

Tesis defendida por
Juliana Estrada Carmona
y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Bodo Weber

Director del Comité

Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Miembro del Comité

Dr. John Fletcher Mackrain

Miembro del Comité

Dr. Peter Ernst Georg Schaaf

Miembro del Comité

Dr. Uwe K. Martens

Miembro del Comité

Dr. Antonio González Fernández
*Coordinador del Programa de Posgrado
en Ciencias de la Tierra*

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales

Director de Estudios de Posgrado

11 de Enero de 2013

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**Programa de Posgrado en ciencias
en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología**

Magmatismo ordovícico en el sur del Bloque Maya y metamorfismo de alta presión misisípico en el Terreno Mixteca: Implicaciones para la evolución tectónica del noroeste de Gondwana durante el Paleozoico (Estudio geoquímico e isotópico y geocronometría por U-Pb y Lu-Hf).

Tesis

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Doctor en Ciencias

Presenta:

Juliana Estrada Carmona

Ensenada, Baja California, México,
2013.

Resumen de la tesis de Juliana Estrada Carmona, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en geología. Ensenada, Baja California. Enero de 2013.

Magmatismo ordovícico en el sur del Bloque Maya y metamorfismo de alta presión misisípico en el Terreno Mixteca: Implicaciones para la evolución tectónica del noroeste de Gondwana durante el Paleozoico (Estudio geoquímico e isotópico y geocronometría por U-Pb y Lu-Hf).

Resumen aprobado por:

Dr. Bodo Weber

El descubrimiento de un granito ordovícico tipo-S en la parte suroccidental del Complejo del Macizo de Chiapas, señaló nuevas perspectivas para la historia paleozoica del Bloque Maya ya que no se habían reportado rocas de esta edad en esta región. La Cartografía geológica, en un área al oeste de Motozintla, Chiapas, reveló la existencia de una sucesión metasedimentaria (Unidad Jocote) intusionada por granitoides y metabasitas. La Unidad Jocote cubre en forma discordante a la Unidad Candelaria, compuesta por rocas calcisilicatadas deformadas intercaladas con anfibolitas plegadas. Geocronología U-Pb con LA-ICPMS dio como resultado edades del Ordovícico temprano (~470 Ma) en granitoides y metabasitas, y del Ordovícico tardío (~450 Ma) en granitoides. Geoquímica de elementos mayores y traza, así como datos isotópicos de Sm y Nd sugieren que las anfibolitas plegadas de la Unidad Candelaria son derivadas del manto y se formaron en un ambiente de *Rift*, mientras que el magmatismo bimodal del Ordovícico temprano está más diferenciado y refleja contaminación cortical con firmas geoquímicas de arco volcánico. La geoquímica y petrografía de las rocas graníticas del Ordovícico tardío, pertenecientes al plutón Motozintla, indican menor contaminación cortical y firmas de arco volcánico ó un ambiente intraplaca. La comparación de los resultados obtenidos con datos publicados para la *Suite* Rabinal y los Altos Cuchumatanes en Guatemala y las similitudes entre las rocas de las diferentes áreas sugiere la existencia de un cinturón magmático Ordovícico en el Bloque Maya desde Chiapas hasta Guatemala. El bloque Maya sur podría estar relacionado con otros terrenos del sur de México como el terreno Mixteca donde se ha reportado magmatismo bimodal asociado a *rifting* de 440 a 480 Ma. La formación de las secuencias sedimentarias con magmatismo bimodal en ambos terrenos durante el Paleozoico temprano posiblemente está relacionada a la apertura del océano Rhéico a lo largo del margen de Gondwana en un ambiente de extensión transcurrente.

Por otra parte se determinó la edad de un evento metamórfico en facies de eclogita que experimentó el Complejo Acatlán, basamento del terreno Mixteca. Se presentan edades Lu-Hf de alta precisión en granate y roca total, de cuatro anfibolitas con evidencia clara de metamorfismo en facies de eclogita provenientes de Piactla y Asís.

Se obtuvieron edades similares dentro del error, con una media ponderada de 352 ± 4 Ma (95% c.l.). La distribución de lutecio dentro de los cristales de granate sugiere que no fue rehomogenizado por retrogresión en facies de anfíbolita. Las edades Lu-Hf corresponden al momento del crecimiento del granate y por lo tanto a la edad del evento de alta presión. La edad encontrada permite afirmar que el evento de alta presión ocurrió durante el cierre del océano Rhéico y no del océano Iapetus y por lo tanto es crucial para el entendimiento de los procesos geológicos del Paleozoico.

Palabras Clave: **Bloque Maya sur, Geocronología U-Pb, Cinturón magmático ordovícico, Complejo Acatlán, Metamorfismo de alta presión, Geocronología Lu-Hf.**

Abstract of the thesis presented by Juliana Estrada Carmona as a partial requirement to obtain the Doctor in Science degree in earth Sciences with orientation in geology. Ensenada, Baja California. January 2013.

Ordovician magmatism in the southern Maya Block and Mississippian high pressure metamorphism in the Mixteca Terrane: Implications for the tectonic evolution of northwestern Gondwana during the Paleozoic (Geochemistry, isotope geochemistry and U-Pb, Lu-Hf geochronology)

Abstract approved by:

Dr. Bodo Weber

The discovery of an Early Ordovician S-type granite in the southwestern part of the Chiapas Massif Complex, added a new perspective to the Paleozoic history of the Maya block. New geologic mapping west of Motozintla, Chiapas, revealed metasedimentary successions (Jocote unit) intruded by granitoids and metabasites. This unit is unconformably underlain by the Candelaria unit, composed of deformed calcsilicate rocks and interlayered folded amphibolites. U-Pb LA-ICPMS geochronology yielded Early Ordovician (ca. 470 Ma) ages both in granitoids and metabasites intruding the Candelaria and Jocote units, and Late Ordovician (ca. 450 Ma) ages for the Motozintla pluton. Major and trace element geochemistry, as well as Nd and Sr isotope data suggest that folded amphibolites of the Candelaria unit may be mantle derived and related to rift whereas Early Ordovician bimodal magmatism is more differentiated and reflects crustal contamination and volcanic-arc chemical signatures. The geochemistry and petrology of the Motozintla pluton indicates less crustal contamination and mixed signatures of either volcanic arc or within plate setting. Comparison of the new data from this work with published data from Guatemala suggests the existence of an Ordovician magmatic belt in the southern Maya block from Chiapas to Guatemala. The mentioned similarities and similar ages of zircon cores suggest a connection between the entire southern part of the Maya block during the Early Paleozoic. Furthermore the absence of Pan-Africano-Brasiliano signatures in this area suggests a different history for the northern Yucatán peninsula and Florida. The southern Maya block could be related to other crustal blocks of southern Mexico like the Mixteca terrane where rift related bimodal magmatism has been reported. Rift related magmatism and sedimentary sequences in both terranes were probably caused by the opening of the Rheic ocean in the northern Gondwana margin possibly within a rift-drift regime.

Eclogite facies metamorphism in the Acatlán Complex of the Mixteca Terrane, was dated by Lu-Hf garnet-whole rock geochronology. High-precision Lu-Hf garnet-whole rock ages of four amphibolites with clear evidence of eclogite facies metamorphism, the Piaxtla and the Asís areas in the Acatlán Complex, are presented. Eclogite domains within the amphibolites contain abundant omphacite + garnet + rutile. All four samples

yield within errors similar Lu-Hf ages providing a weighted mean age of 352 ± 4 Ma (95% c.i.). Lutetium distribution within garnet suggests that Lu was not re-homogenized by retrograde metamorphism. Besides that, the distribution of Lu concentrations throughout the garnet porphyroblasts were used to calculate a garnet growth model, which in turn suggests that average Lu-Hf garnet-whole rock ages correspond to the time of garnet growth and, hence, the high-pressure event. The high pressure event is related to the closure of the Rheic ocean and not of the Iapetus ocean, and is crucial for the understanding of geological processes during late Paleozoic times.

Keywords: southern Maya Block, U-Pb geochronology, Ordovician magmatic belt, Acatlán Complex, High pressure metamorphism, Lu-Hf geochronology.

Dedicatoria

Jerónimo, Samuel y Víctor

Agradecimientos

Agradezco a mi familia por creer siempre en mí, por apoyarme en los momentos alegres y en los difíciles y en esta tarea que me propuse cumplir.

Gracias a Bodo Weber por las enseñanzas en estos años de maestría y doctorado, por su inigualable asesoría y por tener una sonrisa incluso en los momentos más complicados de la tesis.

Al Concejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca para estudios de doctorado (210290) y por el Proyecto Conacyt de Ciencia básica: CB-2007-01 Proyecto #79805 con el cual se financió parte del trabajo.

Al Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE).

A mis sinodales Dr. Luis Alberto Delgado Argote, Dr. John Fletcher Mackrain, Dr. Peter Ernst Georg Schaaf, Dr. Uwe K. Martens, por sus aportes en discusiones durante todo el proceso de elaboración de la tesis, por las preguntas hechas a tiempo y por sus atinadas correcciones que ayudaron a mejorar la calidad del trabajo.

Al Dr. Erik E. Scherer por su asesoría y colaboración durante la estancia académica en la Universidad de Muenster, Alemania.

A todo el personal técnico y administrativo de la división de Ciencias de la Tierra y de manera muy especial a Martha E. Barrera.

Al personal del LUGIS, Dr. Peter Schaaf, M.C. Gabriela Solís Pichardo, Ing. Teodoro Hernández Treviño e Ing. Vianney Berenice Meza García .

A la Dra. Margarita López Martínez por el fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

A Susana Rosas, Víctor Pérez y Gabriel Rendón por su incomparable colaboración con la elaboración de láminas delgadas, procesamiento de muestras y separación de minerales.

A Rogelio Sosa y Nelly Ramírez por la colaboración en la molienda de muestras y separación de granates.

A todos los amigos que disfrutaron, se alegraron, sufrieron y caminaron conmigo este camino.

Tabla de Contenido

Resumen	i
Abstract	iii
Dedicatoria	v
Agradecimientos	vi
Lista de Figuras	x
Lista de Tablas	xvii
1. Introducción	1
1.1. Marco geológico	1
1.2. Hipótesis de trabajo	3
1.3. Objetivos	4
2. Métodos y materiales	6
2.1. Geocronología U-Pb	6
2.2. Geocronología ^{40}Ar - ^{39}Ar	7
2.3. Geocronología Lu-Hf	8
2.3.1. El sistema Lu-Hf como geocronómetro	8
2.3.2. Ventajas del método de fechamiento Lu-Hf	9
2.3.3. Temperatura de cierre	10
2.3.4. Fechamiento del metamorfismo con el método Lu-Hf en granate	10
2.3.5. Separación de elementos por medio de cromatografía de extracción	11
2.3.6. Medición de las razones isotópicas con ICPMS multicolector (MC-ICPMS)	13
2.3.7. Fraccionamiento isotópico en MC-ICPMS	14
2.3.8. Corrección por fraccionamiento de masas	14
2.3.9. Corrección exponencial interna (internal exponential mass bias correction)	15
2.3.10. Corrección exponencial externa (internal exponential mass bias correction)	15
2.3.11. Efecto de las inclusiones de minerales traza en granate en la geocronología Lu-Hf, Hf heredado en circón	17
2.3.12. Digestión de muestras de roca total y fracciones de granate	19
2.4. Mapas de rayos X y medición de perfiles de elementos traza y tierras raras en granates	20
2.5. Distribución de Lu en los granates	21

2.6. Geoquímica e isótopos de Rb-Sr y Nd.	23
3. Petrogénesis del cinturón magmático ordovícico en el suroeste del Bloque Maya.	25
3.1. Planteamiento del problema.	25
3.2. Marco geológico	27
3.2.1. Geología del paleozoico temprano del Bloque Maya	27
3.2.2. El Complejo del Macizo de Chiapas	28
3.3. Geología y petrografía del área de Motozintla	31
3.3.1. La Unidad Candelaria	31
3.3.2. La Unidad Jocote y diques asociados.	34
3.3.3. Plutón granítico Motozintla	36
3.3.4. Diorita y anortosita	36
3.3.5. Unidades más jóvenes mapeadas	37
3.4. Geocronología	37
3.4.1. Geocronología U-Pb con LA-MC-ICPMS	37
3.4.2. Geocronología ^{40}Ar - ^{39}Ar :	40
3.5. Geoquímica	41
3.6. Discusión y Conclusiones.	50
3.6.1. Magmatismo pre-ordovícico y deformación	51
3.6.2. Magmatismo bimodal ordovícico temprano.	53
3.6.3. Magmatismo ordovícico tardío y correlaciones regionales	54
3.6.4. Conexiones entre el sur y el norte del Bloque Maya.	55
4. Metamorfismo misisípico de alta presión en el Complejo Acatlán: geocronología Lu-Hf	57
4.1. Planteamiento del problema.	57
4.2. Compendio de la geología y estratigrafía del Complejo Acatlán	58
4.2.1. Rocas de alta presión	62
4.2.2. Ubicación del Complejo Acatlán en reconstrucciones paleogeográficas del Paleozoico.	69
4.3. Fechamiento de eclogitas anfibolitizadas con el método Lu-Hf en granate y roca total.	71
4.3.1. Petrografía	72
4.3.2. Caracterización de las texturas de los granates para la interpretación de las edades Lu-Hf.	77
4.3.3. Geocronología Lu-Hf.	89

4.3.4. Discusión y conclusiones	90
5. Implicaciones tectónicas y posibles correlaciones entre el Bloque Maya sur, el Complejo Acatlán y otros terrenos de Suramérica	94
5.1. Pre-Ordovícico	94
5.2. Ordovícico a Devónico	97
5.3. Carbonífero	100
Referencias bibliográficas	104
Apéndices	119

Lista de Figuras

- Figura 1. Mapa de terrenos tectonoestratigráficos de México según Sedlock et al., (1993, p. 3) donde se muestra la ubicación de Oaxaquia según Keppie (2004) y del cinturón de granitoides pérmicos según Torres et al. (1999). Debido a la configuración en forma de cinturón, formado en la margen occidental activa establecida durante la fase final de formación de Pangea, se ha propuesto que los terrenos del sur de México deben haber estado en contacto al menos desde el ensamblaje pérmico de Pangea (Weber et al., 2006).. 2
- Figura 2. Configuración de los terrenos tectonoestratigráficos durante el Carbonífero-Pérmico, periodo en el cual se supone el cierre del océano Rhéico y el ensamblaje final de Pangea. Tomado de Weber et al. (2008, p. 635).. 4
- Figura 3. Ilustración del proceso de elución usado en cromatografía de intercambio iónico. En la cromatografía de columnas, las sustancias se separan debido a las diferencias en sus coeficientes de partición o distribución entre la fase estacionaria en la columna (resina) y la fase móvil que fluye a lo largo de ésta (ácidos). El color verde representa la mezcla de dos elementos, mientras que el color azul y el amarillo representan los elementos separados y cómo se mueven de manera diferencial en la columna de acuerdo a su coeficiente de distribución. 12
- Figura 4. Esquema donde se muestra la forma de obtener la relación isotópica de $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ para calcular el factor exponencial de fraccionamiento de masas. Durante el día de medición el fraccionamiento cambia en el espectrómetro de masas. La razón isotópica natural de los estándares se mide cada cierto número de muestras (de 3 a 5). Posteriormente, con el ajuste de los estándares, se puede calcular el factor de corrección.. 17
- Figura 5. Efecto de las inclusiones de minerales traza en la geocronología Lu-Hf, Hf heredado en circones. El circón es un mineral que puede tener componentes de hafnio heredado. a. Si el circón con hafnio heredado se encuentra únicamente en la matriz la edad aparente puede ser más vieja que la edad real. b. Si el circón está tanto en la matriz como en el granate la edad aparente puede ser más joven que la edad real. Modificado de Scherer et al. (2000, p. 3426). . . 18
- Figura 6. Ajuste de un polinomio de grado 6 a los datos de Lu (ppm) vs. distancia al centro del granate (unidades arbitrarias). El ajuste es útil para calcular un modelo de crecimiento de granate.. 22

- Figura 7. Mapa de terrenos y geológico simplificado del sur de México y norte de Centroamérica, donde se muestra el área de estudio en Motozintla, Chiapas. Modificado de Weber et al. (2008, p. 620); Mapa de terrenos de Sedlock et al. (1993, p. 3). CM = Macizo de Chiapas, MM = Montañas Maya, BVSZ = Zona de cizalla Baja Verapaz, TSZ = Zona de cizalla Tonalá. 26
- Figura 8. Mapa geológico del área de estudio en el sur de Chiapas. Figura general de referencia. 32
- Figura 9. Fotografías de algunos afloramientos clave. a. Anfibolitas con bandeamiento composicional intercaladas con rocas calcisilicatadas de la Unidad Candelaria b. Metadiorita CJ-66B intrusionando anfibolitas plegadas de la Unidad Candelaria. c. Roca calcisilicatada con bandeamiento composicional y plegamiento. d. Gneis semipelítico de la Unidad Jocote. e. Xenolito de gneis biotítico en dique granodiorítico (CJ-69), rasgo típico de la Unidad Jocote. . . 33
- Figura 10. Fotomicrografías de muestras de las Unidades Candelaria, Jocote y el Plutón Motozintla. a. Foliación definida por bandeamiento composicional y orientación mineral. NII. b. Bandeamiento composicional plegado y planos axiales paralelos a una foliación con dominios de clivaje formados por Chl + Act. NII. c. Hornblenda verde parcialmente retrogradada a Chl+ Act. NII. d. Roca calcisilicatada. NX. e. Esquisto pelítico donde se observa cordierita alterada a pinita. Foliación definida por moscovita y biotita retrgradada a clorita. f. Granito del plutón Motozintla. 35
- Figura 11. Diagramas de Wetherill para relaciones isotópicas U-Pb de circones de rocas ígneas y metaígneas. a y b. Diagramas para el dique granodiorítico CJ-69. La edad mostrada en la figura b se interpretó como la edad de cristalización. c. Diagrama de probabilidad relativa de la edad de núcleos heredados. d. Edad de la metadiorita no plegada CJ-66B. e. Edad de cristalización de la anortosita CJ-1 (elipse gris oscura); las elipses de color gris claro se usaron para calcular la edad concordia y las elipses con línea punteada se excluyeron del cálculo (ver texto para mayor explicación). g. Mediana de las edades calculadas con el algoritmo TuffZirc de Ludwig y Mundill (2002) para la anortosita CJ-1. f y h. Concordia para la diorita CJ-4. Las elipses de error para cada punto corresponden a 2σ . Las edades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ se usaron para edades más jóvenes que 900 Ma y las $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para edades aparentes promedio más viejas que 900 Ma. 39
- Figura 12. Diagramas de concordia de Wetherill de las razones isotópicas U-Pb de circones ígneos del Plutón Motozintla. a. Edad del granito CJ-

