023	2552.1	67.83419	2416.5769348	67.8341908
1105-5	602.571405	444.6	9.157473	5.8818	5.19411	8.87511	7.15819	0.378602	5.0031324	0.6989338	2069.751	88.57918	2325.245	65.41319	2557.8	85.75042	2325.245078	85.7504186
1105-7	27.0314058	712.8	2.601503	5.82617	3.84752	6.990938	5.61932	0.295405	4.0908628	0.7284405	1668.481	60.1392	2110.2788	49.92732	2573.7	64.32365	2110.2788031	64.3236495
1105-18	77.2345576	3159	1.039965	5.15895	3.00067	13.83738	3.16298	0.517743	1.000216	0.316226	2689.601	21.99529	2738.6401	23.96048	2775	49.21696	2738.6401027	49.2169629

All uncertainties are reported at the 1-sigma level, and include only measurement errors. Systematic errors would increase age uncertainties by 1-2%.

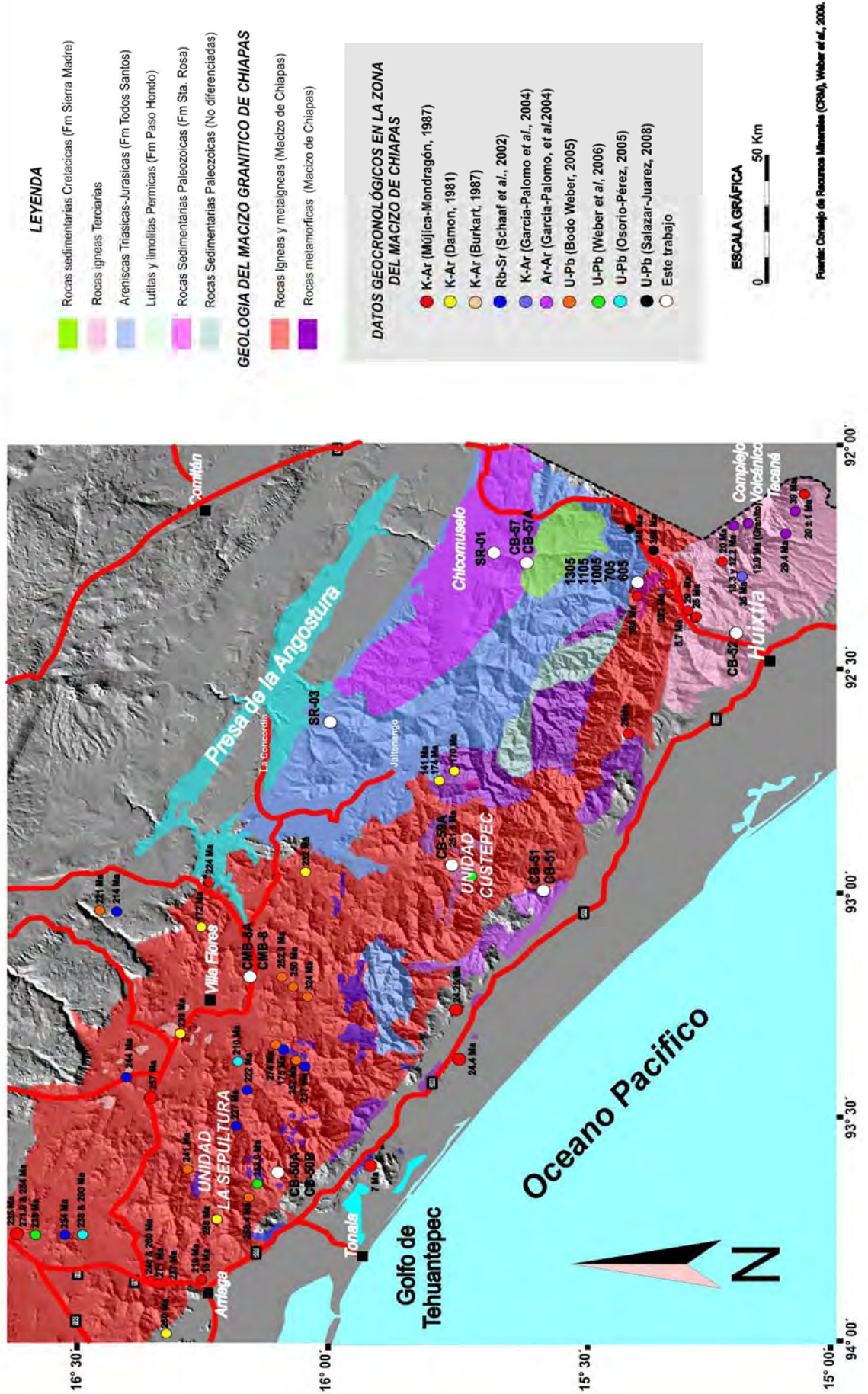
U concentration and U/Th are calibrated relative to NIST SRM 610 and are accurate to ~20%.

Common Pb correction is from 204Pb, with composition interpreted from Stacey and Kramers (1975) and uncertainties of 1.0 for 206Pb/ 204Pb, 0.3 for 207Pb/ 204Pb, and 2.0 for 208Pb/ 204Pb.

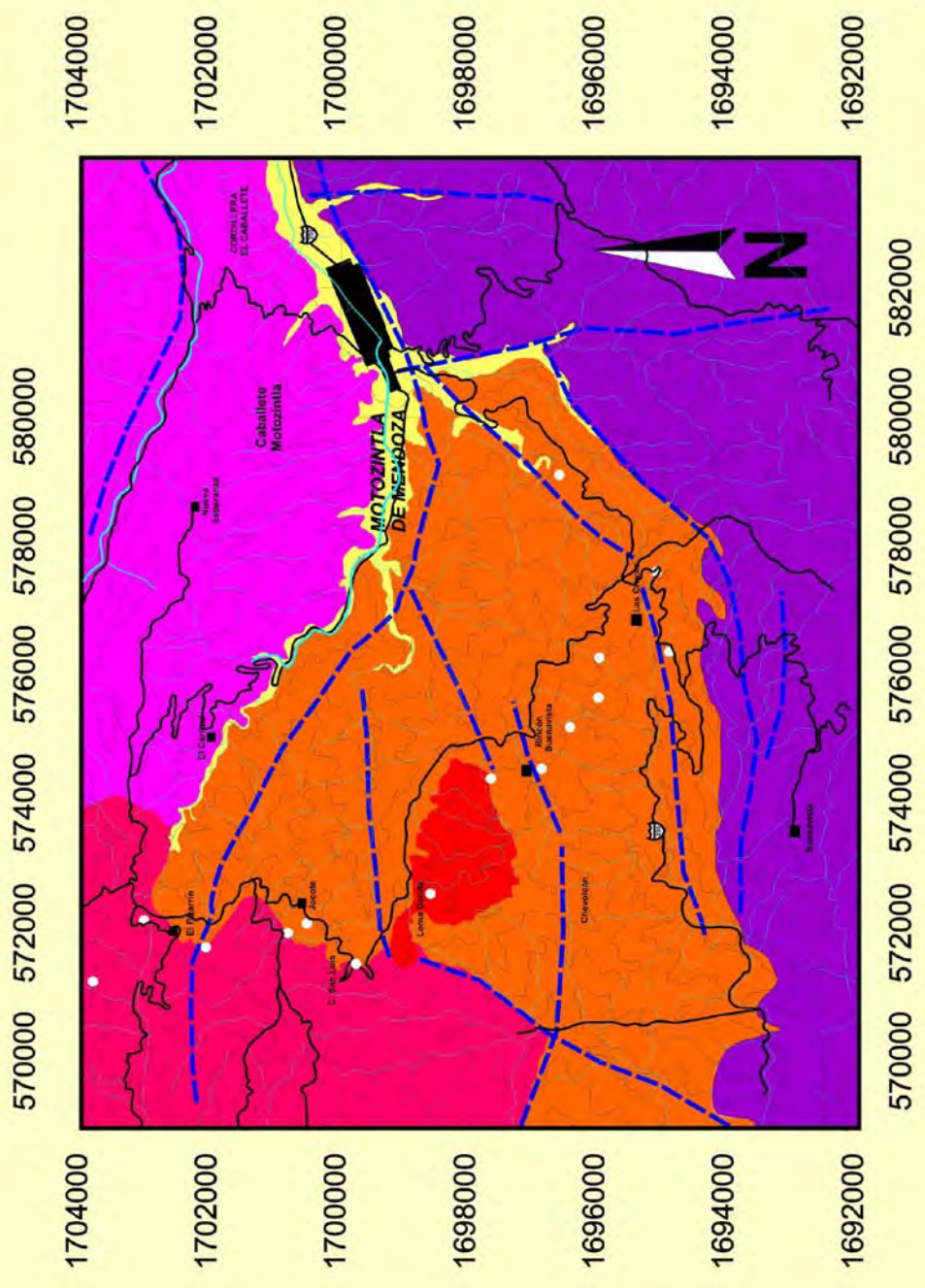
U/Pb and 206Pb/ 207Pb fractionation is calibrated relative to fragments of a large Sri Lanka zircon of 564 ± 4 Ma (2-sigma).