- 44B. b. Edad del granito CJ-71. Ambas edades interpretadas como la edad de cristalización. 41
- Figura 13. Espectros ^{40}Ar - ^{39}Ar para la muestra CB-53A, metabasita de la Unidad Candelaria. a. Experimentos de fusión total en un solo paso en granos individuales de hornblenda. b. Fracción de ^{39}Ar liberado en el experimento mostrado en a. c. Experimentos de calentamiento por pasos. d. Fracción de ^{39}Ar liberado de los experimentos de calentamiento por pasos. 42
- Figura 14. Diagrama de clasificación de rocas según Winchester y Floyd (1977). En esta gráfica se incluyeron las metabasitas para comparar contenidos contrastantes de SiO_2 . ¹Muestras de la Unidad Custepec, incluidas para comparación. 47
- Figura 15. Diagramas de tierras raras (REE) normalizados con la condrita. Valores de normalización de Nakamura (1974). a. Granitoides del área de Motozintla. El campo azul corresponde al plutón MPR de Belice. El campo gris corresponde a los patrones de la Suite Rabinal. b. Metabasitas. Las líneas punteadas corresponden a las rocas del Grupo 1 (Diques basálticos no plegados, que intrusionan las Unidades Candelaria y Jocote) y las líneas continuas a rocas del Grupo 2 (Unidad Candelaria, plegadas) como se describe en el texto. ¹ Pompa-Mera (2009), ² Jackson et al. (1995), ³ Ortega-Obregón et al. (2008). ⁴Muestras de la Unidad Custepec. 48
- Figura 16. Diagramas de discriminación tectónica según Pearce et al. (1984) para rocas graníticas. a. Rb vs. Y+Nb. b. Nb vs. Y. c. Rb vs Ta+Yb. d. Ta vs. Yb. WPG, granitos intraplaca; VAG, granitos de arco volcánico; ORG, granitos de ridge oceánico; Syn-COLG, granitos sin-colisionales. ¹ Pompa-Mera (2009), ² Jackson et al. (1995), ³ Ortega-Obregón et al. (2008). 50
- Figura 17. a. Diagramas de discriminación tectónica según Wood (1980) para rocas basálticas. b y c. Diagramas de discriminación tectónica según Pearce y Cann (1973). CAB, Basalto calcialcalino; IAT, toleita de arco de islas; WPA, basalto alcalino intraplaca; WPT toleita o basalto intra placa. ¹ Muestras de la Unidad Custepec, ² Pompa-Mera (2009), muestras para comparación. La diferenciación entre los Grupos 1 y 2 es evidente en la figura c. 51
- Figura 18. Líneas de evolución de Nd para: a. Rocas graníticas, b. Metabasitas del área de Motozintla y la Unidad Custepec. DM, Línea de evolución de Nd del manto empobrecido según DePaolo (1981). c. $\epsilon\text{Nd}(i)$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ comparación de información isotópica Sm-Nd con valores típicos del manto litosférico sub-continental ó subcontinental

- litospheric mantle (SCLM). d. $\epsilon\text{Nd}(i)$ vs. $\epsilon\text{Sr}(i)$ 53
- Figura 19. Columna estratigráfica esquemática donde se muestra la serie de eventos interpretados en el área de Motozintla. La edad de la Unidad Candelaria (en la base de la columna) se desconoce. ¹ Pompa-Mera (2009), ²Weber et al. (2008), ³ Salazar-Juarez (2008). 55
- Figura 20. Localización actual del cinturón magmático ordovícico-silúrico inferido a partir de los resultados. Las estrellas están localizadas donde hay intrusivos del Ordovícico al Devónico. 56
- Figura 21. Mapa simplificado del Complejo Acatlán modificado de Keppie et al., (2012, p. 1051). Los puntos rojos indican la ubicación de las muestras fechadas en este trabajo. Los superíndices en las edades corresponden a los autores de la Tabla 5. 59
- Figura 22. Comparación de las unidades publicadas para el Complejo Acatlán. a. Nuevas unidades definidas en el oeste del Complejo Acatlán por Ortega-Obregón et al. (2009) y Ramos-Arias et al. (2001). b. Esquema donde se resumen las unidades definidas por Talavera-Mendoza et al. (2005) y Vega-Granillo et al. (2007). c. Unidades del Complejo Acatlán como las consideran Middleton et al. (2007), Keppie et al. (2008) y Keppie et al. (2011).. 63
- Figura 23. Compendio de las trayectorias de presión-temperatura-tiempo (PTt paths) para eclogitas de la Suite Piaxtla. PTt path de Meza-Figueroa et al. (2003) en gris, línea punteada. En rojo y negro se presentan dos trayectorias diferentes propuestas una para el área de Ixcamilpa y otra para el área de Xayacatlán (Vega-Granillo et al., 2007). En azul se presenta la gráfica de Presión-Temperatura para el litodema Asís de Middleton et al. (2007). Como referencia se muestra en gris claro los límites aproximados de las facies metamórficas según Spear (1993). 66
- Figura 24. Fotomicrografías de la muestra ME-1003-13 del litodema Asís. a. Dominios con diferente paragénesis mineral. En la parte superior de la figura se observa un dominio con la asociación mineral Hbl+Ab+Ep1 que sugiere metamorfismo en facies de anfibolita epidota (Ep1=Epidota 1, epidota subhedral estable en la facies de anfibolita epidota). En la parte inferior se muestra el dominio con la paragénesis diagnóstica de facies de eclogita Omp+Grt+Rt. Ep2 se refiere a epidota de apariencia terrosa o de color verde pistacho, formada a partir de onfacita en una retrogresión tardía. Nícoles paralelos, 10x. b. Misma fotografía que en la figura 3a. Nícoles cruzados, 10x. c. Dominio eclogítico donde se observa la retrogresión en facies de anfibolita de epidota, con formación de

- plagioclasa poikilítica, onfacita bastante retrogradada a epidota, y granates pequeños, redondeados con evidencias de reabsorción. Nícoles paralelos, 4x. d. Misma fotografía que en la figura 3c. Nícoles cruzados, 4x. 73
- Figura 25. Fotomicrografías de la muestra 229D del litodema Asís. a. Al lado izquierdo de la fotografía se muestra un dominio relicto de eclogita compuesto por Omp+Grt+Rt y Hbl+Pl retrógradas. La onfacita se encuentra retrogradada a epidota de apariencia terrosa. Al lado derecho de la imagen aparece una banda de anfibolita donde se observan granates algo redondeados. Nícoles paralelos, 10x b. Nícoles cruzados, 10x.. . . . 74
- Figura 26. Fotomicrografías de la muestra 3II9B de la Suite Piaxtla. a. (NII, 10x) y b. (NX, 10x). En las figuras a y b se muestra un granate que presenta dos zonas características, la zona 1 (Z1) está marcada por un núcleo con inclusiones finas que parecen marcar una foliación, la zona 2 (Z2) marcada por inclusiones más gruesas de cuarzo. En el borde del granate como pseudomorfos hay Hb+Ep, producto de retrogresión. c. (NII, 10x) y d. (NX, 10x). Se presentan las mismas dos zonas descritas en las fotografías a y b, pero en este caso con formación de Bt en el borde de los granates. Se observan más claramente las inclusiones de cuarzo de la zona 2. La línea azul punteada demarca la foliación incluida por el granate. e. (NX, 40x) Simplectitas de Hbl+Pl producto de retrogresión de onfacita. Ilmenita bordeado por esfena, producto de la descompresión. f. (NII, 10x). Paragénesis de la facies de anfibolita formada por Hb+Pl+Bt. En el lado derecho se observan múltiples simplectitas. 77
- Figura 27. Fotomicrografías de la muestra 3II9D de la Suite Piaxtla. a. (NII, 10x) y b. (NX, 10x). La asociación mineral de la anfibolita es Hbl+Pl+Ep. Epidota euhedral aparentemente en equilibrio con Hbl+Plg. Formación de titanita a partir de rutilo. Se observa formación de simplectitas de anfíbol + plagioclasa probablemente a partir de onfacita. Granates subhedrales poiquilíticos (simplectitas en los bordes). 78
- Figura 28. Perfiles de elementos mayores, granate de la muestra 229D del litodema Asís. Este granate se caracteriza por fluctuaciones pequeñas en las concentraciones de Ca, Mn y el #Mg en el núcleo del mineral. En el borde sin inclusiones (sombreado gris en los perfiles) se observa un máximo absoluto en la concentración de Ca y una disminución justo en el límite del cristal que se correlaciona en los perfiles de Mn y #Mg. Tanto los rasgos texturales, como composicionales sugieren un crecimiento en dos etapas conservando un perfil de crecimiento. 80

- Figura 29. Granate de la muestra 3I19D de la Suite Piaxtla. Se observa poca variación de los contenidos de Ca y Mn desde el centro hasta el análisis #7. El #Mg disminuye en este mismo intervalo. A partir del análisis #7 el Mn disminuye hasta llegar a su mínimo en el borde del cristal, mientras que el Ca disminuye levemente para aumentar hasta su máximo en el borde. El #Mg tiene un máximo absoluto en el análisis #7 y luego aumenta continuamente hasta el borde del cristal. Los perfiles representan un crecimiento prógrado del granate sin algún evento significativo de reabsorción. 81
- Figura 30. Mapas de rayos X de dos granates, uno de la muestra 229D del Litodema Asís y otro de la muestra 3I19B de la Suite Piaxtla . En los mapas de rayos X se observa un zonamiento marcado por dos rasgos característicos, 1. Inclusiones en el núcleo siguiendo la forma euédral del granate; 2. Borde libre de inclusiones donde hay un enriquecimiento del Mg y un empobrecimiento en el Ca. El Mn muestra un zonamiento típico en forma de campana (Growth zoning), que disminuye hacia el borde, común en granates prógrados. . . . 82
- Figura 31. a. Perfiles de tierras raras de un granate de la muestra 229D del Litodema Asís, normalizados con la condrita (valores según Boynton, 1984). Los patrones de REE están fraccionados, con aumento de las tierras raras pesadas. Los contenidos de HREE no disminuyen de centro a borde como podría esperarse. Los altos contenidos de LREE podrían deberse a la gran cantidad de inclusiones en el centro del granate. b. Ubicación del perfil en el granate. c. Perfil de concentración de Lu vs. análisis. El número de análisis corresponde al mismo punto de la figura b. El perfil de Lu tiene variaciones considerables, con los valores máximos en la concentración cerca del borde libre de inclusiones. 83
- Figura 32. a. Perfiles de tierras raras de un granate de la muestra 3I19B de la Suite Piaxtla, normalizados con la condrita (valores según Boynton, 1984). Los patrones de REE están fraccionados, con aumento de las tierras raras pesadas. Los contenidos de HREE no disminuyen de centro a borde como podría esperarse. Los patrones más fraccionados se encuentran en el borde sin inclusiones, mientras que hacia el centro del granate los patrones son más planos. b. Ubicación del perfil en el granate. c. Perfil de concentración de Lu vs. análisis. El número de análisis corresponde al mismo punto de la figura b. El perfil de Lu tiene variaciones considerables, con los valores máximos en la concentración cerca del borde libre de inclusiones. 84
- Figura 33. Distribución del Lu en el granate. Se dividió cada granate en secciones de 10% del volumen total. La abscisa de la gráfica corresponde a las

- secciones desde el centro hasta el borde del cristal, la ordenada corresponde a la fracción de Lu contenida en esa sección. Puede observarse que en los cuatro granates analizados más del 50% del Lu está distribuido en una sección equivalente al 50% del volumen del granate. En la parte inferior de la figura se muestran secciones de igual volumen en una esfera (los granates se modelan como esferas) y radio diferente. 86
- Figura 34. Isócronas Lu-Hf de roca total y varias fracciones de granate calculadas usando una constante de decaimiento de 1.867×10^{-11} año⁻¹. Las cuatro muestras (del Litodema Asís y la Suite Piaxtla) dieron edades Lu-Hf similares dentro del error, con una media ponderada de 352 ± 4 Ma (95% c.l.). 88
- Figura 35. Reconstrucción paleogeográfica desde el Neoproterozoico hasta el Carbonífero con la ubicación propuesta para terrenos perigondwánicos del sur de México, según Murphy et al., (2004, p.662) y Weber et al., (2012, p.14). a. Ruptura continental incipiente entre Báltica, Amazonia y Laurentia (Pisarevsky et al., 2008), posible formación de los protolitos basálticos de la Unidad Candelaria. 1, 2 y 3 indican el orden de apertura de los brazos del punto triple. b. Movimiento de los terrenos tipo Avalonia hacia Laurentia, debido a apertura continental con una componente transcurrente que produce magmatismo bimodal en el Terreno Mixteca (Keppie et al., 2008; Morales-Gómez et al., 2008) y el Bloque Maya (Ortega-Obregón et al., 2008; Weber et al., 2008; Solari et al., 2010; Estrada-Carmona et al., 2012). c. Apertura del océano Rhéico durante el Silúrico-Devónico. d. Cierre del océano Rhéico produciendo metamorfismo de alta presión en el terreno Mixteca modificado de Vega-Granillo et al. (2007, p.1263), Miller et al. (2007, p. 508), Galaz E. et al. (en prensa, p. 17). Oax=Oaxaquia, Y=Yucatán, F=Florida, Cho=Chortis. El Terreno Mérida puede considerarse como parte del Bloque Maya sur hasta la separación de Pangea. 95
- Figura 36. a. Régimen transpresivo relacionado a la posible acreción de un terreno tipo Avalonia que causó la deformación de la Unidad Candelaria antes del Ordovícico temprano. b. Cambio a un régimen transtensivo durante el Ordovícico temprano y generación de magmas posiblemente asociados a rift que intrusionan las unidades Candelaria y Jocote. 99

Lista de Tablas

Tabla 1.	Geocronología previa del Bloque Maya sur incluyendo el área de Motozintla (sur de México), Altos Cuchumatanes y Baja Verapaz (Guatemala) y Montañas Maya (Belice).	29
Tabla 2.	Datos del fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar de la metabasita CB-53A, para todos los experimentos.. . . .	43
Tabla 3.	Geoquímica de elementos mayores y elementos traza de rocas ígneas y metaígneas del área de Motozintla analizadas por fluorescencia de rayos X en Actlabs-Skyline (Ancaster, Ontario, Canada).	45
Tabla 4.	Concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd y composiciones isotópicas de roca total de muestras del área de Motozintla y de la Unidad Custepec (para comparación)..	52
Tabla 5.	Edades publicadas para las rocas de alta presión de diferentes unidades del Complejo Acatlán. Los superíndices que aparecen junto al autor corresponden a los de las edades de la Figura 21. .	65
Tabla 6.	Concentraciones de Lu y Hf y razones isotópicas para las muestras de roca total y las fracciones de granate, utilizadas para el cálculo de las edades, todas las rocas son eclogitas retrogradadas a anfibolitas.	87
Tabla 7.	Edades publicadas para rocas magmáticas del Complejo Acatlán.	98
Tabla 8.	Comparación geocronológica y de los procesos geológicos principales asociados a las unidades en los terrenos del sur de México y el norte de Suramérica..	102

1. Introducción

1.1. Marco geológico

El sur de México y el norte de Centroamérica están compuestos por varios bloques corticales con diferentes registros geológicos, que están separados por sistemas de fallas o por zonas subverticales de deformación dúctil (Sedlock *et al.*, 1993, Figura 1). Se ha reportado basamento pre-Mesozoico en varios de estos terrenos, por ejemplo en el terreno Mixteca, en el terreno Zapoteco, en el terreno Maya y en el bloque Chortís.

El terreno Maya es el terreno más suroriental de México (Figura 1). Las rocas pre-Mesozoicas de este terreno están expuestas en su límite sur, al norte de la falla Motagua, en el Macizo de Chiapas a lo largo de la costa pacífica hasta el Istmo de Tehuantepec y en la Mixtequita (Complejo Guichicovi) en el extremo occidental del terreno. Hacia el norte del terreno Maya, en la península de Yucatán, sólo se han reportado rocas de tal edad en las Montañas Maya de Belice, y hacia el occidente en Guatemala en la *Suite* Rabinal y en los Altos Cuchumatanes.

Tradicionalmente se ha pensado que el límite sur del bloque Maya está definido por el sistema de fallas Motagua-Polochic con tendencia E-W, que separa las placas de Norteamérica y Caribe (Figura 1). Esta zona de falla es un límite estructural Complejo donde el movimiento lateral izquierdo es acomodado en fallas múltiples (Guzmán-Speziale, 2000). En Chiapas, tales fallas se separan y convierten en lineamientos estructurales que podrían continuar hacia el Océano Pacífico (Muehlberger y Ritchie, 1975; Burkart y Self, 1985; Keppie y Morán-Zenteno, 2005) y hacia el margen sur del Macizo de Chiapas.

Recientemente, se ha reportado un granito tipo S de edad ordovícica (482 ± 5 Ma) que intrusión rocas metasedimentarias en la parte sur del Macizo de Chiapas (Weber *et al.*, 2008) indicando así una posible correlación con secuencias en Guatemala que son intrusionados por granitos con edades de 462 a 453 Ma (Ortega-Obregón *et al.*, 2008). Además, las proveniencias de las rocas metasedimentarias del Macizo de Chiapas (Weber *et al.*, 2008) y de las rocas sedimentarias del resto del bloque Maya son correlacionables con proveniencias del Complejo Acatlán en el terreno Mixteca (Weber *et al.*, 2008), que también está caracterizado por magmatismo ordovícico (Keppie *et al.*, 2008a). Desde los primeros trabajos sobre los terrenos tectonoestratigráficos de México (Campa y Coney, 1983) el Complejo Acatlán,

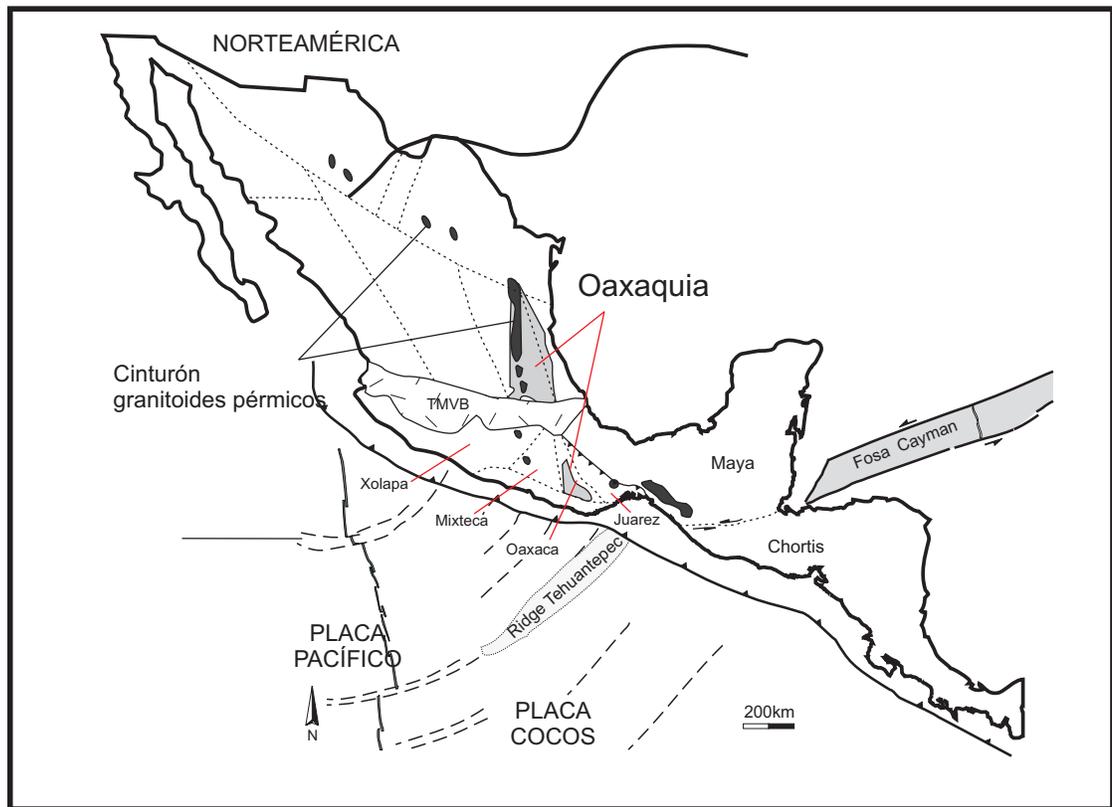


Figura 1. Mapa de terrenos tectonoestratigráficos de México según Sedlock et al., (1993, p. 3) donde se muestra la ubicación de Oaxaquia según Keppie (2004) y del cinturón de granitoides pérmicos según Torres et al. (1999). Debido a la configuración en forma de cinturón, formado en la margen occidental activa establecida durante la fase final de formación de Pangea, se ha propuesto que los terrenos del sur de México deben haber estado en contacto al menos desde el ensamblaje pérmico de Pangea (Weber et al., 2006).

basamento polimetamórfico del Terreno Mixteca, ha sido un referente para los procesos orogénicos del Paleozoico en México (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1999). Sus múltiples eventos tectonotérmicos registran una historia que abarca prácticamente todo el Paleozoico desde el Cámbrico hasta el Pérmico (Yañez et al., 1991; Talavera-Mendoza et al., 2005; Keppie et al., 2008b). En las últimas dos décadas docenas de artículos acerca del Complejo Acatlán han enriquecido nuestro conocimiento sobre la complicada geología del Paleozoico en la porción central-sur de México. Estos estudios han descubierto un amplio registro de magmatismo de ruptura cortical en el Ordovícico, metamorfismo de alta presión, probablemente durante el Misisípico, fusión por descompresión y cabalgamiento. No obstante, su evolución y relación con respecto a otros terrenos peri-Gondwánicos durante el Paleozoico es aún materia

de debate: mientras algunos modelos lo relacionan con el cierre del océano Iapetus (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Vega-Granillo *et al.*, 2009), otros proponen que el Complejo Acatlán registra la apertura y el cierre del océano Rhéico (Murphy *et al.*, 2006; Nance y Linnemann, 2008; Keppie *et al.*, 2008b).