MAPAS ANEXOS

GEOLOGÍA Y FECHAMIENTOS PREVIOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO



GEOLOGÍA DEL ÁREA DE MOTOZINTLA, CHIAPAS



LEYENDA

- Granito 1305 intrusivo a la unidad "Jocote" Granito 705
- Formación Santa Rosa Granito (no diferenciado)
- Rocas metamórficas (no diferenciadas)
- Falla y/o lineamiento
- Población
- Camino
- Ríos principales
- Punto de verificación
- Carretera Federal



9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, T.H., 1969: Geology of the San Sebastian Huehuetenango quadrangle, Guatemala, Central America (PhD Thesis), Austin, University of Texas, 217 p.
- Anderson, T. H, Burkart., B., Clemons, R.E., Boheneberger, O.H., y Blount, D.N., 1973, Geology of the western Altos Cuchumatanes, Northwestern Guatemala: Geological Society of America Bulletin, (84), pp. 805-826.
- Anderson, T. H. y Schmidt, V. A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of México, Caribbean Sea region during Mesozoic time. Geological Society of America Bulletin, v.94 (8). p. 941-966.
- Bateson JH, Hall HIS, 1977, The geology of the Maya Mountains, Belize. Institute of Geological Science, Overseas Mem, 3, Her Majesty's Stationery Office, London, pp 1–44.
- Blum, J.D., Chamberlain, C.P., Hingston, M.P., Koeberl, C., Marin, L.E., Schuraytz, B.C., Sharpton, V.L., 1993, Isotopic comparison of K/T boundary impact glass with melt rock from the Chicxulub and Manson impact structures. Nature 364:325-327.
- Bohneberger, O.H., 1966, Nomenclatura de las Capas Santa Rosa en Guatemala: Publicaciones Geológicas del ICAITI (Guatemala), v.1, p 47-51.
- 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 distribution in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa, M.F., Iriondo,A., 2004. Significado de dataciones cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la evolución de la plataforma Guerrero-Morelos. IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Qro. 338pp.

- 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.
- Carrera-Muñoz, M., 2007, "Estudio geocronológico y petrológico del basamento del Complejo Volcánico Tacaná", Tesis de Licenciatura, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional.
- Castro-Mora, J., 1999, Monografía Geológico-minera del estado de Chiapas, Consejo de Recursos Minerales, México, D.F., 180 p. Mapa Geológico escala 1: 500 000 incluido.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993. "Guerrero Terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data". *Geology*, v. 21, p.419-422.
- Chappell, B.J., y White, A.J.R., 1974. "Two contrasting granite types". *Pacific Geology*, v.8, p.173-174.
- Chen, C.-H., DePaolo, D.J., and Lan, C.-Y, 1996, Rb-Sr microchons in the Manaslu granite: implications for Himalayan thermochronology, *Earth Planet. Sci., Lett.* 143, 125-135.
- Clark, A.M., 1984. "Mineralogy of the rare earth elements", in *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in geochemistry*. Elsevier, p. 201-225.
- Clarke, D. B., 1992. "Granitoid Rocks". Ed. Chapman & Hall. New York. 283pp.
- Clemons R.E., y Burkart, B., 1971, Stratigraphy of Northwestern Guatemala, *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, (32), pp., 143-158.
- Clemons R.E., Anderson, T.H., Bohnenberger, O.H., y Burkart, B., 1974, Stratigraphic nomenclature of recognized Paleozoic and Mesozoic of western Guatemala: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, (58), pp.313-320.
- Coney, P.J., and Campa-Urranga, M.F., 1987, Lithotectonic terrane map of Mexico (west of the 91st meridian): U.S. Geological Survey, *Miscellaneous Field Studies Map MF-1874-D*, scale 1: 2 500 000.
- Coney, P.J., Jones, D.L. y Monger, J.W.H., 1980, Cordilleran suspect terranes. *Nature*, v. 288. p. 329-333.
- Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Basei M.A.S., 2000, Crustal evolution of the South American Platform. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomas-Filho, A., Campos D.A., (eds): *Tectonic evolution of South America*. 31st international geological congress, Rio de Janeiro, pp. 19-40.

- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. "The interpretation of igneous rocks". George, Allen and Uwin. London.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K., 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera. En: Dickinson, W., Payne, W.D. (Eds.): Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera. Arizona geol. Soc. Digest, 14: p. 137-153.
- 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.
- 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.
- Dengo, G., and Bohnenberger, O., 1969, Structural development of northern Central America, Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 11, 203-220.
- De Paolo, D., 1988, Neodymium Isotope Geochemistry, An introduction Springer-Verlag, 187 pp.
- Dickinson, W.R. y Lawton, T.F., 2001. "Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico". GSA Bulletin, v.113, No. 9, p. 1142-1160.
- Dixon, C.G., 1956, Geology of southern British Honduras with notes on adjacent areas. Belize, Government Printer, 92 p.
- Dolfus, A. y De Montserrat, E., 1868, Voyage geologique Dans les Républiques de Guatemala et de Salvador, In Mission scientifique au Mexique et Dans L'Amérique Centrale, Géologie: Paris, France Imprimerie Impériale, 539 p.
- Donnelly, T. W., Horne, G. S., Finch, R. C. y López-Ramos, E., 1990, 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.
- Estrada-Carmona, J, 2006: Estudio petrogenético y geocronológico en el basamento metamórfico, en el área de Custepec, Chiapas. tesis de maestría CICESE
- Faure, G. and Powell, J.L., 1977, Principles of isotope geology, John Wiley & Sons, 464 pp.
- Faure, G. & Mensing, T.M., 2005, Isotopes: principles and applications, 3ª ed., Wiley, 897 pp.

- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002, Ignimbrite flare up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western México: implications for the late subduction history of the Farallon plate, *Tectonics*, v 21, n.4, 17-1/24
- Frost, B., Barnes, C.G, Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C., 2001, A geochemical classification for granitic rocks, *Journal of Petrology*, v.42(11), pp. 2033-2048.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Mora, J.C., Hughes, S., Saucedo, R., Espindola, J.M., Escobar, R., and Layer, P., 2004, "Geological evolution of the Tacaná Volcanic Complex, México-Guatemala, Geological Society of America Spatial Paper, 412 p., 39-57.
- Gehrels G. E. Valencia, V.A and Ruiz, J., 2008, Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9:Q03017, doi:10.1029/2007GC001805.
- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Cutrupia, D., Dengo, C., Harlow, G.E., Mota, B., Padoa, E., Rosenfeld, J., and Siena, F., 2002a, The Motagua Suture Zone in Guatemala. Field trip-Guide Book, International Geological Correlation Programme 433 Workshop and 2nd Italian-Latin American Geological meeting: *Ofi oliti*, v. 27, no. 1, p. 47–72.
- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Mortellaro, D., Siena, F., and Cutrupia, D., 2002b, The peri-Caribbean ophiolites: Structure, tectono-magmatic significance and geodynamic implications: *Caribbean Journal of Earth Sciences*, v. 36, p. 1–20.
- Gomberg, D.N., Banks, P.O., and McBirney, A.R., 1968, Guatemala: Preliminary zircon ages from Central Cordillera: *Science*, v. 162, p. 121–122, doi: 10.1126/science.162.3849.121.
- Groß, A., 2000, Geologische, isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen an Gesteinen des Chiapas-Massivs, Mexiko. Diploma tesis, Universität Freiburg y Universität München, Alemania, 106 p.
- Harker, A., 1909. "The natural history of igneous rocks". Methuen, London.
- Harlow, G.E., Hemming, S.R., Avé Lallemand, H.G., Sisson, V.B., and Sorensen, S.S., 2004, Two high-pressure–low-temperature serpentinite-matrix mélange belts, Motagua fault zone, Guatemala: A record of Aptian and Maastrichtian collisions: *Geology*, v. 32, no. 1, p. 17–20, doi: 10.1130/G19990.1.
- Hernández-García, R., 1973, Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas, México, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 25, p. 77-134.