Las similitudes y las diferencias entre el Bloque Maya y el Terreno Mixteca, particularmente el Complejo Acatlán, abren nuevas perspectivas en la historia geológica del sur de México en su contexto peri-Gondwánico.

A lo largo de México desde los estados de Chihuahua y Coahuila en el norte, hasta los estados de Puebla, Oaxaca y Chiapas, se han reportado rocas intrusivas permo-triásicas, cuya distribución en forma de cinturón ha llevado a sugerir que éstos se formaron durante la amalgamación final de Pangea (Torres *et al.*, 1999). Por lo tanto, se propone que muchos de los terrenos tectonoestratigráficos del sur de México se acrecieron y evolucionaron de manera conjunta al menos desde el ensamblaje Pérmico de Pangea (Figura 2; Weber *et al.*, 2006)

1.2. Hipótesis de trabajo

- a. Se supone, con base en el descubrimiento de un granito tipo S de edad ordovícica (482 ± 5 Ma) que intrusión rocas metasedimentarias en la parte sur-occidental del Macizo de Chiapas (Weber *et al.* 2008), que existe magmatismo paleozoico temprano en el sur del Bloque Maya. Este magmatismo podría estar relacionado a intrusivos con edades ordovícicas reportadas hacia el centro y nor-oriental del bloque y representar un proceso extendido a nivel regional.
- b. Dadas algunas similitudes en la composición de magmatismo y las edades del Bloque Maya y el Terreno Mixteca, se piensa que podrían tener una evolución geológica común durante el Paleozoico.
- c. El Complejo Acatlán, basamento del terreno Mixteca, experimentó un evento de alta presión durante el Carbonífero. En contraparte un grupo de investigadores proponen la ocurrencia de tres eventos de alta presión, registrados en áreas y litologías distintas de tal Complejo.

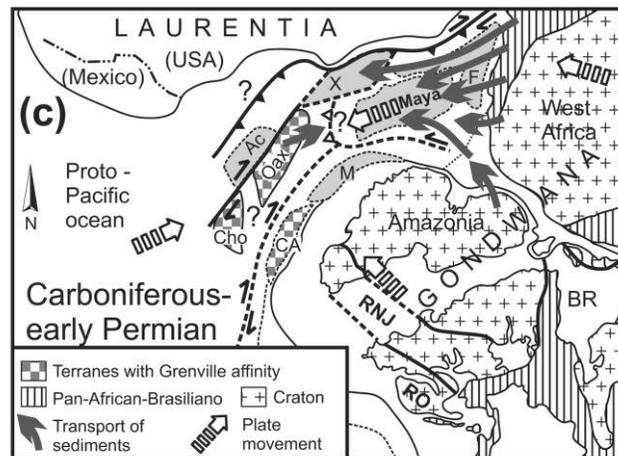


Figura 2. Configuración de los terrenos tectonoestratigráficos durante el Carbonífero-Pérmico, periodo en el cual se supone el cierre del océano Rhéico y el ensamblaje final de Pangea. Tomado de Weber et al. (2008, p. 635).

1.3. Objetivos

a. Corroborar la existencia de magmatismo durante el Paleozoico temprano en el Bloque Maya y establecer relaciones de campo entre diferentes unidades con el fin de conocer la historia relativa de las mismas .

Para lograr este objetivo se hizo:

- Cartografía geológica

- Fechamiento de las rocas intrusivas del área de estudio por medio del método U-Pb LA-ICPMS (ablación láser con multicolector) en circón.

- Estudio de la composición química de los intrusivos y sus variaciones en el campo. Se hizo geoquímica de elementos mayores, traza y geoquímica isotópica (Sr-Nd) en roca total con el fin de caracterizar las rocas del área de estudio e intentar determinar su ambiente tectónico de formación.

b. Proponer una historia geológica que pueda compararse, para correlacionar y determinar si el Bloque Maya y el terreno Mixteca son afines durante el Paleozoico temprano, para lo que fue necesario hacer una recopilación bibliográfica, además de incorporar los datos obtenidos en el presente trabajo.

c. Determinar la edad del evento metamórfico en facies de eclogita del Complejo

Acatlán con el método Lu-Hf en granate y roca total.

El método Lu-Hf es novedoso y tiene como ventaja la posibilidad de fechar directamente la edad de la facies de eclogita. Es la primera vez que se ha aplicado este método en México y parte de los objetivos radicó en la instalación de la metodología en el laboratorio de Geología Isotópica del CICESE. Esto se llevó a cabo en eclogitas con el fin de obtener fechamientos precisos de la fase prógrada del metamorfismo.

Después de examinar con detalle las asociaciones minerales con el microscopio petrográfico, se analizó la composición química de granates y se elaboró perfiles a lo largo de los centros geométricos aproximados de algunos granates.

En este contexto se analizarán también las concentraciones de elementos traza y de tierras raras en perfiles de los granates usando ICPMS con ablación láser en la Universidad de Münster, para conocer la distribución de estos elementos dentro del cristal, ya que el elemento Lu tiende a concentrarse en el centro del granate durante la primera etapa de la cristalización y usualmente, no se redistribuye por difusión dentro del mineral (Skora *et al.*, 2006). Estos rasgos son clave para poder interpretar correctamente las edades que resultarán de las isócronas por Lu-Hf en granate y roca total.

2. Métodos y materiales

En este capítulo se describe la metodología utilizada para el fechamiento y la geoquímica de las rocas de este trabajo. Se hace un énfasis especial en conceptos básicos del método Lu-Hf y los procedimientos necesarios para aplicarlo al fechamiento de eclogitas.

2.1. Geocronología U-Pb

Se analizaron circones de 5 muestras, incluyendo rocas ígneas y meta-ígneas. Los cristales de circón se extrajeron por medio de métodos tradicionales de trituración y molienda, seguidos de separación en una mesa Wilfley®, líquidos pesados, y separación magnética por medio de un separador Frantz® y líquidos pesados (yoduro de metileno) en el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Los circones previamente separados a mano fueron montados en resina epóxica con fragmentos de un circón estándar Sri Lanka. A continuación los montajes fueron lijados a una profundidad de ~20 micrones, pulidos y luego se tomaron imágenes de catodoluminiscencia (excepto de la muestra CJ-1).

La geocronología U-Pb se realizó por medio de espectrometría de masas con ablación láser con un multicolector de plasma acoplado ó láser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICPMS) en el LáserChron Center de Arizona siguiendo la metodología de Gehrels *et al.* (2006, 2008). Estos análisis incluyen ablación de los circones con un New Wave UP193HE Excimer láser (operando a una longitud de onda de 193 nm) con un diámetro de medición de 30 μm . El material separado es transportado en helio hacia la fuente del plasma de un Nu HR ICPMS, equipado con un tubo de viaje lo suficientemente ancho para que los isótopos de U, Th y Pb sean medidos simultáneamente.

Todas las mediciones se hacen en modo estático, usando detectores Faraday con resistores de 3×10^{11} ohm para ^{238}U , ^{232}Th , ^{208}Pb - ^{206}Pb , y contadores de iones con síndos discretos para ^{204}Pb and ^{202}Hg . Las señales de iones recibidos en los detectores Faraday son de ~0.8 mV/ ppm. Cada análisis consiste de una integración de los picos durante 15 segundos con el láser apagado (para el fondo), 15 integraciones de 1 segundo disparando el láser, y un retraso de 30 segundos para purgar la muestra anterior y preparar el equipo para el siguiente análisis. El hueco de la ablación es de ~15 micrones de profundidad. La interferencia de ^{204}Hg con ^{204}Pb se monitorea midiendo el ^{202}Hg durante la ablación láser y sustrayendo el

^{204}Hg de acuerdo con la relación natural $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ de 4.35. La corrección por plomo común se obtiene usando el ^{204}Pb ya corregido por Hg y utilizando la composición inicial de Pb según Stacey y Kramers (1975). A las relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ utilizadas para las correcciones se les aplican incertidumbres de 1.5 y 0.3, respectivamente, con base en la variación de composiciones isotópicas de Pb de rocas corticales modernas. El fraccionamiento entre los elementos Pb/U es generalmente de ~5%, mientras que el fraccionamiento de los isótopos de Pb es generalmente <0.2%. Se hace un análisis de fragmentos de un cristal de circón (cada 5 mediciones) de edad conocida de 563.5 ± 3.2 Ma (2-sigma error) y ésta se usa para corregir el fraccionamiento. La incertidumbre resultante de la corrección por calibración es generalmente de 1-2% (2-sigma) tanto para edades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ como $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Las concentraciones de U y Th son calibradas con respecto al circón Sri Lanka, que contiene ~518 ppm de U y 68 ppm de Th. Los errores sistemáticos se propagaron de forma separada e incluyen incertidumbres en la edad del circón estándar, corrección de calibración del estándar, composición de Pb común, y en los valores de las constantes de decaimiento de U. Los valores escogidos para el cálculo de edades y gráficos de densidad de probabilidad fueron la edad $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para muestras más viejas que 900 Ma y la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para muestras más jóvenes. Las edades resultantes se presentan en diagramas resultantes de usar las rutinas de Isoplot (Ludwig, 2008).

2.2. Geocronología ^{40}Ar - ^{39}Ar

Los análisis ^{40}Ar - ^{39}Ar fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología del departamento de Geología del CICESE. Para los análisis de isótopos de argón se usaron dos instrumentos, un sistema de extracción láser conectado a un espectrómetro de masas VG5400 para los experimentos con granos individuales, mientras que los análisis de muestra total se hicieron con un espectrómetro de masas MS-10 equipado con un horno de Ta (Modifications Ltd., Ta-furnace). Los cristales individuales se separaron a mano, seleccionando sólo granos sin alteración secundaria evidente. Las muestras fueron irradiadas en el U-enriched research reactor of University of McMaster in Hamilton, Canada. Como monitores de irradiación, junto con las muestras se irradiaron TCR-2 (split G93), sanidino (27.87 ± 0.04 Ma), HD-B1 biotita (23.61 ± 0.22 Ma) y un estándar interno CATAV 7-4 biotita (88.54 ± 0.39 Ma). Los isótopos de argón fueron corregidos por blanco, discriminación de masa,

decaimiento radioactivo de ^{37}Ar y ^{39}Ar y contaminación atmosférica. La precisión analítica se reporta como una desviación estandar (1σ). En los procedimientos de reducción de datos se usaron las constantes de decaimiento recomendadas por Steiger y Jäger (1977). Los isótopos de argón se corrigieron por la interferencia de neutrones de Ca y K usando los factores dados por Bottomley (1975). El error en el Plateau, las edades integradas e isócronas incluyen la dispersión en los monitores de irradiación. Las ecuaciones reportadas por York *et al.* (2004) se usaron en todas las rutinas de ajuste lineal para la reducción de los datos de argón. Los monitores de irradiación fueron distribuidos junto a las muestras para determinar variaciones en el flujo de neutrones. Los monitores de irradiación fueron medidos por fusión en un solo paso. El factor “J” necesario para calcular la edad de las muestras se obtuvo de los monitores de irradiación que estaban geoméricamente más cerca de éstas. Todas las muestras fueron, o calentadas por pasos con el horno de Ta, o analizadas por fusión total con el sistema de extracción láser.

2.3. Geocronología Lu-Hf

En este subcapítulo se hará una descripción más detallada del método que para los métodos anteriores, ya que la instalación de la separación química en el laboratorio Ultralimpio de Geología Isotópica de CICESE, fue uno de los objetivos del trabajo.

2.3.1. El sistema Lu-Hf como geocronómetro

El ^{176}Lu decae a ^{176}Hf por medio de la emisión de partículas β^- y a ^{176}Yb por medio de captura de electrón. Sin embargo este último decaimiento sólo representa un pequeño porcentaje de la actividad total del Lu, y por lo tanto, puede ser ignorado. El número de núclidos ^{176}Hf ó más bien la razón entre $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ está dada por la ecuación general del decaimiento que se presenta a continuación, donde i es el valor inicial, λ es la constante de decaimiento y t el tiempo que ha transcurrido desde el cierre del sistema isotópico:

$$\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} = \left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_i + \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

Los primeros cálculos de la constante de decaimiento de ^{176}Lu fueron hechos por Tatsumoto *et al.* (1981) a partir de la pendiente de una isócrona de meteoritos eucríticos de edad conocida. Estos autores calcularon un valor de $1.94 \pm 0.07 \times 10^{-11}$ años $^{-1}$ para la constante de decaimiento y una vida media de $35.7 \pm 1.2 \times 10^9$ años. De acuerdo con Tatsumoto *et al.* (1981) la relación inicial de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ para los meteoritos eucríticos es 0.27978 ± 9 (2σ), que corresponde aproximadamente a la composición isotópica del sistema solar al momento de formarse. Este valor de constante de decaimiento fue usado hasta 1997 cuando se adoptó un valor más preciso obtenido por medio de conteo de decaimientos (*decay counting*) de $1.93 \pm 0.03 \times 10^{-11}$ años $^{-1}$ (Blichert-Toft y Albarede, 1997). De acuerdo con Scherer *et al.* (2001) todos los conteos de decaimiento hechos desde 1980 han dado valores más bajos que este último, por lo tanto, proponen un nuevo valor para la constante de decaimiento $\lambda=1.865 \pm 0.015 \times 10^{-11}$ años $^{-1}$.

2.3.2. Ventajas del método de fechamiento Lu-Hf

El sistema de decaimiento Lu-Hf tiene ciertas ventajas sobre otros métodos isotópicos de fechamiento, especialmente en su aplicación en rocas metamórficas, principalmente de alta presión, cuyas temperaturas del pico metamórfico son menores a 500°C (Thoni *et al.*, 2008) como son las eclogitas y los esquistos azules. Los métodos K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar y Rb-Sr proporcionan información sobre el paso retrógrado debido a las bajas temperaturas de cierre de los minerales útiles para fechar con dichos métodos, principalmente micas (Thoni *et al.*, 2008). Además, la interpretación de las edades ^{40}Ar - ^{39}Ar en anfíboles y micas blancas puede ser obstaculizada por el hecho de que rocas con protolitos anhidros son susceptibles a tener Ar en exceso y heredado (Anczkiewicz *et al.*, 2004). Por su parte, el método U-Pb puede dar edades que correspondan al tiempo de la cristalización de circones, sin embargo este mineral no crece exclusivamente durante el metamorfismo de alta presión, ya que a temperaturas menores de 500°C por lo general no cristaliza circón. Los circones en rocas de alta presión y baja temperatura más bien pueden reflejar la edad de los protolitos más antiguos y no la edad del metamorfismo (Duchene *et al.*, 1997).

En cuanto al fechamiento de granate, el sistema Lu-Hf tiene importantes ventajas sobre el sistema Sm-Nd: la resolución del sistema Lu-Hf es mayor, debido a que la constante de decaimiento de ^{176}Lu es tres veces mayor que la del ^{147}Sm (Duchene *et al.*, 1997) y el fraccionamiento químico del Lu con respecto a Hf es mucho

mayor debido a las diferencias químicas entre ambos (carga eléctrica, radio iónico, afinidad), comparado con el Sm y el Nd (ambos tierras raras ligeras con la misma carga eléctrica y radio iónico similar). Esto resulta en mayores diferencias en las razones $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ entre granate, roca total y/o otros minerales en comparación con la relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

2.3.3. Temperatura de cierre

Si la edad de un mineral, encontrada por medio de un sistema de decaimiento particular, corresponde a la edad del pico metamórfico o a una edad de enfriamiento depende críticamente de la temperatura de cierre (T_c) del sistema isotópico para ése mineral. La temperatura de cierre de un mineral, para un sistema isotópico dado, es la temperatura por debajo de la cual la difusión de los elementos en consideración (especialmente los isótopos radiogénicos que no entran en la estructura cristalina igual que su núclido padre) es despreciable (Dodson, 1973). Para poder relacionar una edad obtenida a partir de ciertos minerales con algún proceso geológico se tiene que conocer la temperatura de cierre (Mezger *et al.*, 1992).

Existen diversos estudios sobre la temperatura de cierre del sistema Lu-Hf en granate. Scherer *et al.* (2000) reportan T_c para granate en el rango de 425°C a 720°C. Anczkiewicz *et al.* (2007) demostraron que el método Lu-Hf en granate puede registrar el momento del crecimiento de granate durante la fase prógrada del metamorfismo aún a temperaturas mayores de 900°C en condiciones secas, indicando así que la edad del granate correspondería a la edad de la reacción metamórfica que lo formó. Sin embargo, para poder establecer la T_c se necesita más información acerca de la difusión de Hf y Lu en granate. Aún así, las T_c de este sistema son probablemente tan altas como para registrar el crecimiento de granate en rocas de la facies de anfibolita y de eclogita de baja temperatura mientras que las edades Lu-Hf en granulitas y eclogitas de alta temperatura son probablemente edades de enfriamiento (Scherer *et al.*, 2003).

2.3.4. Fechamiento del metamorfismo con el método Lu-Hf en granate

El granate es un mineral muy común en rocas metamórficas que incorpora preferencialmente las tierras raras pesadas en su estructura cristalina durante su crecimiento. Ello lo hace útil para los fechamientos con isócronas de Sm-Nd debido a su alta razón $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (~0.5 - 1) en comparación con la roca total (~0.1; Weber

y Köhler, (1999). El lutecio es el elemento más pesado de las tierras raras y el de menor radio iónico. Según las leyes de Goldschmidt, si dos iones tienen la misma carga y su radio es similar, el ion más pequeño se incorpora preferencialmente en la fase sólida y no en el líquido. Según esto el Lu tiende a concentrarse más rápidamente en el centro del granate que las otras tierras raras, pero también depende de su disponibilidad al principio de la cristalización de este mineral (Skora *et al.*, 2006). Ello determina que la razón $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ en granate sea mucho más alta que en una muestra de roca total (~ 0.01 , Lagos *et al.*, 2007). Por esta razón y por la vida media más corta del ^{176}Lu en comparación con la del ^{147}Sm , las isócronas de granate y roca total con el sistema Lu-Hf son más precisas y tienen una resolución más alta si se comparan con las obtenidas con el sistema Sm-Nd.

2.3.5. Separación de elementos por medio de cromatografía de extracción

El término cromatografía se refiere a cualquier método de separación que involucre la distribución de algún componente entre una fase fija y una móvil. La fase estacionaria es un sólido poroso que se usa ya sea solo o recubierto con una fase líquida estacionaria. La separación de componentes individuales es posible gracias a que los diversos componentes tienen afinidades distintas hacia la fase móvil o estacionaria.

Elución: Es un proceso mediante el cual los componentes se mueven a lo largo de una columna junto con la fase móvil (también llamada eluyente). En la cromatografía de columnas, las sustancias se separan debido a las diferencias en sus coeficientes de partición o distribución entre la fase estacionaria en la columna (se trata de una resina) y la fase móvil que fluye a lo largo de ésta (diferentes ácidos).

El coeficiente de distribución está definido de la siguiente manera:

$$D = \frac{C_{\text{resina}}^{\text{solute}}}{C_{\text{eluyente}}^{\text{solute}}} \quad (2)$$

Donde D es el coeficiente de distribución para una especie iónica dada entre la resina y el eluyente, y C es la concentración de la especie iónica (solute) en la resina y en el eluyente, respectivamente. A medida que se adiciona eluyente a la columna los iones se mueven hacia abajo y hay una requilibración continua con el nuevo volumen de resina que se encuentra en su camino hasta que finalmente salen de la columna o son eludidos (Figura 3).

Mientras más pequeño sea D para un soluto, menor será la atracción de éste hacia

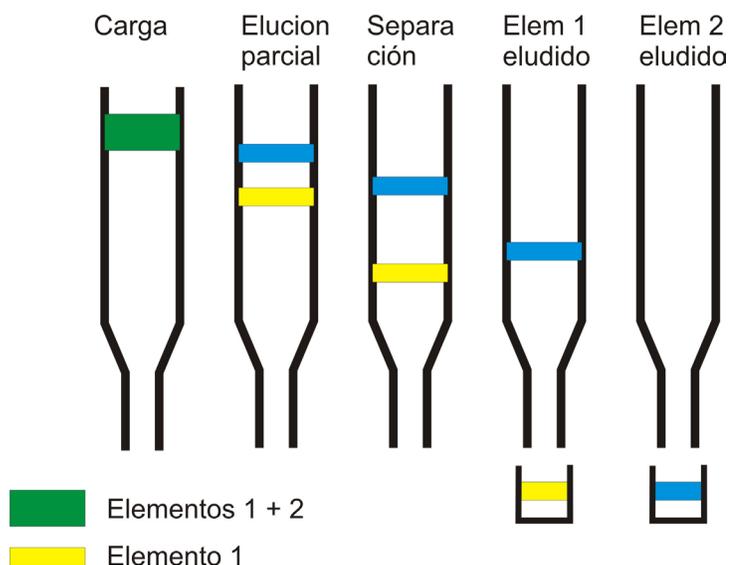


Figura 3. Ilustración del proceso de elución usado en cromatografía de intercambio iónico. En la cromatografía de columnas, las sustancias se separan debido a las diferencias en sus coeficientes de partición o distribución entre la fase estacionaria en la columna (resina) y la fase móvil que fluye a lo largo de ésta (ácidos). El color verde representa la mezcla de dos elementos, mientras que el color azul y el amarillo representan los elementos separados y cómo se mueven de manera diferencial en la columna de acuerdo a su coeficiente de distribución.

la resina, y por lo tanto se moverá más rápidamente hacia abajo en la columna. Solo se requiere una pequeña diferencia entre los coeficientes de distribución de dos componentes para que formen bandas discretas, separadas, que se mueven a lo largo de la columna a diferente velocidad como se muestra en la Figura 3. D depende de la especie iónica, del ácido utilizado como eluyente y de su molaridad (el fabricante provee los coeficientes de distribución para diferentes compuestos). El método de separación de elementos (en este caso Lu-Hf) se llama cromatografía de intercambio iónico. Para la separación de Lu y Hf se usa una resina Ln-Spec[®].

Dilución isotópica

La dilución isotópica es una técnica analítica usada para determinar la concentración de un elemento en una muestra por medio de un espectrómetro de masas. La muestra que contiene un elemento con una composición isotópica natural se mezcla con una solución artificialmente enriquecida en uno de sus isótopos (Dickin, 2005). A este tipo de solución se le llama *spike* y usualmente está enriquecida en el isótopo estable menos abundante. La técnica de dilución isotópica puede aplicarse

a cualquier elemento que tenga dos isótopos naturales, siempre y cuando exista un *spike* enriquecido en alguno de los dos isótopos. Sin embargo existe una limitación durante la medición isotópica en el espectrómetro de masas conocida como fraccionamiento de masas o *mass bias* que se discutirá con detalle más adelante.

Spike: un *spike* es una solución que contiene una concentración conocida de un elemento particular, cuya composición isotópica natural ha sido alterada enriqueciéndola con uno de sus isótopos naturales. Un *spike* puede contener uno o más elementos dependiendo del propósito para el que se vaya a usar. A un *spike* que contiene más de un elemento se le conoce como *spike* mixto. Los *spikes* mixtos tienen una ventaja sobre los que sólo contienen un elemento. Cuando se tiene una botella con M moles de ^{176}Lu , y algo de este *spike* se evapora, ya no es posible saber la concentración que quedó del elemento en la botella. Si se tiene un *spike* mixto con una relación isotópica conocida $^{176}\text{Lu}/^{180}\text{Hf}$, la relación isotópica se conserva. Aunque las concentraciones resultantes de la dilución isotópica de cada elemento ya no sean correctas (después de que algo del *spike* se haya evaporado), si se usó un *spike* mixto la relación entre los elementos, en este caso Lu/Hf, sigue siendo correcta y es el error en esta relación el que es determinante para el error en la pendiente de la isócrona y de la edad. De ser posible, el isótopo en el que está enriquecido el *spike* no debe interferir isobáricamente con ningún isótopo de otro elemento o con la masa de algún ion compuesto. Desafortunadamente este no es el caso con el ^{176}Lu que interfiere con el ^{176}Yb y con ^{176}Hf . Es por ello que se tiene que monitorear tanto el aporte del ^{176}Yb como el ^{176}Hf a la masa 176 y así poder corregir lo que no corresponda al ^{176}Lu , a través de otros isótopos de Yb y Hf que se miden simultáneamente.

2.3.6. Medición de las razones isotópicas con ICPMS multicolector (MC-ICPMS)

Debido a que el elemento Lu tiene solamente dos isótopos (175 y 176), de los cuales uno se usa para el trazador isotópico, no se puede medir directamente el fraccionamiento de las masas que ocurre durante la medición en el instrumento. Para poder determinar la concentración del Lu con precisión se tiene que conocer el fraccionamiento de masas. Para ello, se agrega a la muestra una cierta cantidad del elemento Re con las masas 185 y 187 que tiene una razón natural conocida. Además, se miden simultáneamente los isótopos 171, 172, 173 y 174 del elemento

Yb para corregir tanto el fraccionamiento como la interferencia isobárica del ^{176}Lu con ^{176}Yb y la masa 177 (Hf) para monitorear posibles impurezas en la separación del Lu y el Hf.

Para la determinación exacta de la razón $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ se tiene que conocer el fraccionamiento de masas que, en el caso del Hf, puede ser corregido directamente con la medición simultánea de la razón $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ que tiene un valor natural teórico de 0.7325 (Patchett y Tatsumoto, 1980). Como se mencionó anteriormente, el ^{176}Hf radiogénico tiene interferencias isobáricas con ^{176}Lu y ^{176}Yb . Se monitorea la posible presencia de Lu e Yb a través de ^{173}Yb y ^{175}Lu y una posible contaminación de Ta y W que tiene interferencia con el ^{180}Hf (trazador isotópico) a través del ^{181}Ta y del ^{182}W .

2.3.7. Fraccionamiento isotópico en MC-ICPMS

El proceso de volatilización e ionización durante la espectrometría de masas requiere la ruptura de enlaces químicos, pero la fuerza de tales enlaces depende de la masa. Por lo tanto, la excitación de la muestra conlleva al fraccionamiento de masas. Se sabe que los isótopos más livianos se liberan primero del filamento caliente donde se ubican para la medición en el espectrómetro, causando fraccionamiento isotópico. En los espectrómetros de fuente de plasma, la muestra fresca en forma de solución se va alimentando constantemente a la antorcha de plasma, por lo tanto el fraccionamiento produce una discrepancia constante (pero grande) entre la composición isotópica de la muestra y de la nube de iones (Dickin, 2005). En pocas palabras, los isótopos más livianos tienden hacia los lados del rayo de plasma y los más pesados tienden hacia la “entrada”. Existen varias formas matemáticas de corregir el fraccionamiento de masas. La que mejor aproxima el comportamiento del ICP-MS es la ley exponencial (Russell *et al.*, 1978)

2.3.8. Corrección por fraccionamiento de masas

Se llama β al factor exponencial de fraccionamiento de masas.

La razón de $\frac{^{179}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}$ teórica es 0.7325

$$\beta_{Hf} = \frac{\text{Ln} \left(\frac{\text{true} \left(\frac{{}^{179}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)}{\text{meas} \left(\frac{{}^{179}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)} \right)}{\text{Ln} \left(\frac{178.94583}{176.945523} \right)} \quad \text{para el MC-ICPMS } \beta_{Hf} \text{ es -1 or -2} \quad (3)$$

Meas = medido; *true* = verdadero

$$\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}}_{MB+I} = \frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}}_I \left(\frac{175.94142}{176.94323} \right)^{\beta_{Hf}} \quad (4)$$

Donde MB= Corrección exponencial de fraccionamiento de masas (*Exponential mass bias correction*), I= Corrección por interferencia isobárica (*Interference correction*).

2.3.9. Corrección exponencial interna (*internal exponential mass bias correction*)

Se puede hacer una corrección interna del fraccionamiento de masas siempre y cuando el elemento tenga mínimo dos isótopos cuya abundancia no sea variable y que no esté enriquecido artificialmente por un *spike*. Se puede aplicar por ejemplo para Hf, Nd, Sm, W y otros elementos. Debe tenerse en cuenta la contribución del *spike* a otras masas por ejemplo 177 y 179 de Hf, ya que un *spike* nunca es 100% monoisotópico. No puede aplicarse para elementos que sólo tienen dos isótopos naturales como el Lu.

2.3.10. Corrección exponencial externa (*external exponential mass bias correction*)

El ICP-MS multicolector tiene como ventaja sobre el espectrómetro de masas con ionización térmica, que se puede usar la razón isotópica conocida de otro elemento para corregir el fraccionamiento de masas de un elemento que tenga solamente dos isótopos y donde uno de ellos esté enriquecido con *spike*, como es el caso del Lu. En el caso del Lu se utiliza el Re con relación isotópica constante y masas cercanas a las del Lu. Otro ejemplo es el Rb, que tiene solamente dos isótopos, 85 y 87. Allí

se puede corregir el fraccionamiento a través de la razón isotópica entre ^{90}Zr y ^{92}Zr . Entonces a las muestras se les agrega una cantidad de Re antes de la medición y se hacen los siguientes cálculos.

$$\frac{{}^{187}\text{Re}}{{}^{185}\text{Re}} = 1.6$$

$$\beta_{\text{Re}} = \frac{\text{Ln} \left(\frac{\text{true} \left(\frac{{}^{187}\text{Re}}{{}^{185}\text{Re}} \right)}{\text{meas} \left(\frac{{}^{187}\text{Re}}{{}^{185}\text{Re}} \right)} \right)}{\text{Ln} \left(\frac{186.95577}{184.95298} \right)} \quad (5)$$

true=verdadero, Meas=medido

Si se supone que $\beta_{\text{Re}} = \beta_{\text{Lu}}$ entonces se podría corregir usando β_{Re} . El problema es que β_{Lu} no es exactamente igual a β_{Re} .

$$\frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{175}\text{Lu}_{\text{MB+I}}} = \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{175}\text{Lu}_I} \left(\frac{175.94269}{174.94079} \right)^{\beta_{\text{Lu}}} \quad (6)$$

El fraccionamiento de masas en el ICP-MS que se usa para hacer las mediciones no es constante a lo largo del día, de tal manera que el factor de corrección dependerá de la hora a la que se haya hecho la medición. Para esto se hace un ajuste a los resultados de la medición de los estándares durante todo el día. De la pendiente

y el intersección en una gráfica de $\text{Ln} \left(\frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{175}\text{Lu}} \right)$ vs $\text{Ln} \left(\frac{{}^{187}\text{Re}}{{}^{185}\text{Re}} \right)$ de los estándares

mencionados de Lu-Re (Figura 4), se puede usar $\left(\frac{{}^{187}\text{Re}}{{}^{185}\text{Re}} \right)$ medido para calcular

cual debería ser $\left(\frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{175}\text{Lu}} \right)$ y usar esta relación para calcular β_{Lu} .

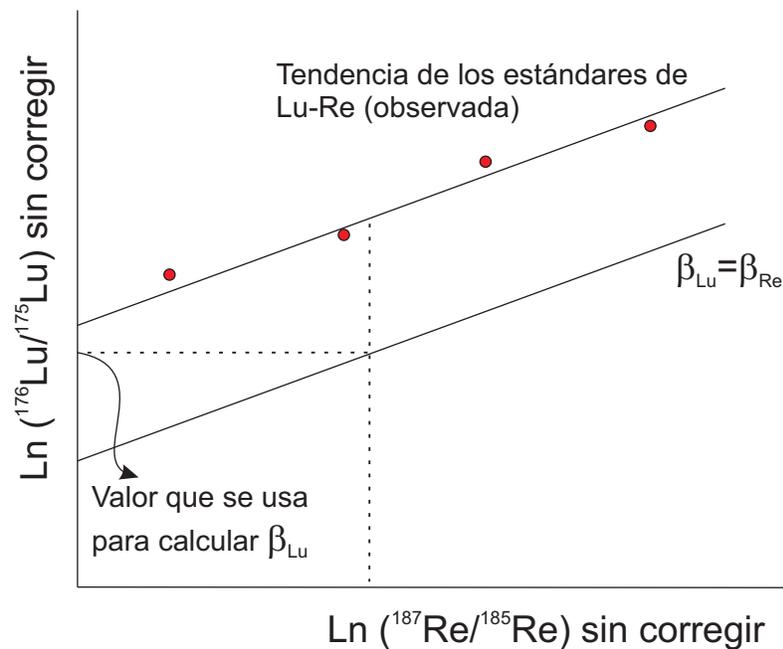


Figura 4. Esquema donde se muestra la forma de obtener la relación isotópica de $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ para calcular el factor exponencial de fraccionamiento de masas. Durante el día de medición el fraccionamiento cambia en el espectrómetro de masas. La razón isotópica natural de los estándares se mide cada cierto número de muestras (de 3 a 5). Posteriormente, con el ajuste de los estándares, se puede calcular el factor de corrección.

$$\beta_{LuModel} = \frac{\text{Ln} \left(\frac{\text{true} \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{175}\text{Lu}} \right)}{\text{Model} \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{175}\text{Lu}} \right)} \right)}{\text{Ln} \left(\frac{175.94269}{174.94079} \right)} \quad (7)$$

true=verdadero Model=modelo

2.3.11. Efecto de las inclusiones de minerales traza en granate en la geocronología Lu-Hf, Hf heredado en circón

Scherer *et al.* (2000) llevaron a cabo algunos experimentos en los que encontraron que algunas muestras pueden tener circones que contienen más del 90% de Hf de la roca. Algo de este Hf podría ser heredado, y si es así, no haber estado en

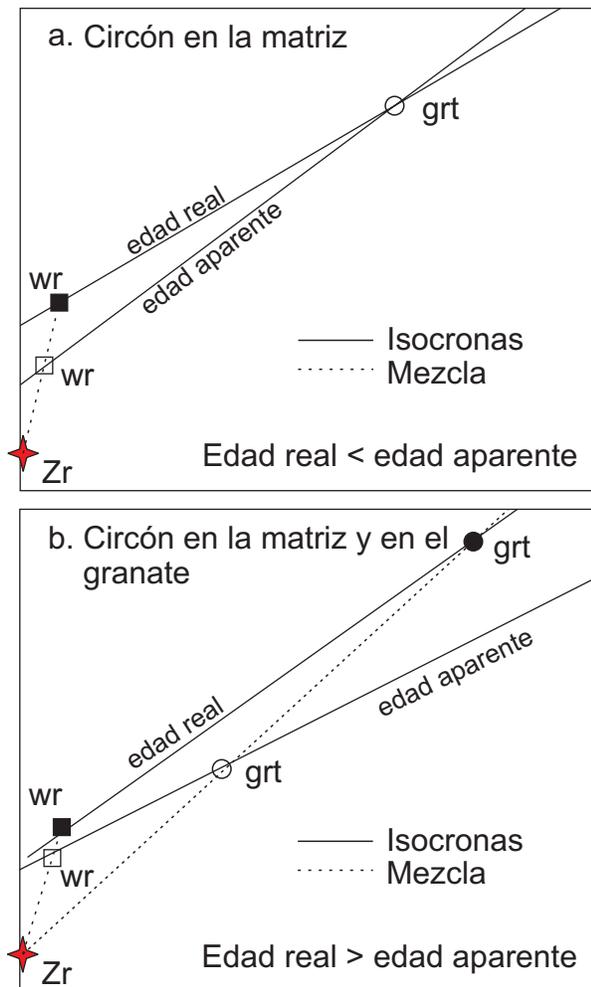


Figura 5. Efecto de las inclusiones de minerales traza en la geocronología Lu-Hf, Hf heredado en circones. El circón es un mineral que puede tener componentes de hafnio heredado. a. Si el circón con hafnio heredado se encuentra únicamente en la matriz la edad aparente puede ser más vieja que la edad real. b. Si el circón está tanto en la matriz como en el granate la edad aparente puede ser más joven que la edad real. Modificado de Scherer et al. (2000, p. 3426).

equilibrio isotópico con la roca total en el momento indicado por la isócrona de Lu-Hf en granate-roca total (Lu-Hf grt-wr). Si tales componentes de Hf heredado en el circón constituyen una porción significativa del Hf total de la roca, entonces la composición de Hf de la roca total no será representativa de la porción que estuvo en equilibrio con el granate. En tales casos la edad aparente Lu-Hf grt-wr sería más vieja que la edad real. Si el mismo circón está presente como inclusiones en el granate, se crearía un efecto de competencia causando que la edad aparente sea más joven (Figura 5). Por otro lado, la concentración muy alta (1-2%) de Hf en circón eleva considerablemente la concentración de Hf si se mide junto con el granate. Esto tiene como consecuencia que la razón entre Lu y Hf resultante sea más baja que la del granate - un efecto no deseado porque reduce la precisión de la isócrona y de la edad.

Las técnicas de digestión del granate apuntan a disolver el granate dejando intacto el circón y el rutilo que podrían albergar firmas isotópicas de Hf heredadas (Lagos *et al.*, 2007; Smit *et al.*, 2010).

2.3.12. Digestión de muestras de roca total y fracciones de granate

Para la digestión de muestras de roca total y fracciones de granate, así como para los análisis de las razones isotópicas se hizo una estancia en la Universidad de Münster, Alemania, donde cuentan con un ICPMS multicolector tipo *Micromass Isoprobe* y rutinariamente se determinan composiciones isotópicas de Hf y concentraciones de Hf y de Lu por dilución isotópica con alta precisión.

Para el análisis de roca total, una alícuota de 200 g de roca triturada se pulverizó en un molino de discos y luego en el pulverizador con anillos de carburo de tungsteno. Para la separación de granates, el resto de la muestra se procesó en un mortero y se tamizó para obtener diferentes tamaños de grano. Posteriormente se separó de 200 a 300 mg de granate en un microscopio binocular. Es importante mencionar que no se debe utilizar el separador magnético Frantz®, debido a que se puede fraccionar el granate según zonas con diferentes contenidos de Lu. De las muestras 229D y 3I19B se separaron granates enteros.

Para el análisis de Lu-Hf, los separados de granate y las muestras de roca total fueron sometidos a diferentes procedimientos según Lagos *et al.* (2007) y Smit *et al.* (2010).

A continuación se describirán brevemente tales procedimientos.

Inicialmente se limpiaron los separados de granate con 2.5 M HCl a temperatura ambiente y luego se enjuagó con agua desionizada. Tanto a las fracciones de granate como a la roca total se les añadió un trazador isotópico o *spike* de ^{176}Lu – ^{180}Hf para las determinaciones de las relaciones $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ por dilución isotópica.

La digestión de las fracciones de granate se llevó a cabo en viales de saviglex® screw-top de Teflón-PFA (perfluoroalcóxido) añadiendo de forma secuencial HF-HNO₃-HClO₄ (4:2:1) y 10 M HCl, ambos pasos seguidos por evaporación en una placa caliente. Este procedimiento se repitió hasta obtener una solución clara, indicando que el granate se digirió completamente. Este método disuelve el granate sin disolver fases más robustas que pueden contener Hf heredado como el rutilo y el circón.