- Hernández-Pineda, G.A., 2006, Geoquímica y geocronología en granitoides en el área de Tierra Colorada, Guerrero, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Hernández T., Juárez, F., Macías, C., Lozano, R. y Zenteno G., 1994, Manual del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Comunicado Técnico del Instituto de Geofísica, UNAM, 12 páginas.
- Horne, G.S., Puhskar, P., and Shafiqullah, M., 1976b, Preliminary K-Ar age data from the Laramide Sierras of central Honduras, Informe de la IV Reunión de Geólogos de América Central, v. 5, p. 92-98.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R., 1971. "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks". Canadian Journal of Earth Sciences, v.8, p. 523-548.
- Jägger, E., Hunziker, J.L., 1979, Lectures in Isotope Geology, Ed. Springer Verlag, Berlin pag. 117-125
- Keppie, J.D., 2004. "Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 billion year Odyssey". International Geology Review, v.46, No.9, p. 765-794
- Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D.J., 2005. "Tectonic implications of Alternative Cenozoic Reconstructions of Southern Mexico and the Chortis Block". International Geology Review, v. 46, No. , p 473-491.
- Krogh, T.E., Kamo, S.L., Sharpton, V.L., Martin, L.E., Hildebrand, A.R. (1993) U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater. Nature 366: p.731-734.
- Layer, P.W., C.M. Hall and D. York, 1987, The derivation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of single grains of hornblende and biotite by laser step heating, Geophysical Research Letters, v. 14, 757-760. Le Bas *et al.*, 1986
- Layer, P.W., 2000, Argon-40/argon-39 age of the impact event, Chukotka, Russia, Meteoritics and Planetary Science, v. 35, 591-599.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986, A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27, 745-750.
- Lopez, R., 1997, The pre-Jurassic geotectonic evolution of the Coahuila terrane, northwestern Mexico: Grenville basement, a late Paleozoic arc, Triassic plutonism, and the events south of the Ouachita suture: [Ph.D. Thesis]. Santa Cruz, California, University of California, 147 pp.
- López-Ramos, E. 1979, Geología de México, Tomo III, México D.F., 446 pp.

- Ludwig, K.R., 1991. "PbDat-A Computer Program for Processing Pb-U-Th Isotope Data, Version 1.24 88-542: Reston", Va. U.S. Geological Survey.
- Ludwig, K.R., 2004. "Isoplot/Ex, ver. 3, a geochronological toolkit for Microsoft Excel", Berkeley, California Geochronology Center.
- Macías-Romo, C., 2003, Manual de métodos de separación de Minerales, Instituto de Geología, UNAM, 39 páginas.
- Maniar, P.D. y Piccoli, P.M., 1989. "Tectonic discrimination of granitoids". Geological Society of America Bulletin, v.101, p. 635-643.
- Manton, W.I., 1996, The Grenville of Honduras: Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 28, p. A-493.
- Manton, W.I., and Manton, R.S., 1999, The southern flank of the Tela Basin, Republic of Honduras, *in* Mann, P., ed, Caribbean basins: Sedimentary basins of the world, v. 4, Amsterdam, The Netherlands, Elsevier.
- Martens, U., 2006, Zircon Geochronology implies the existence of pre-devonian sedimentary rocks with grenvillian provenance in the Maya Mountains of Belize, Philadelphia Annual Meeting, resúmenes.
- Mc Dougall, I., Harrison, M., 1999, Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method, Oxford University Press.
- Mc Birney, A.R., 1963, Geology of a part of the central Guatemalan Cordillera: California University Publications in Geological Sciences, v. 38, p. 177-242.
- Meritano-Arenas, J., 1972. Estudio tectónico preliminary del Istmo de Tehuantepec, en base a imágenes del satélite-Erts-1. Anales de Instituto de Geofísica, UNAM, pp. 108-116.
- Mora, J.C., Jaimes-Viera, M.C., Garduño-Monroy, V.H., Layer, P.W., Pompa-Mera, V. y Godínez, 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.
- 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.
- Muriño-Muñetón, G., 1994, Petrologic and geochronologic study of Grenville-age granulites and post-granulite plutons from the La Mixtequita area, state of Oaxaca in