La digestión de los polvos de roca total se hizo en viales de saviglex® con HF-HNO₃-HClO₄ en una placa caliente por 24 horas y posteriormente se evaporó en la campana de ácido perclórico.

Luego de añadir más HF-HNO₃ a los viales, se cerraron y se introdujeron con un poco de agua en bombas de presión (*steel-jacketed Teflon-bombs*) a 200°C por 5 días para completar la digestión de las fases refractarias. Las muestras digeridas se secaron y posteriormente se disolvieron en 6 M HCl, luego se diluyó a 3 M HCl con agua y se centrifugó. Las muestras que en este momento alcanzaron el equilibrio muestra-*spike* se montaron en columnas de *heat-shrink Teflon* rellenas de la resina Eichrom-Ln Spec®, donde se separó el Lu y el Hf de los elementos de la matriz usando el método de Münker *et al.* (2001). La fracción de Hf se volvió a pasar separadamente por las mismas columnas para purificarla, pero siguiendo un proceso de elusión simplificado.

Una descripción paso a paso y más detallada de la metodología para la digestión de las muestras se presenta en el Apéndice 1.

2.4. Mapas de rayos X y medición de perfiles de elementos traza y tierras raras en granates

Para los análisis de elementos traza y el mapeo de rayos X, se hizo un montaje de los granates en resina epóxica y luego se pulieron hasta su centro geométrico (aproximadamente). Los montajes de granate se sometieron a un mapeo con rayos X utilizando una microsonda electrónica JEOL JXA-8900M Superprobe®, siguiendo la metodología de Smit *et al.* (2010). El análisis de elementos traza, también siguiendo

la metodología según Smit *et al.* (2010) se llevó a cabo en un LA-ICP-MS usando un sistema de ablación láser UP193HE ArF Excimer láser, operando a ca. 9 J/cm² at 5 Hz, acoplado con un Thermo-Scientific_ Element2 ICP-MS. Después de 40 s de monitoreo de la línea base, se analizó el granate, por 1 minuto, usando un diámetro de punto de 25–35 μm, realizando así 32 integraciones del espectro completo de las masas a analizar. La estandarización externa se hizo con dos mediciones repetidas del estándar de vidrio NIST SRM-612 (Jochum *et al.*, 2005; Pearce *et al.*, 1997) cada 5 mediciones. Posteriormente se verificaron los valores de los estándares mediante la medición de un vidrio USGS BHVO-2G como muestra desconocida. Los valores aceptados para este estándar (Jochum *et al.*, 2005) están dentro del error (i.e., 2σ) de la concentración promedio determinada para cada elemento. Después, los datos fueron filtrados para buscar inclusiones usando monitores isotópicos (p.ej., ⁴³Ca, ⁴⁹Ti, ⁸⁸Sr, ⁹⁰Zr). Estas mediciones fueron omitidas por completo o la parte de la medición que corresponde a la inclusión fue borrada del conjunto de datos. La precisión en las concentraciones de tierras raras (REE) (basadas en mediciones de los isótopos ¹³⁹La, ¹⁴⁰Ce, ¹⁴¹Pr, ¹⁴⁶Nd, ¹⁴⁷Sm, ¹⁵³Eu, ¹⁵⁷Gd, ¹⁵⁹Tb, ¹⁶³Dy, ¹⁶⁵Ho, ¹⁶⁶Er, ¹⁶⁹Tm, ¹⁷²Yb, y ¹⁷⁵Lu) se estima entre 6-20% (1σ) dependiendo de la abundancia absoluta del elemento. Los límites de detección de los análisis de REE están por debajo de 0.3 ppm.

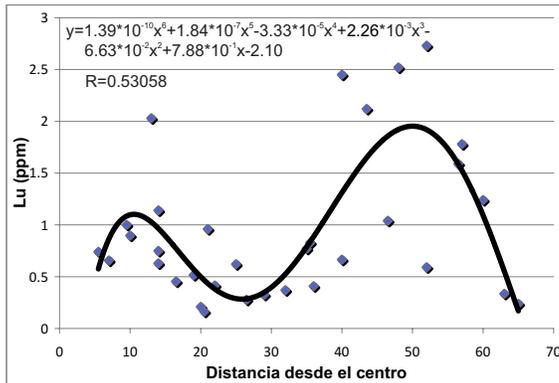
2.5. Distribución de Lu en los granates

Se hizo un modelado adaptando la metodología de Smit *et al.* (2010) para determinar el aporte o la contribución de Lu en diferentes zonas de los cristales de granate. Este procedimiento se sigue para interpretar la edad, calculada con el método Lu-Hf, en términos de su significado geológico. Por ejemplo, si se encuentra que la mayor parte del Lu está concentrada en una fracción cercana al centro del mineral, la edad correspondería al comienzo de la cristalización del granate.

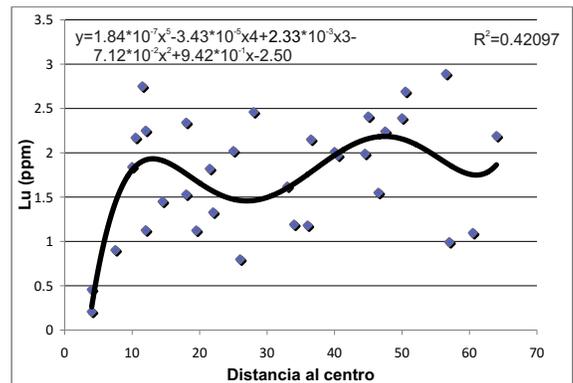
Para el modelado deben hacerse las siguientes suposiciones:

1. El centro geométrico de los granates se toma como referencia para medir el radio (r) del cristal.
2. La geometría del granate se puede aproximar a una esfera con $r = r_{\text{grt}}$.
3. Los puntos analizados están ubicados en un eje de la esfera que pasa por el centro geométrico del granate o se proyectan sobre este eje.
4. Los granates escogidos para el modelado, que fueron escogidos según su forma y zonamiento

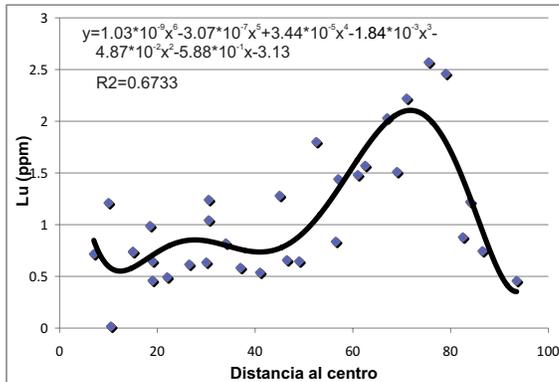
a. 3II9B Granate 1



b. 3II9B Granate 2



c. 229D Granate 1



d. 229D Granate 2

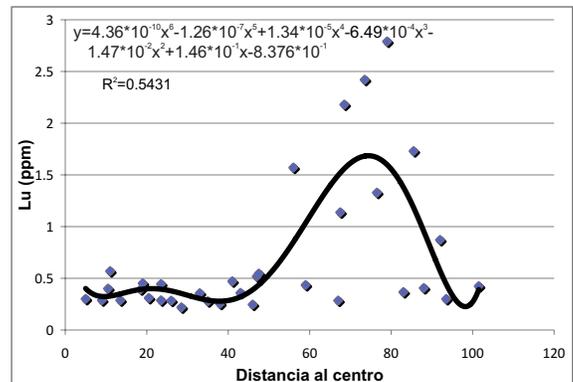


Figura 6. Ajuste de un polinomio de grado 6 a los datos de Lu (ppm) vs. distancia al centro del granate (unidades arbitrarias). El ajuste es útil para calcular un modelo de crecimiento de granate.

composicional representativo, representan la población de granates en cuanto a las características de sus elementos traza.

A partir de perfiles de concentración de Lu vs. distancia al centro geométrico del granate se ajustó un polinomio de grado 6 a la serie de puntos (Figura 6).

El volumen de una sección de granate con un delta de r (radio) de 200 μm se calcula con la siguiente ecuación

$$V = \int_{r=0}^{200} \frac{4}{3} \pi r^3 dr \quad (7)$$

Luego, usando el polinomio de grado 6 ajustado, se calcula la concentración de Lu en el punto medio de la sección de granate a la cual se le calculó el volumen

(LuConc), y así para cada sección hasta llegar al volumen total.

Posteriormente se calcula a qué fracción del volumen total del granate equivale el volumen de cada sección.

(8)

$$F_v = \frac{V_{\text{sección}}}{V_{\text{total}}}$$

Por último se obtiene la cantidad relativa de Lu en cada sección de granate denominada como FLu

$$FLu = F_v \cdot LuConc$$

En un diagrama de barras donde el eje de las abscisas (x) representa secciones concéntricas con un 10% del volumen total y el eje de las ordenadas (y) la fracción del Lu total (FLu), se puede observar la distribución del Lu dentro del granate.

2.6. Geoquímica e isótopos de Rb-Sr y Nd.

Once muestras, cinco granitoides y seis metabasitas, fueron seleccionadas para análisis geoquímicos de elementos mayores, traza y geoquímica isotópica. Después de moler y triturar la muestra, se dividió en cuatro alícuotas, tres de las cuatro alícuotas (de aproximadamente 200 g) se pulverizaron y posteriormente se usó una para pre-contaminar el pulverizador, una para geoquímica y una para geoquímica isotópica. La geoquímica de elementos mayores y traza se realizó comercialmente en Actlabs-Skyline (Ancaster, Ontario, Canada) siguiendo el procedimiento "4LithoRes". Los diagramas de elementos mayores y los diagramas de discriminación tectónica basados en elementos traza se hicieron con el programa GCDkit de Janousek *et al.* (2006).

La preparación de muestras y separación de elementos para análisis isotópicos de Sm-Nd y Rb-Sr se llevó a cabo en el laboratorio Ultralimpio de Geología Isotópica del CICESE. De la alícuota pulverizada para la geoquímica isotópica, se pesó en una balanza electrónica de 5 dígitos una cantidad de 100 mg. A estos 100 mg se les agregó un *Spike* mixto de ^{84}Sr - ^{149}Sm - ^{145}Nd , luego se calentaron las muestras a 165 °C durante 15 horas con una mezcla de ~3-4 ml conc. HF, ~1 ml conc. HNO_3 , y unas cuantas gotas de conc. HClO_4 usando un sistema de digestión a presión Picotracer

DAS®. En el siguiente paso se evaporan los ácidos en el sistema Picotrace DAS® conectado a dos botellas de lavado rellenas con NaOH 5%. Este sistema cerrado evita el uso de un extractor para HClO_4 ya que todos los ácidos evaporados se neutralizan en el NaOH. Para garantizar una evaporación en condiciones debajo del punto de ebullición (*sub-boiling*), se calienta el sistema a una temperatura interna de 75-85°C durante las primeras 14 horas donde se evapora el HF y HNO_3 , luego se aumenta la temperatura en un lapso de 3 horas a 120°C y se mantiene a esta temperatura otras 4 horas para evaporar también el ácido perclórico por completo.

El equilibrio entre muestra y *spike* se logró calentando las muestras durante una noche en 6 M HCl antes de secar la muestra de nuevo. Luego de la evaporación, los residuos se disolvieron en 2 N HCl. Aproximadamente un cuarto de esta solución fue dividida (a esto se le llama el split de Rb) y se le agregó un trazador de ^{87}Rb para la dilución isotópica (ID) de Rb. El Sr y las tierras raras (REE) se separaron usando columnas de vidrio de cuarzo rellenas con una resina de intercambio catiónico Dowex AG50WX8. El split de Rb se trató de forma separada en las mismas columnas. Sm y Nd se separaron en columnas de vidrio de cuarzo rellenas con la resina aniónica LN-Spec®.

Las razones isotópicas fueron medidas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), en el Instituto de Geofísica, UNAM, en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262 equipado con un sistema de 7 colectores Faraday variables y uno fijo en modo estático (para isótopos de Sr, Sm y Nd). Las razones isotópicas de Sr, Sm y Nd, se corrigieron por fraccionamiento de masas normalizando a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1.78308$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Las razones isotópicas de Rb fueron medidas en un espectrómetro de masas NBS-NIST con un solo colector Faraday. Como el Rb solamente tiene dos isótopos ^{87}Rb y ^{85}Rb , el fraccionamiento de masas se tiene que estimar con base en las mediciones de un estándar con composición isotópica natural (sin *spike*). Por este motivo la corrección por fraccionamiento de masas puede tener un error relativamente alto, en caso de que las condiciones de evaporación (temperatura de filamento) y las condiciones de medición no sean las mismas en la muestras que en el estándar.

3. Petrogénesis del cinturón magmático ordovícico en el suroeste del Bloque Maya

3.1. Planteamiento del problema

Durante el Paleozoico temprano algunos terrenos tectono-estratigráficos pre-mesozoicos del Sur de México, Centroamérica y el noroccidente de Suramérica formaban un cinturón alrededor del cratón Amazónico en el noroccidente de Gondwana (Sedlock *et al.*, 1993; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1999; Keppie y Ramos, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004). El registro del Paleozoico temprano en otros terrenos peri-Gondwánicos no se ha estudiado con detalle, ni se conoce tan bien como el del terreno Mixteca. Por ejemplo, solo se ha descubierto la presencia de rocas cámbrico-silúricas en el Bloque Maya, un terreno que comprende la península de Yucatán, el sureste de México y el norte y centro de Guatemala (Figura 7; Dengo, 1969; Donnelly *et al.*, 1990). Tales afloramientos incluyen plutones de las Montañas Maya en Belice (p.ej. Steiner and Walker, 1996, Weber *et al.*, 2012) y rocas graníticas deformadas en Guatemala occidental y central (Figura 7; Ortega-Obregón *et al.*, 2008; Solari *et al.*, 2009; Solari *et al.*, 2010; Ratschbacher *et al.*, 2009).

Recientemente Weber *et al.* (2008) obtuvieron una edad ordovícica temprana (~482 Ma) en un granito con granate que intrusióna rocas metasedimentarias de la unidad Jocote en el sureste del Macizo de Chiapas. Esta edad ordovícica contrasta con la mayoría del Macizo de Chiapas, que está constituido por rocas ígneas pérmicas y unidades metasedimentarias con un evento tectonotérmico pérmico sobrepuesto (Schaaf *et al.*, 2002; Weber *et al.*, 2005; Weber *et al.*, 2007; Estrada-Carmona *et al.*, 2009). La existencia de rocas ígneas ordovícicas en el Macizo de Chiapas es interesante ya que sugiere una correlación entre el sur del Bloque Maya y el terreno Mixteca, y ofrece una oportunidad para precisar y limitar la evolución paleozoica temprana de terrenos peri-gondwánicos.

En este capítulo se presenta un estudio detallado de rocas paleozoicas tempranas expuestas en el área de Motozintla en el sur del Macizo de Chiapas (Figura 8), incluyendo petrografía, geocronología con los métodos U-Pb y ^{40}Ar - ^{39}Ar , geoquímica

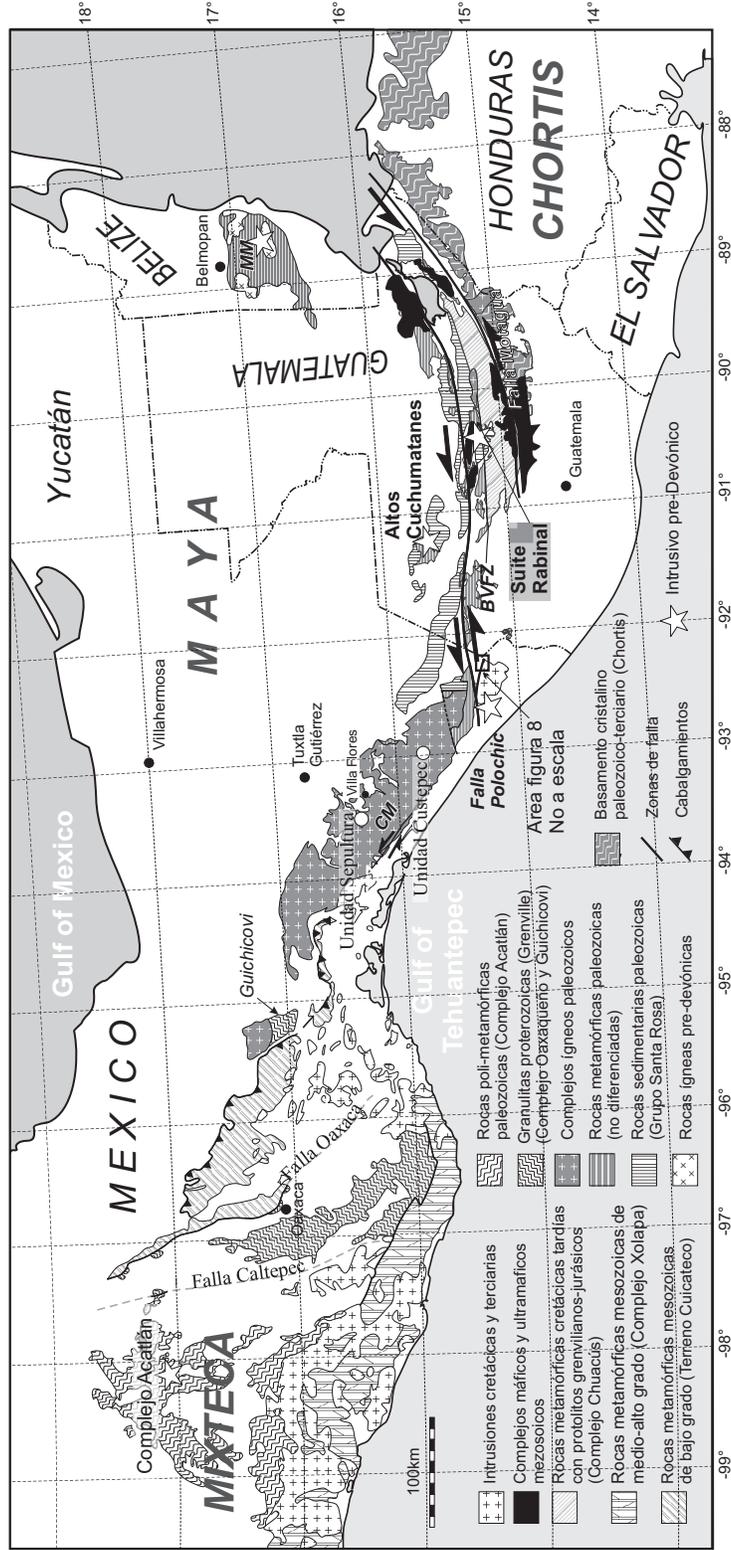


Figura 7. Mapa de terrenos y geológico simplificado del sur de México y norte de Centroamérica, donde se muestra el área de estudio en Motozintla, Chiapas. Modificado de Weber et al. (2008, p. 620); Mapa de terrenos de Sedlock et al. (1993, p. 3). CM = Macizo de Chiapas, MM = Montañas Maya, BVFZ = Zona de cizalla Baja Verapaz, TSZ = Zona de cizalla Tonalá.

de elementos mayores, traza e isotópica de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd de las rocas ígneas y metamórficas cartografiadas. La comparación de estas rocas con aquellas de edad semejante en el sur del Bloque Maya y el terreno Mixteca podría proporcionar claves importantes para entender las características del basamento y los procesos ígneos que dieron forma al margen occidental de Pangea durante el Paleozoico temprano.

3.2. Marco geológico

3.2.1. Geología del paleozoico temprano del Bloque Maya

En el bloque Maya existen rocas ígneas y metamórficas paleozoicas en el Macizo de Chiapas en México (Figuras 1 y 7; Damon *et al.*, 1981; Schaaf *et al.*, 2002; Weber *et al.*, 2005; Weber *et al.*, 2007), en las Montañas Maya en Belice (Steiner y Walker, 1996; Martens *et al.*, 2010) y en el área de Rabinal y los Altos Cuchumatanes en Guatemala central (Ortega-Obregón *et al.*, 2008; Solari *et al.*, 2009; Solari *et al.*, 2010).

La *suite* Rabinal (Figura 7) contiene rocas en un rango de composición de granito a granodiorita con intrusiones pegmatíticas menores. Granitos de esta *suite* son de grano medio a grueso y están localmente foliados (Ortega-Obregón *et al.*, 2008). En cuanto a la química tienen contenidos de SiO₂ que varían de 72% a 76% son de afinidad calco-alcalina y peraluminosa. Con base en diagramas de elementos traza para la discriminación del ambiente tectónico el conjunto grafica en el campo de ambiente de arco volcánico ó de granitos intraplaca (Ortega-Obregón *et al.*, 2008). Aunque el marco tectónico de formación del granito Rabinal es incierto, Ortega-Obregón *et al.* (2008) interpretan la firma de arco volcánico como heredada de la fuente.

En los Altos Cuchumatanes en Guatemala central (Figura 7), afloran rocas metamórficas de bajo a alto grado en el Complejo Barillas (Solari *et al.*, 2010) intrusionadas por rocas graníticas de dos eventos magmáticos distintos. El primero es ordovícico medio (~461 Ma) y el siguiente pensilvánico temprano (312-317 Ma; Solari *et al.*, 2010; Tabla 1). No existe información geoquímica sobre estas rocas.

En las Montañas Maya de Belice se exponen tres plutones graníticos: el Mountain Pine Ridge, el Humming Bird Mullins y el Cockscomb-Sapote. Estos cuerpos intrusionaron y generaron aureolas metamórficas de contacto, compuestas por

cornubianas de color oscuro con porfidoblastos de andalusita, en algunas de las rocas sedimentarias encajonantes (Martens *et al.*, 2010). Steiner y Walker (1996) obtuvieron edades de cristalización silúricas tardías a devónicas tempranas (420-405 Ma) con el método U-Pb (TIMS) para estos plutones (Tabla 1). Recientemente estas edades fueron comprobadas en otras localidades por análisis de U-Pb en cicrón con LA-ICPMS (Weber *et al.*, 2012). La mayoría de los intrusivos de las Montañas Maya son graníticos a granodioríticos, peraluminosos, con contenidos de SiO₂ de 65% a 78% (Bateson y Hall, 1977; Jackson *et al.*, 1995). En los diagramas de discriminación basados en elementos traza, las rocas del plutón Mountain Pine Ridge grafican en el campo de arco volcánico y de granitos intraplaca (Jackson *et al.*, 1995).

Además de las rocas ígneas paleozoicas, en Guatemala también hay rocas sedimentarias de edad paleozoica bien expuestas. Clemons y Burkart (1971) definieron varias de estas secuencias paleozoicas tardías como pertenecientes al Grupo Santa Rosa.

En Chiapas afloran rocas paleozoicas sedimentarias correlacionables con el Grupo Santa Rosa, descritas y subdivididas en las formaciones Santa Rosa superior e inferior, que aparentemente están separadas por una discordancia (Hernández-García, 1973). La geocronología de circones detríticos de ambas unidades reveló que tienen proveniencia similar y edades máximas de depositación un poco diferentes (Weber *et al.*, 2009).

En las Montañas Maya de Belice (Figura 7), se han correlacionado rocas sedimentarias fosilíferas pensilvánicas a pérmicas de la formación Macal con el Grupo Santa Rosa (Bateson y Hall, 1977). Estas secuencias tipo flysch sobreyacen discordantemente a areniscas con metamorfismo de bajo grado plegadas y conglomerados de la unidad Baldy de edad silúrica o más vieja (Martens *et al.*, 2010). La unidad Baldy está intrusionada por granitos y granodioritas fechados por el método U-Pb en ~420-405 Ma (Steiner and Walker, 1996, Weber *et al.*, 2012). Una toba riolítica de la formación Bladen, que se encuentra por encima de la unidad Baldy, arrojó una edad similar (406 ⁺⁷/₋₆ Ma; Martens *et al.*, 2010).

3.2.2. El Complejo del Macizo de Chiapas

El Complejo del Macizo de Chiapas se extiende por más de 20,000 km² paralelo

Tabla 1. Geocronología previa del Bloque Maya sur incluyendo el área de Motozintla (sur de México), Altos Cuchumatanes y Baja Verapaz (Guatemala) y Montañas Maya (Belice).

Ubicación	Roca	Edad (Ma)	Método	Referencia+
Motozintla-Carretera Porvenir (km 14, 705)	Granito tipo S	482 ± 5 473 ± 39	U-Pb (LA-MC-ICPMS) Sm-Nd (Grt-Roca total)	W, 2008
Motozintla-Carretera Porvenir (1305)	Granito de dos micas	392 ± 9 406 ± 4	Rb-Sr (Bt+Ms) Ar-Ar Ms	P-M, 2009
Motozintla-Carretera Porvenir (605)	Orthogneis	ca.454*	U-Pb (LA-MC-ICPMS)	P-M, 2009
Mountain Pine Ridge, Belice	Granito	418 ± 3.6	U-Pb (TIMS, Interc. Sup.)	S&W, 1996
Mountain Pine Ridge, Belice	Granito de dos micas	400 ± 9	U-Pb (LA-MC-ICPMS)	W, 2012
Hummingbird-Mullins River, Belice	Granodiorita	410-420	U-Pb (TIMS)	S&W, 1996
Hummingbird-Parque Nacional Bocavina	Granodiorita	415 ± 7	U-Pb (LA-MC-ICPMS)	W, 2012
		415 ± 2	U-Pb (TIMS)	W, 2012
Hummingbird-Highway	Granodiorita	408 ± 7	U-Pb (LA-MC-ICPMS)	W, 2012
Bladen Formation, Belize	Riolita	406 +7/-6	U-Pb (LA-MC-ICPMS)	M, 2010
Rabinal, Guatemala	Granito tipo S	462-453	U-Pb TIMS	O-O, 2008
Rabinal, Guatemala	Granito	496 ± 26	U-Pb (TIMS, Interc. Inf.)	O-O, 2008
Rabinal, Guatemala	Granito	483 ± 7	U-Pb (TIMS, Interc. Inf.)	O-O, 2008
Rabinal, Guatemala	Pegmatita	462 ± 11	U-Pb (TIMS, Interc. Inf.)	O-O, 2008
Rabinal, Guatemala	Granito	417 ± 23	U-Pb (TIMS, Interc. Inf.)	O-O, 2008
Altos Cuchumatanes, Guatemala (CH0403)	Granodiorita	391.1 ± 7.4	U-Pb TIMS	S, 2009
Altos Cuchumatanes, Guatemala (CH0402)	Granito	317.5 ± 5.5	U-Pb (LA-ICPMS)	S, 2010
Altos Cuchumatanes, Guatemala (CH0401)	Cuarzodiorita	312.5 ± 5	U-Pb (LA-ICPMS)	S, 2010
Altos Cuchumatanes, Guatemala (CH0403)	Granito	461 +6/-3	U-Pb (LA-ICPMS)	S, 2010

(*) Estimado de la edad; sin error reportado.

(+) W, 2008=Weber *et al.*, 2008; W, 2012=Weber *et al.*, 2012; P-M, 2009=Pompa-Mera, 2009; S&W, 1996=Steiner and Walker, 1996; M, 2010=Martens *et al.*, 2010; O-O, 2008=Ortega-Obregón, 2008; S, 2009=Solari *et al.*, 2009; S, 2010=Solari *et al.*, 2010

a la costa pacífica del estado de Chiapas (Schaaf *et al.*, 2002). Este Complejo está compuesto por granitoides de edad pérmica tardía, levemente deformados, cuya composición varía desde gabro hasta granito. Estos granitoides intrusionan orto y paragneises fuertemente deformados, anatexitas, rocas calci-silicatadas y metabasitas. De acuerdo con Weber *et al.* (2008) por las diferencias en el

grado metamórfico y la composición de los protolitos, las rocas prebatolíticas del basamento, el Complejo del Macizo de Chiapas fue subdividido en las siguientes unidades:

(1) **La Unidad La Sepultura** ubicada en el norte del Complejo, consta principalmente de metasamitas y metapelitas con asociaciones minerales como granate, silimanita, cordierita y biotita rica en titanio, intercaladas con mármoles, rocas calci-silicatadas y metagrauvas (Weber *et al.*, 2002; 2007). La edad del protolito de los orto-gneises fue identificada por medio de núcleos en circones que dieron una edad de ~272 Ma mientras que los bordes metamórficos fueron fechados en ~250 Ma (Weber *et al.*, 2007). La termobarometría de estas rocas dio como resultado condiciones del pico metamórfico de 730–780°C y 5.8 kbar con una re-equilibración parcial a 540°C y 4.5 kbar (Hiller *et al.*, 2004). Los núcleos de circones detríticos de la unidad La Sepultura tienen distribuciones de edad similares a las de la formación Santa Rosa, lo que sugiere que podría ser su equivalente metamórfico (Weber *et al.*, 2008).

(2) **La Unidad Custepec**, ubicada en la porción sur-central del Complejo del Macizo de Chiapas, está caracterizada por la abundancia de gneises máficos y anatexitas que contienen lentes de mármoles y rocas calci-silicatadas (Estrada-Carmona *et al.*, 2009). La termobarometría de la unidad Custepec dio como resultado condiciones metamórficas de ~800°C y 9 kbar que sugieren que estas rocas alcanzaron la transición entre la facies de anfibolita y granulita, entre ~25–30 km de profundidad (Estrada-Carmona *et al.*, 2009). Características petrográficas, relaciones de campo y la presencia de abundantes núcleos de circones heredados del Mesoproterozoico en las metabasitas sugieren un origen volcánico-sedimentario para la unidad Custepec (Estrada-Carmona *et al.*, 2009). La edad del protolito de esta unidad no se conoce ya que está afectada por un evento tectonotérmico de alto grado de ~254-250 Ma.

(3) **La Unidad Jocote** introducida por Weber *et al.* (2008; Tabla 1), es una secuencia metasedimentaria de edad paleozoica temprana en el extremo sureste del Complejo del Macizo de Chiapas, al noroeste de Motozintla. La edad mínima de depositación de la unidad Jocote está limitada por un granito tipo S con granate que la intrusión. Este granito fue fechado con dos métodos independientes. El método U-Pb en circón dio una edad de 482 ± 5 Ma en sobrecrecimientos ígneos y el método Sm-Nd con isócrona de granate-roca total arrojó una edad de 473 ± 39 Ma (Weber *et al.*, 2008). La unidad Jocote ha sido reconocida como la unidad estratigráfica inferior en

el Complejo Macizo de Chiapas y por lo tanto de allí proviene la primera evidencia de rocas sedimentarias pre-ordovícicas en Chiapas. En este trabajo se reporta por primera vez otra unidad aún más antigua por su deformación y sus relaciones de campo, la Unidad Candelaria (ver abajo). Además, circones detríticos de una meta-arenisca de la unidad Jocote se derivaron casi exclusivamente de una fuente de 1.5-1.6 Ga (Weber *et al.*, 2008). Un estimado de la edad de metamorfismo de la unidad Jocote está documentado por edades de enfriamiento Rb-Sr en biotita y moscovita y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en mica blanca de 392 ± 9 y 406 ± 4 Ma, respectivamente (Pompa Mera, 2009; Tabla 1).

3.3. Geología y petrografía del área de Motozintla

En el siguiente apartado se presenta la descripción de las unidades geológicas identificadas durante la cartografía y que están incluidas en el mapa de la Figura 8.

3.3.1. La Unidad Candelaria

La unidad Candelaria fue reconocida por primera vez en este trabajo. Está compuesta por anfibolitas bandeadas y plegadas intercaladas con rocas calcisilicatadas, mármoles impuros, cuarcitas y gneises de biotita en menor proporción, que se encuentran bien expuestos en el río Candelaria (noroccidente del área de estudio, Figura 8)

Las anfibolitas presentan una foliación definida por hornblenda de color café a verde, bandeamiento composicional de escala milimétrica y lineación mineral. La asociación mineral de estas rocas es consistente con condiciones de la facies de anfibolita y comprende hornblenda + plagioclasa + epidota + cuarzo \pm biotita y esfena como mineral accesorio (Figura 10a). La plagioclasa está parcialmente reemplazada por epidota, saussurita y poca sericita. La hornblenda está retrogradada a clorita y actinolita fibrosa. Localmente, el bandeamiento composicional de estas rocas se encuentra plegado y los planos axiales son paralelos a una foliación disyuntiva con dominios de clivaje compuestos por clorita + actinolita. Los microlitones entre los dominios de clivaje están compuestos por hornblenda relicta (Figura 10b). Esta textura puede ser interpretada como un evento sobreimpuesto bajo condiciones de la facies de esquisto verde.

Las rocas calci-silicatadas se caracterizan por un bandeamiento composicional plegado. Contienen calcita, epidota, clorita, cuarzo, titanita, plagioclasa y microclina

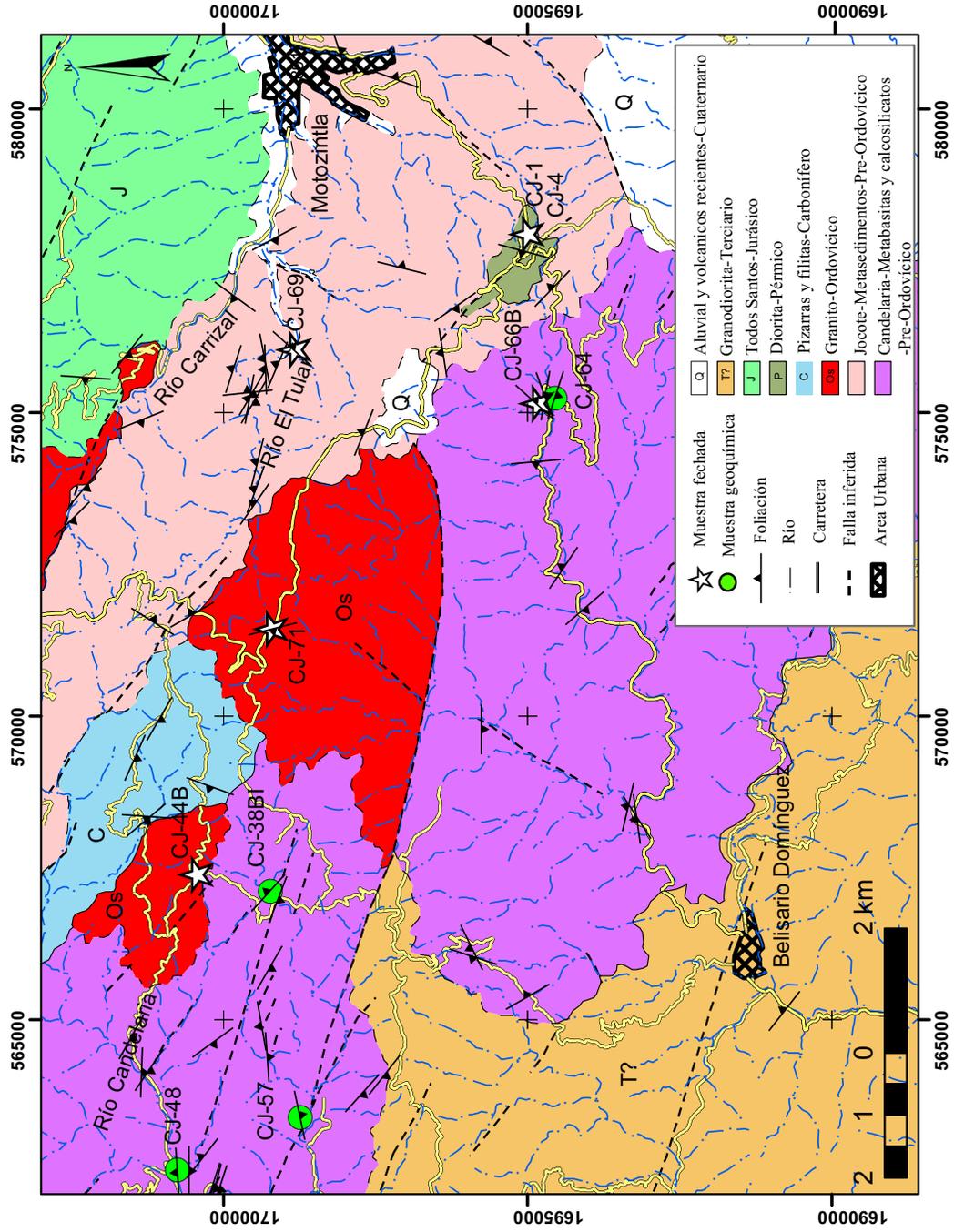


Figura 8. Mapa geológico del área de estudio en el sur de Chiapas. Figura general de referencia.

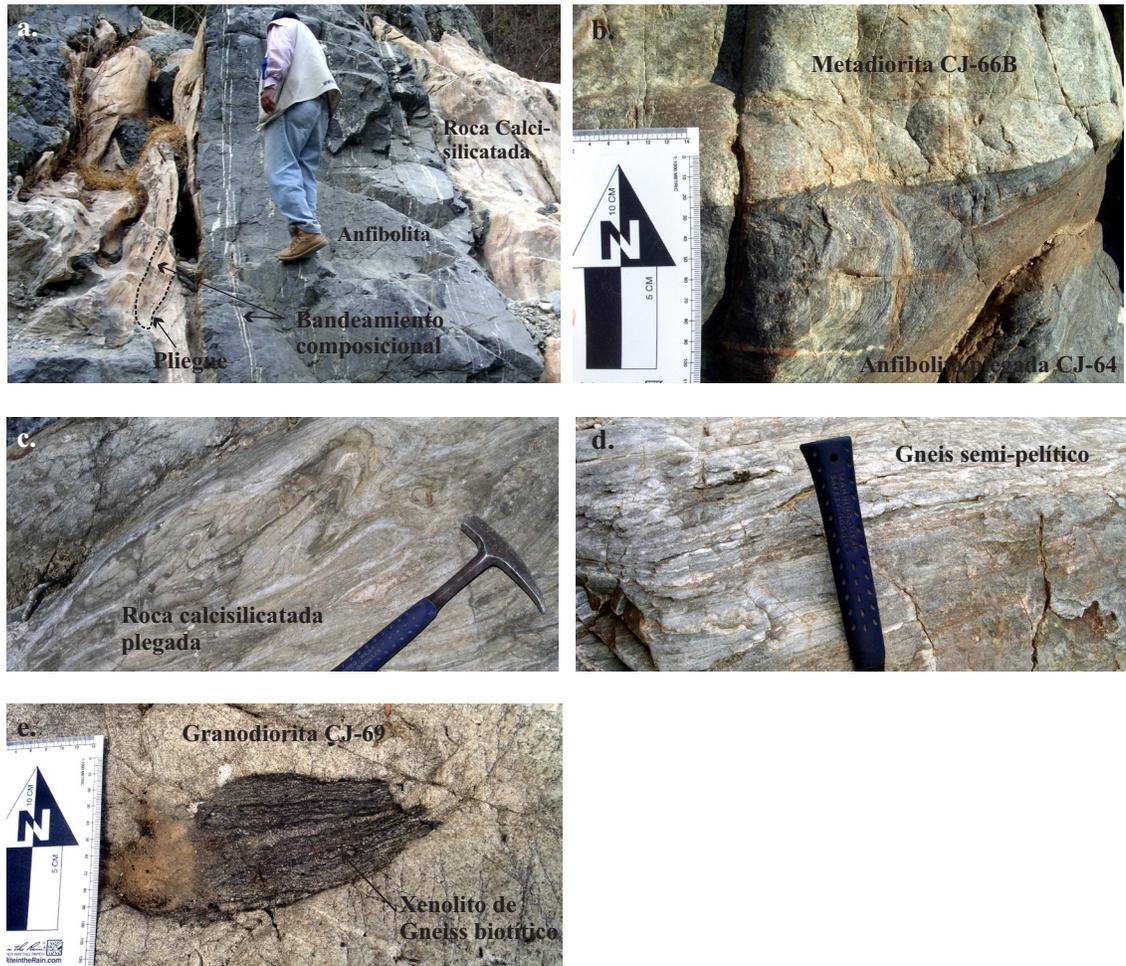


Figura 9. Fotografías de algunos afloramientos clave. a. Anfibolitas con bandeamiento composicional intercaladas con rocas calcisilicatadas de la Unidad Candelaria b. Metadiorita CJ-66B intrusionando anfibolitas plegadas de la Unidad Candelaria. c. Roca calcisilicatada con bandeamiento composicional y plegamiento. d. Gneis semipelítico de la Unidad Jocote. e. Xenolito de gneis biotítico en dique granodiorítico (CJ-69), rasgo típico de la Unidad Jocote.

en menor cantidad. El protolito de estas rocas fue probablemente una marga rica en aluminio y pobre en potasio. El cuarzo se encuentra elongado y recrystalizado por migración de la frontera de grano. La clorita sigue la misma dirección que la elongación del cuarzo y ambos definen la foliación. La paragénesis mineral de estas rocas no es concluyente con respecto a las condiciones de metamorfismo, pero sugiere condiciones de la facies de esquistos verde o anfibolita baja a media.