- southern Mexico, and their tectonic significance: Unpubl. M. S. Thesis, University of Southern California, Los Angeles, CA, 163 p.
- Murillo-Munetón G, Anderson J.L., Tosdal R.M., 1994, A New Grenville-age granulite terrane in southern México, vol. 26. Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with Programs, p. A-48.
 - Nelson, B.K., Herrmann, U.R., Gordon, M.B., and Ratsbacher, L., 1997, Sm-Nd and U-Pb evidence for Proterozoic crust for in the Chortís Block, Central America: Comparison with the crustal history of southern Mexico (abs): Terra Nova, V. 9, Abstract Supplement, No.1, p. 496.
 - Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*. 23(11): p.1127–1130.
 - Ortega-Gutiérrez, F., Elias-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macias-Romo, C., Lopez, R., 1999, Late Ordovician–Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections: *Geology*. 27(8): p. 719–722.
 - Ortega-Gutiérrez F., Solari, L.A., Solé, J., Martens, U., Gómez-Tuena, A., Morán-Ical, S., Reyes-Salas, M., Ortega-Obregón, C., 2004, Polyphase high-temperature eclogite facies metamorphism in the Chuacús Complex, Central Guatemala: Petrology, geochronology, and tectonic implications: *International Geology Review*, v. 46, p. 445-470.
 - Ortega-Gutiérrez, F., Solari L.A., Ortega-Obregón C., Elías-Herrera M., Martens U., Morán-Ical 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.
 - Ortega-Obregón, 2004, "Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de cizalla Baja Verapaz, Guatemala, Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UNAM.
 - Ortega-Obregón, C., Solari, L.A., J. D. Keppie, Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., Morán-Ical, S., 2008. Middle-Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal-Salamá area, central Guatemala: Implications for North America–Caribbean plate tectonics. *GSA Bulletin*, 120, 5, 556-570.
 - Osorio, 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.

- 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.
- Parrish, R.R., 1987. "An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology". *Chemical Geology*, v.66, p. 99-102.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". *Journal of Petrology*, v.25, p. 956-983.
- Pearce, J. A., Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19: p. 290-300.
- 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.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman III, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J. y Haxby, W., 1988. "A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution". *Tectonophysics*, v. 155, p. 121-138.
- Pitcher, W.S., 1993. *The nature and origin of granites*. 321 p. Blackie Academic & Professional, Chapman and Hall, Glasgow, 321 p.
- Pupin, J.P., 1980, Zircón and Granite Petrology, *Contrib. Mineral. Petrol*, 73, 207-220.
- Rollinson, Hugh R., 1993. "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation". *Geochemistry Series*, Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons, New York. 252pp.
- Rogers, R.D., 2003, Jurassic–Recent tectonic and stratigraphic history of the Chortis block of Honduras and Nicaragua (northern Central America) [Ph.D. thesis]: University of Texas–Austin, 286 p.
- Rogers, R.D., 2007, Piercing lines between southwest Mexico and the Chortis block of northern Central America: Constraints on Cretaceous position of Chortis block: Acapulco, Mexico, American Geophysical Union, Spring Meeting, p. 2336
- Ross, C.A., 1986, Paleozoic evolution of southern margin of Permian basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97:536-554.
- Ruiz, J., Tosdal, R.M., Restrepo, M.A., Murillo-Muñeton, G., 1999, Pb isotope evidence for Colombia-southern Mexico connections in the Proterozoic. In: Ramos, V., Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 336, pp. 183-197.