A lo largo de la carretera Motozintla-Huixtla, la Unidad Candelaria está dominada por anfibolitas plegadas (muestra CJ-64 en la Figura 9b), intrusionadas por metadioritas (CJ-66B en la Figura 9b).

3.3.2. La Unidad Jocote y diques asociados

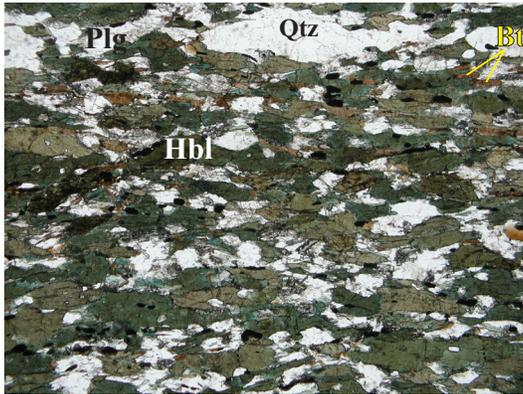
La unidad Jocote es una unidad metasedimentaria que aflora en la carretera Motozintla-Porvenir y a lo largo de los lechos de los ríos El Tular y Carrizal. Está compuesta principalmente por esquistos samíticos a semipelíticos intercalados con bandas de gneises de biotita y hornblenda (Figura 9d). La fábrica de las rocas descritas está caracterizada por una esquistosidad micácea en los esquistos pelíticos y por bandeamiento composicional en toda la unidad. En contraste con la unidad Candelaria, la unidad Jocote no está plegada.

La asociación mineral característica de las rocas samíticas a semipelíticas es biotita + moscovita + cuarzo + plagioclasa ± cordierita. La clorita se encuentra presente como un producto de retrogresión de la biotita. La cordierita se encuentra casi totalmente alterada a pinita (Figura 10e). Se observó turmalina y circón como fases accesorias.

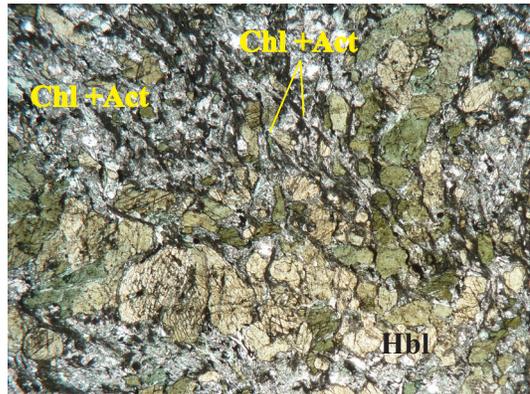
Los gneises de hornblenda y biotita se presentan como bandas decimétricas intercaladas con las metapelitas y metasamitas. Estos gneises están bandeados; las bandas oscuras están compuestas por biotita, hornblenda y plagioclasa y las bandas más claras principalmente por plagioclasa y cuarzo con biotita y hornblenda menores. La biotita está parcialmente retrogradada a clorita y la plagioclasa a epidota. Con base en los rasgos descritos, estas rocas básicas pueden interpretarse como diques máficos que intrusionaron a la secuencia sedimentaria original antes del metamorfismo y la deformación.

Un rasgo importante de la unidad Jocote es la abundancia de diques graníticos a granodioríticos (2-3 m) que la intrusionan y que contienen xenolitos de la roca metasedimentaria encajonante (Figura 9e). Estos diques contienen cuarzo,

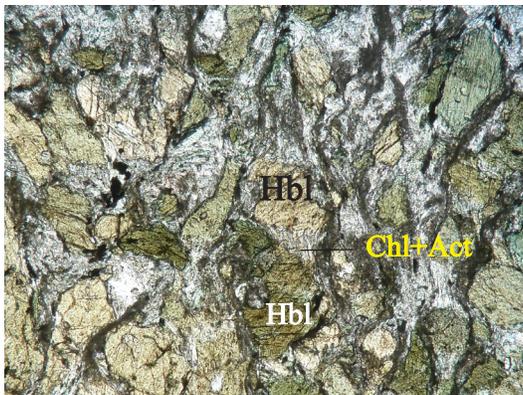
a. Anfibolita (CJ-57, Unidad Candelaria)



b. Anfibolita plegada (CJ-64, Unidad Candelaria)



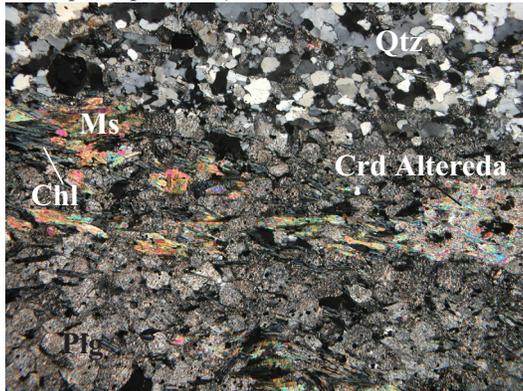
c. Anfibolita (CJ-64, Unidad Candelaria)



d. Calci-silicato (CJ-47B, Unidad Candelaria)



e. Esquisto pelítico (CJ-70, Unidad Jocote)



f. Granito (CJ-44, Plutón Motozintla)

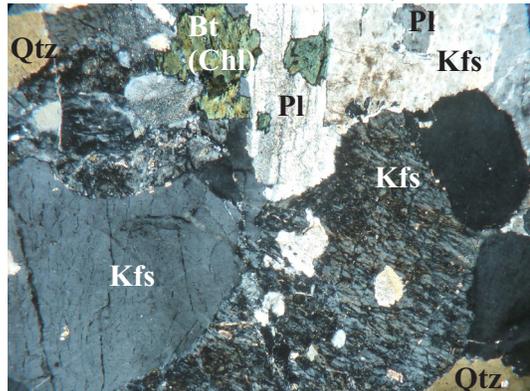


Figura 10. Fotomicrografías de muestras de las Unidades Candelaria, Jocote y el Plutón Motozintla. a. Foliación definida por bandeamiento composicional y orientación mineral. NII. b. Bandeamiento composicional plegado y planos axiales paralelos a una foliación con dominios de clivaje formados por Chl + Act. NII. c. Hornblenda verde parcialmente retrogradada a Chl + Act. NII. d. Roca calcisilicatada. NX. e. Esquisto pelítico donde se observa cordierita alterada a pinita. Foliación definida por moscovita y biotita retrgradada a clorita. f. Granito del plutón Motozintla.

plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita.

3.3.3. Plutón granítico Motozintla

El plutón granítico Motozintla se encuentra bien expuesto a lo largo de la carretera Motozintla-Porvenir (Figura 8), en los lechos de los ríos El Tular y Carrizal (muestra CJ-71), y cerca del poblado San José Ixtepec al norte de Belisario Domínguez (muestra CJ-44B, Figura 8).

El granito se caracteriza por tener grano grueso, textura inequigranular. Está compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita café y verde y moscovita en menor proporción. Como minerales accesorios hay circón, apatito y minerales opacos (Figura 10f). La presencia de feldespato potásico con inclusiones de plagioclasa, lamelas de exsolución (pertitas) y mirmequitas sugiere que el feldespato cristalizó inicialmente a alta temperatura y recristalizó ya sea por enfriamiento lento, deformación dúctil o ambos procesos. La biotita está parcialmente reemplazada por clorita y la plagioclasa parcialmente alterada a sericita.

El stock granítico Motozintla intrusión a la unidad Jocote formando una aureola metamórfica de contacto, de aproximadamente un metro, con cornubianas. La intrusión está evidenciada también por abundantes xenolitos asimilados de la roca metasedimentaria encajonante.

3.3.4. Diorita y anortosita

La diorita fue cartografiada como un cuerpo de $\sim 1 \text{ km}^2$ que intrusión la unidad Jocote en el sureste del área de estudio (Figura 8). Esta roca plutónica es de color blanco en el afloramiento, debido a intensa caolinización. Las muestras frescas están compuestas por plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico menor. Hay clorita y actinolita secundarias resultantes de metamorfismo de bajo grado. La plagioclasa está sericitizada, la epidota está presente tanto en la matriz como rellenando fracturas y como fases accesorias se observó titanita y circón.

En la estación CJ-1, la diorita contiene xenolitos de una roca compuesta por plagioclasa (muestra CJ-1, Figura 8) con abundante titanita como accesorio. Minerales secundarios observados en los xenolitos incluyen epidota, clorita y actinolita. Con base en la composición tan peculiar de estas rocas, se interpretaron como anortositas.

3.3.5. Unidades más jóvenes mapeadas

En la parte norte del área de estudio afloran metapelitas de muy bajo grado (pizarras), intercaladas con filitas micáceas y metacalizas. Aunque no se conoce su posición estratigráfica exacta, esta secuencia de muy bajo a bajo grado está en contacto con la unidad Jocote hacia el este, probablemente cubriéndola de forma discordante. Similitudes petrográficas y relaciones estratigráficas sugieren que esta unidad puede ser parte de la Formación Santa Rosa de edad carbonífera (Hernández-García, 1973). Una unidad aún más joven que aflora en la zona es la Formación Todos Santos, expuesta al noreste (Figura 8). La Formación Todos Santos está compuesta por capas rojas sedimentarias que cubren discordantemente a la unidad Jocote.

Alrededor de Belisario Domínguez, aflora una granodiorita neógena que intrusión a la unidad Candelaria. Los circones de esta granodiorita no contienen suficiente Pb radiogénico de forma que no fue posible medirlo con la técnica LA-ICPMS, lo que sugiere que esta intrusión es de edad pliocena o más joven. Posiblemente esta granodiorita hace parte de un grupo de rocas fechadas por Damon y Montesinos (1978) con el método K-Ar en biotita con edades entre 6 y 2 Ma. Por lo tanto, estas son probablemente las rocas plutónicas del Terciario tardío más jóvenes del Macizo de Chiapas.

3.4. Geocronología

3.4.1. Geocronología U-Pb con LA-MC-ICPMS

Los datos isotópicos de los circones analizados por LA-ICPMS se encuentran en el Apéndice 3. Los valores seleccionados para los diagramas de concordia y los diagramas de densidad de probabilidad fueron las edades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para muestras más viejas que 900 Ma, y las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para las más jóvenes.

Granodiorita, CJ-69 (unidad Jocote):

En imágenes de catodoluminiscencia (CL) se observan circones con núcleos de xenocristales rodeados por bordes ígneos zonados, así como nuevos cristales sin núcleos heredados. Se analizó un total de 45 *laser spots* tanto en núcleos como en bordes de 32 circones. Los resultados del análisis de cuatro circones sin núcleos heredados junto con los de cinco bordes ígneos dieron una edad concordia de 470.0 ± 7.0 Ma (sólo se usaron análisis en un rango de 95-102% de concordancia, Figura 11c). Las relaciones Th/U de los circones usados para calcular las edades Concordia

son > 0.5 lo que sugiere un origen ígneo (Hoskin y Schaltegger, 2003). Esta edad puede interpretarse como la edad de cristalización del granito. La mayoría de los análisis hechos en esta muestra corresponden a núcleos heredados con edades entre 1772 y 550 Ma. Las poblaciones con mayor número de circones se encuentran en 560 Ma, 1.1, 1.5 y 1.7 Ga (Figura 11c).

Metadiorita CJ-66B (unidad Candelaria):

Los circones de la muestra CJ-66B son elongados, euhedrales, con zonamiento oscilatorio. No se observaron núcleos heredados ni bordes metamórficos en las imágenes de CL. De 29 puntos medidos en 26 cristales, 13 están en el rango de concordancia de 95 a 102%. Estos fueron seleccionados para calcular una edad concordia de 467.7 ± 8.7 Ma (Figura 11d). Esta edad fue interpretada como la edad de cristalización del protolito ígneo.

Granodiorita, CJ-44B (plutón Motozintla):

Los cristales de circón de esta muestra son cortos, prismáticos y tienen zonamiento oscilatorio con escasos núcleos heredados visibles en las imágenes de CL. Se calculó una edad concordia a partir de 10 puntos (en un rango de 95% a 102% de concordancia), medidos en cinco granos de la muestra CJ-44B. La edad calculada es de 448 ± 7.2 Ma y representa la edad de cristalización del intrusivo (Figura 12a).

Granito, CJ-71 (plutón Motozintla):

En las imágenes de CL de los circones de esta roca se puede observar la forma corta y subhedral de los cristales con zonamiento oscilatorio. Las relaciones Th/U están en un rango de 0.2-2.4. Sólo unos pocos circones presentan núcleos heredados, estos son angulares con texturas homogéneas. Once análisis resultaron en una concordia de 445 ± 6.1 Ma. Esta edad es análoga, dentro del error, a la edad calculada para la muestra CJ-44B (Figura 12b). Las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de los núcleos heredados dieron como resultado ~ 978 , ~ 1043 , y ~ 1290 Ma.

Diorita, CJ-4:

La muestra CJ-4 contenía pocos circones y únicamente se pudieron separar 50 cristales. Se hizo un total de 41 *láser spots* tanto en bordes como en núcleos. La mayoría de los puntos analizados definen una línea de discordia con una

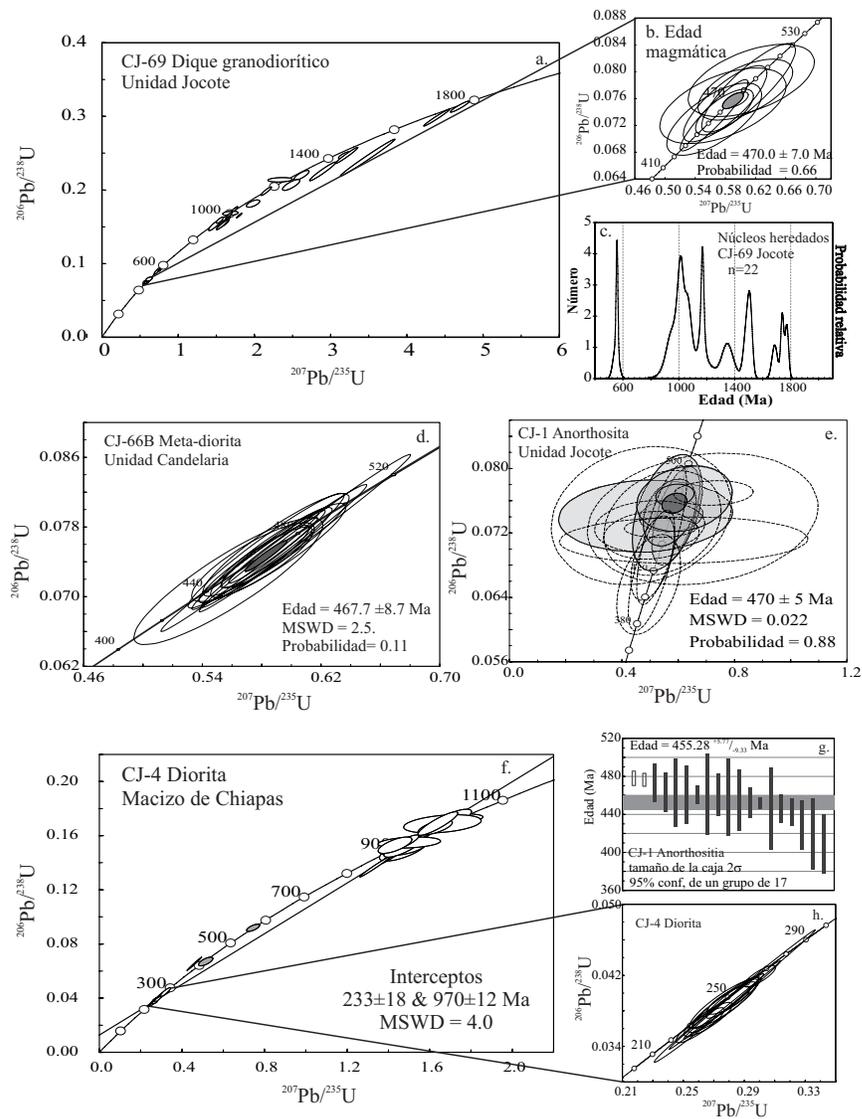


Figura 11. Diagramas de Wetherill para relaciones isotópicas U-Pb de circones de rocas ígneas y metaígneas. a y b. Diagramas para el dique granodiorítico CJ-69. La edad mostrada en la figura b se interpretó como la edad de cristalización. c. Diagrama de probabilidad relativa de la edad de núcleos heredados. d. Edad de la metadiorita no plegada CJ-66B. e. Edad de cristalización de la anortosita CJ-1 (elipse gris oscura); las elipses de color gris claro se usaron para calcular la edad concordia y las elipses con línea punteada se excluyeron del cálculo (ver texto para mayor explicación). g. Mediana de las edades calculadas con el algoritmo TuffZirc de Ludwig y Mundill (2002) para la anortosita CJ-1. f y h. Concordia para la diorita CJ-4. Las elipses de error para cada punto corresponden a 2σ . Las edades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ se usaron para edades más jóvenes que 900 Ma y las $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para edades aparentes promedio más viejas que 900 Ma.

intersección superior de 970 ± 12 Ma y una intersección inferior de 233 ± 18 Ma (Figura 11f). La intersección superior puede interpretarse como la edad promedio de componentes heredados que se agrupan alrededor de la edad Neoproterozoica típica del basamento del sur de México. Las relaciones Th/U son menores a 0.5 lo que sugiere que tanto los circones neoproterozoicos como los triásicos son de origen ígneo. Por lo tanto la intersección inferior probablemente refleja la edad de la cristalización ígnea (Ver concordia en Figura 11h). Tres cristales tienen edades intermedias de ca. 567, 418, y 408 Ma, sugiriendo contaminación del magma con otros componentes corticales.

Anortosita, CJ-1 (inclusión en diorita):

De esta muestra sólo fue posible separar 10 circones pequeños, elongados, subhedrales y parcialmente fracturados, en los cuales se analizaron 20 *láser spots*. Aunque las relaciones isotópicas U-Pb son concordantes, los datos tienen gran variación y por lo tanto fue difícil calcular una edad concordia. Usando el algoritmo TuffZirc Age (Ludwig y Mundil, 2002) que descarta componentes viejos (aparentemente heredados) y aquellas que podrían tener pérdida de plomo, se calculó una edad de $455 +5.7/-9.3$ (Figura 11g). Dos puntos con edades alrededor de 470 Ma tienen errores relativamente pequeños (Apéndice 3 y Figura 11g). El cálculo de la mediana excluyó estos dos análisis además de otros tres puntos con las edades más jóvenes. En vista de que la muestra CJ-1 es un xenolito en la roca triásica (CJ-4), es posible que estos circones sufrieran pérdida de plomo. Por lo tanto, interpretamos la edad promedio calculada como una edad mínima y la edad de los circones más viejos, que probablemente fueron menos afectados por la pérdida de plomo, como la edad de cristalización de la anortosita.