- Salazar-Juárez, J., 2008, "Geología, petrología y geoquímica del Macizo de Chiapas, área de Motozintla de Mendoza", Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D.J., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995. "Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence". *Tectonics*, v. 14, No. 5, p. 1339-1350. Schwartz, 1976.
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Ortega-Gutierrez, F., Kohler, H., 2002, The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics. In: Miller, H. (Ed.). *Contributions to Latin-American Geology*. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 225: p. 1-23
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993. "Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico". Geological Society of America, Special Paper 278, 153pp.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial Lead Isotope evolution by two-stage model, *Planetary Science Letters*, v.26, pp. 207-221.
- Steiger, R. H. y Jäger, E., 1977, Subcommission on Geochronology. Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 36, p. 359-362.
- Steiner & Walker, 1996, Late Silurian plutons in Yucatan, *J. Geophys. Res.* V.101:17, 727-735.
- Streckeisen A., y Le Maitre, R.W., 1979. "A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks". *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, v.136, p. 169-206.
- Sun, S.S. & Mc Donough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, Saunders A.D. and Norr M.J. (Eds.). *Magmatism In oceanic basins*. Geological Society of London, Special Publication No. 42, p. 313-345.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., Grajales, J. M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America: Geological Society of America, Special Paper 340: p. 191–196.
- Van der Boom, G., 1972, Petrofazielle Gleidung des metamorphem Grundgebirges in der Sierra de Chuacús, Guatemala: Beihefte Geologisches Jahrbuch, v. 122, p. 5–49.
- 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., Köhler, H., 1999, Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb isotope geochronology of a Grenville terrane in Southern México: Origin and geologic history of the Guichicovi complex. *Precambrian Research*. 96: p. 245-262.
- Weber, B., Gruner, B., Hecht, L., Molina-Garza, R., Köhler, H., 2002, El descubrimiento de basamento metasedimentario en el macizo de Chiapas: La "Unidad La Sepultura", *GEOS*. 22 (1): p. 2-11.
- Weber, B. and Hecht, L., 2003, Petrology and geochemistry of metaigneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: The Guichicovi complex, Oaxaca, Southern Mexico. – *Precambrian Research*, 124, 1, p. 41-67.
- Weber, B., Cameron, K.L., Osorio, M., 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 Mexico. *International Geology Reviews*. 47: p. 509-529.
- Weber, B., Valencia, V., Iriondo, A., 2006b, Provenance ages of detrital zircon cores from paragneiss-anatexites: unraveling the pre-metamorphic history of the Permian Chiapas massif, Mexico. – GSA annual meeting Philadelphia, *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, 38 (7): p. 409.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W.R. Hecht, L., 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*, DOI 10.1007/s00531-006-0093-7.
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V., Iriondo, A., Ortega-Gutiérrez, F., 2007, 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, 2, p 262-276.
- Weber, B., Valencia, V., Schaaf, P., Pompa-Mera, V. and Ruiz, J. 2009, Significance of provenance ages from the Chiapas Massif Complex (Southeastern Mexico): Redefining the Paleozoic basement of the Maya block and its evolution in a Peri-Gondwanan realm. *Journal of Geology*, 116, 619-639, 2008.
- Webber, B.N., y Ojeda, J., 1957: Investigación sobre las Lateritas Fósiles en las Regiones del Suereste de Oaxaca y Sur de Chiapas. *Inst. Nal. Invest. Recursos Minerales, México*, v. 37, 72 p.
- Wetherill, G.S., 1956, Discordant uranium-lead ages, I, *Trans. Am., Geophys. Union*, 37, 320-326

- Wetherill, G.S., 1963, Discordant uranium-lead ages, II. Discordant ages resulting from difusión of lead and uranium, *J Geophys. Res.* 68, 2957-2965.35, 320-326.
- 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.
- Wilson, M., 1989. "Igneous Petrogenesis". Unwin Hyman, London.
- Zen, E., 1985, "An oxygen buffer some peraluminous granites and metamorphic rocks", *American Mineralogist*, v. 70 (1-2), p. 65-73.