3.4.2. Geocronología ^{40}Ar - ^{39}Ar :

Se llevó a cabo un fechamiento por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la metabasita CB53A de la Unidad Candelaria en el laboratorio de Geocronología por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del CICESE, hecho por la Dra. Margarita López-Martínez. Para los análisis de fusión total se escogieron cinco cristales individuales de hornblenda, que arrojaron una edad promedio de 467 ± 40 Ma (2σ ; Figura 13a, b y Tabla 2). Esta edad puede interpretarse como la edad de metamorfismo bajo condiciones de la facies de anfibolita-epidota de la unidad Candelaria, pero dado el error significativo se sugiere tomar esta interpretación

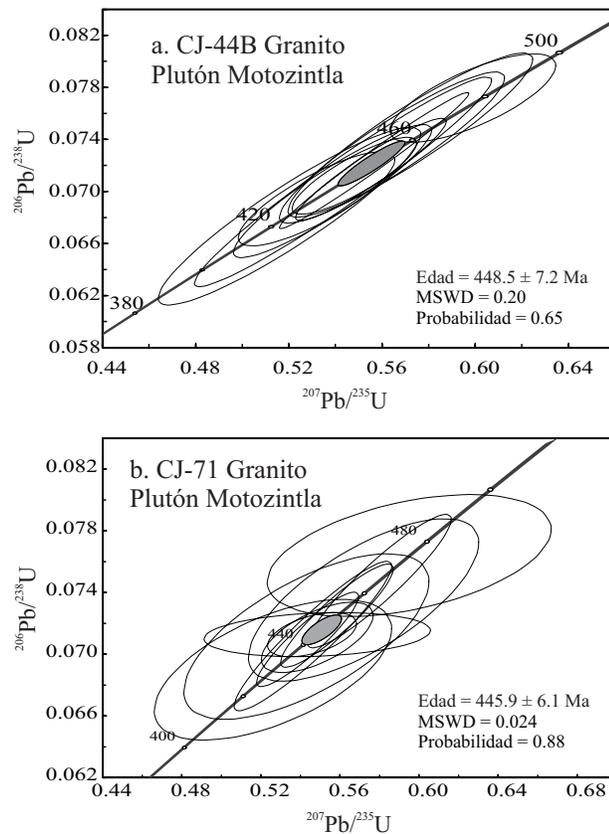


Figura 12. Diagramas de concordia de Wetherill de las razones isotópicas U-Pb de circones ígneos del Plutón Motozintla. a. Edad del granito CJ-44B. b. Edad del granito CJ-71. Ambas edades interpretadas como la edad de cristalización.

con cuidado. La edad ordovícica temprana es similar a las edades aparentes que resultan de las fracciones de alta temperatura de los experimentos de calentamiento por pasos y a edades U-Pb de rocas que intrusionan tanto la unidad Jocote como la unidad Candelaria.

Dos experimentos de fusión por pasos en separados de hornblenda de esta muestra resultaron en espectros de edad escalonados que reflejan una probable pérdida de Ar y apertura del sistema en la hornblenda alterada e impura (Figura 13c). Esta perturbación podría estar relacionada con el evento tectono-térmico permo-triásico que afectó todo el Macizo de Chiapas (Weber *et al.*, 2007).

3.5. Geoquímica

En la Tabla 3 aparecen los resultados de los análisis geoquímicos de 10 rocas ígneas y metaígneas del área de estudio. La Figura 14 muestra el diagrama de clasificación de Winchester and Floyd (1977), donde se graficaron las metabasitas

junto con granitoides para resaltar los contenidos contrastantes de sílice de las rocas del área. Se analizaron dos grupos de rocas: granitoides con contenidos de SiO_2 mayores al 70 wt% y metabasitas con contenidos de SiO_2 menores al 54 wt%. Adicionalmente se analizó una anortosita (CJ-1) con 54.8 wt%. Dos metabasitas de alto grado de la unidad Custepec en el Complejo del Macizo de Chiapas se incluyen en las Figura 14 a Figura 17 para comparación.

Granitoides.

Todos los granitoides son peraluminosos, con Índice de Saturación de Aluminio

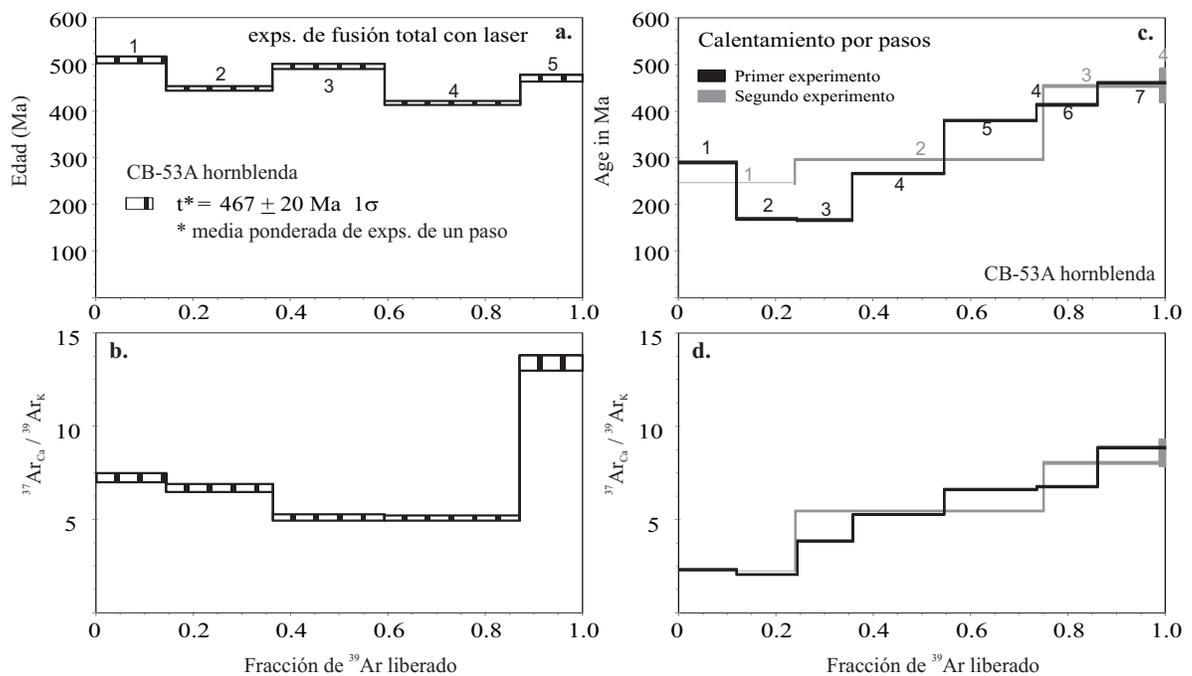


Figura 13. Espectros ^{40}Ar - ^{39}Ar para la muestra CB-53A, metabasita de la Unidad Candalaria. a. Experimentos de fusión total en un solo paso en granos individuales de hornblenda. b. Fracción de ^{39}Ar liberado en el experimento mostrado en a. c. Experimentos de calentamiento por pasos. d. Fracción de ^{39}Ar liberado de los experimentos de calentamiento por pasos.

Tabla 2. Datos del fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar de la metabasita CB-53A, para todos los experimentos.

VG5400 laser experimentos de fusión total en cristales

Exp	Pwr	Edad (Ma)	Err	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
1	1.07	509.9	7.3	3.41	96.59	7.231
2	0.99	448.4	5.1	6.35	93.65	6.682
3	1.18	495.6	5.5	1.8	98.2	5.103
4	1.4	416.8	4.3	2.09	97.91	5.074
5	1.4	470.4	7.6	4.08	95.92	13.405

MS-10 Calentamiento por pasos

Exp	T	F^{39}Ar	$^{39}\text{Ar}_{\text{cum}}$	Edad (Ma)	Err	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Fracción
1	900	0.2398	0.2398	245.4	2.0	20.70	79.30	0.73	1
	1050	0.5103	0.7500	296.4	1.0	2.56	97.44	3.98	2
	1200	0.2395	0.9896	453.6	1.7	3.39	96.61	6.55	3
	1350	0.0104	1.0000	454.8	36.2	60.47	39.53	7.08	4
2	800	0.1189	0.1189	290.1	1.8	22.28	77.72	0.83	1
	875	0.1251	0.2440	169.5	1.7	13.84	86.16	0.57	2
	950	0.1137	0.3577	167.2	1.8	4.46	95.54	2.36	3
	1000	0.1880	0.5457	266.3	1.0	1.71	98.29	3.80	4
	1030	0.1903	0.7360	380.2	1.0	0.72	99.28	5.13	5
	1060	0.1246	0.8606	413.8	1.4	0.47	99.53	5.28	6
	1350	0.1394	1.0000	460.7	1.4	2.93	97.07	7.36	7

(Alumina Saturation Index o ASI por sus siglas en inglés) mayor o igual que 1 (Frost *et al.*, 2001). Los patrones de tierras raras normalizados con la Condrita muestran diferencias significativas entre granitoides de ca. 470 Ma y ca. 450 Ma (Figura 15a). El plutón Motozintla del Ordovícico tardío (CJ-71 y CJ-44B, Figura 15a) tiene patrones fraccionados, con un enriquecimiento en las tierras raras livianas (LREE) y patrones de tierras raras pesadas (HREE) planos. La muestra CJ-71 tiene concentraciones aproximadamente 15 veces mayores que la muestra CJ-44B. Ambas rocas presentan anomalías negativas de Sr, Ba, Ti y Eu ($Eu/Eu^*=0.36$ y 0.31) que sugieren fraccionamiento de plagioclasa y/o fusión parcial a partir de una fuente gabro-anortosítica en la corteza inferior.

La inclusión de anortosita, de edad Ordovícica (CJ-1, Figura 15a en verde), tiene las concentraciones más bajas de REE con una anomalía positiva de Eu que típicamente se encuentra en anortositas (Ashwal, 1993) y está levemente enriquecida en LREE. La granodiorita del Ordovícico temprano (CJ-69) presenta un patrón de REE fraccionado y una pequeña anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^*=0.72$). Además tiene anomalías negativas de algunos elementos de alto potencial iónico (High Field Strength Elements o HFSE) como Nb, Ta, Ti, y P, pero no de Th, U, y Zr. Lo anterior sugiere interacción con la corteza continental durante los procesos magmáticos (Rollinson, 1993).

En los diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984) de la Figura 16, la mayoría de los granitoides estudiados cae en el campo de los granitos de arco volcánico. Las muestras del plutón Motozintla (Ordovícico tardío) caen cerca del límite con el campo de granitos intraplaca (CJ-71, Figura 16a y b). Aunque estos diagramas se usan comunmente para discriminar el ambiente tectónico de formación de granitos, en este caso no son concluyentes. La composición geoquímica de este granito podría ser el resultado de la composición de la fuente. De forma similar, otros granitos del Bloque Maya en Guatemala (*Suite Rabinal*, Ortega-Obregón *et al.*, 2008) y Belice (Jackson *et al.*, 1995) tienen composiciones que grafican en los campos de granito intraplaca y arco volcánico en los diagramas de Pearce *et al.* (1984). Como hipótesis se propone que este puede ser un rasgo típico del magmatismo ordovícico a silúrico a lo largo del Bloque Maya.

Metabasitas

Con base en diferencias en la composición química y en relaciones de campo de las metabasitas estudiadas, se dividió estas rocas en dos grupos. El Grupo 1 incluye

Tabla 3. Geoquímica de elementos mayores y elementos traza de rocas ígneas y metaígneas del área de Motozintla analizadas por fluorescencia de rayos X en Actlabs-Skyline (Ancaster, Ontario, Canada).

Muestra	CJ-1	CJ-4	CJ-44B	CJ-71	CJ-69	CJ-66B	CJ-48	CJ-38 BI	CJ-58	CJ-64
Roca	Anortosita	Diorita	Granodiorita	Granito	Granodiorita	Metabasita	Metabasita	Metabasita	Metabasita	Metabasita
Long	578043	578043	567758	571704	576190	575325	563013	567205	563856	575420
Lat	1695231	1695231	1700537	1699331	1698964	1695064	1700821	1699006	1698850	1694764
SiO ₂ (wt%)	54.8	71.3	77.4	75.1	73.9	51.0	54.3	48.0	48.0	51.2
Al ₂ O ₃	23.9	16.8	12.7	12.4	13.7	16.2	17.5	14.0	12.6	14.1
Fe ₂ O ₃ (T)	2.76	1.63	0.72	1.75	1.70	7.91	7.33	12.6	17.7	10.7
MnO	0.04	0.02	0.01	0.04	0.03	0.14	0.12	0.20	0.26	0.20
MgO	1.02	0.14	0.12	0.35	0.33	4.02	3.72	7.25	4.42	6.04
CaO	6.83	3.19	0.19	0.96	0.61	9.62	6.47	10.14	8.92	10.77
Na ₂ O	5.64	4.74	3.43	3.30	3.84	4.23	3.28	2.17	2.45	3.60
K ₂ O	0.96	1.40	4.81	5.02	3.71	0.94	1.13	1.69	0.47	0.47
TiO ₂	1.58	0.12	0.11	0.19	0.12	1.71	1.35	1.18	2.22	1.66
P ₂ O ₅	0.06	0.03	0.03	0.06	0.03	1.07	0.41	0.09	0.22	0.25
LOI	1.98	0.92	0.65	1.19	0.68	2.07	2.64	1.43	1.42	1.62
Total	99.5	100.4	100.2	100.3	98.6	98.9	98.2	98.7	98.6	100.6
Sc (ppm)	2	1.00	3.00	4.00	3.00	16.00	14	40	43	41
Be	3	1.00	4.00	3.00	2.00	2.00	2	2	<1	<1
V	50	6.00	<5	5.00	10.00	211.00	188	337	521	296
Cr	230	330.00	320.00	260.00	440.00	150.00	90	220	110	160
Co	6	1.00	<1	2.00	2.00	13.00	19	51	43	39
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	20	100	30	40
Cu	<10	70.00	<10	<10	60.00	30.00	10	170	230	80
Zn	40	<30	<30	<30	<30	130.00	100	120	150	170
Ga	25	17.00	19.00	18.00	16.00	30.00	26	17	22	19
Ge	1	1.00	2.00	1.00	1.00	2.00	1	2	2	2
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	27	27.00	176.00	131.00	101.00	14.00	33	49	9	8
Sr	1120	650.00	27.00	60.00	282.00	2079.00	950	358	227	364
Y	5	3.00	9.00	34.00	14.00	24.00	13	19	35	26

Tabla 3. Continuación

Muestra	CJ-1	CJ-4	CJ-44B	CJ-71	CJ-69	CJ-66B	CJ-48	CJ-38 BI	CJ-58	CJ-64
Roca	Anortosita	Diorita	Granodiorita	Granito	Granodiorita	Metabasita	Metabasita	Metabasita	Metabasita	Metabasita
Nb (ppm)	9	6.00	34.00	32.00	9.00	22.00	9	4	8	17
Mo	4	8.00	7.00	6.00	9.00	3.00	<2	<2	2	3
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5
In	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Sn	4	<1	4.00	3.00	1.00	3.00	2	1	2	2
Sb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cs	0.60	0.60	1.60	1.00	1.00	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5
Ba	507.00	419.00	98.00	345.00	945.00	486.00	526	393	101	141
Hf	0.40	1.80	3.70	6.20	2.30	3.30	5.3	1.6	3.3	2.5
Ta	0.80	0.50	2.30	1.60	0.80	1.20	0.4	0.2	0.5	1
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Tl	0.10	<0.1	1.10	0.50	0.50	0.10	0.2	0.3	<0.1	<0.1
Pb	6.00	<5	15.00	11.00	17.00	9.00	8	15	8	7
Bi	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4
Th	0.60	2.20	20.30	16.70	9.10	23.50	8.2	0.4	0.7	1.1
U	1.10	1.50	7.10	3.90	3.00	2.40	1.1	0.1	0.2	0.3
La	4.9	6.6	28.2	64.9	21.8	173.0	57.3	4.3	7.8	13.3
Ce	11.0	11.9	66.9	125.0	42.1	357.0	110	10.4	21.3	30.4
Pr	1.3	1.4	5.9	15.1	4.6	42.9	12.7	1.6	3.25	4.03
Nd	5.0	5.2	18.5	55.7	16.1	156.0	47.4	8.2	16.8	18.3
Sm	1.0	0.8	2.7	8.8	3.0	20.7	7.7	2.7	5.2	4.6
Eu	1.3	0.7	0.2	0.8	0.6	4.7	1.99	0.94	1.84	1.58
Gd	0.7	0.6	1.4	7.5	2.2	9.0	5.1	3.2	6.3	4.8
Tb	0.1	<0.1	0.3	1.1	0.4	1.0	0.6	0.6	1.1	0.8
Dy	0.8	0.5	1.6	6.1	2.4	4.8	3.1	3.6	7	5.1
Ho	0.2	0.1	0.3	1.2	0.5	0.9	0.5	0.7	1.4	1
Er	0.5	0.4	1.1	3.3	1.4	2.4	1.3	2.1	3.9	2.8
Tm	0.1	0.1	0.2	0.5	0.2	0.3	0.17	0.32	0.58	0.41
Yb	0.6	0.5	1.6	3.3	1.6	2.2	1	2.1	3.7	2.7
Lu	0.1	0.1	0.3	0.5	0.2	0.3	0.15	0.33	0.59	0.41

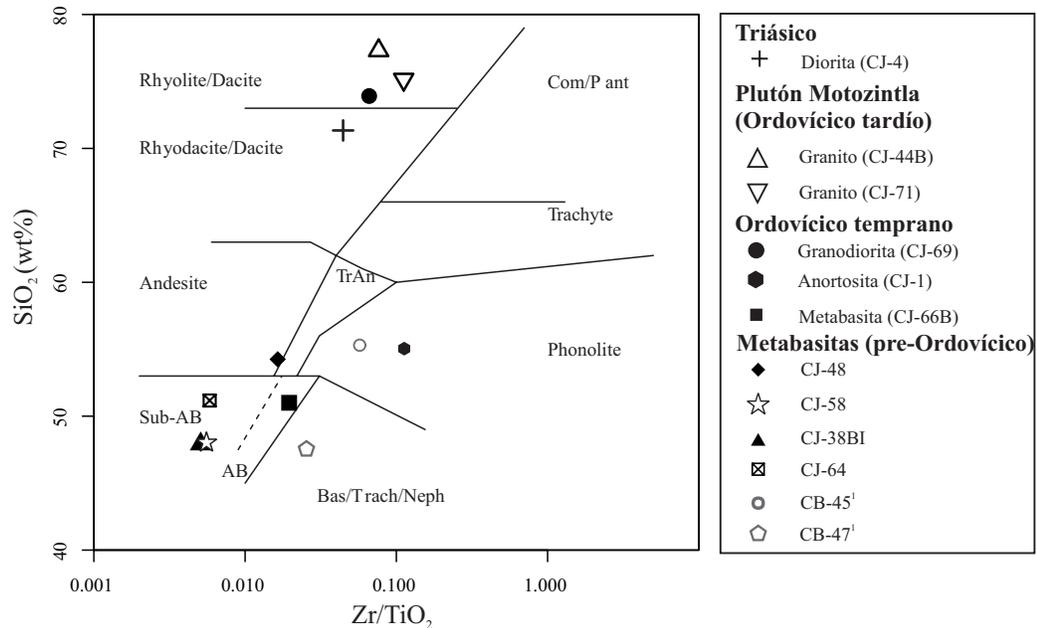


Figura 14. Diagrama de clasificación de rocas según Winchester y Floyd (1977). En esta gráfica se incluyeron las metabasitas para comparar contenidos contrastantes de SiO_2 . ¹Muestras de la Unidad Custepec, incluidas para comparación.

las muestras CJ-66B y CJ-48, cuyo Mg# ($\text{MgO}/[\text{FeO}_{\text{total}}+\text{MgO}]$ en % molar) está en el rango de 0.28 a 0.34, que tiene una concentración de elementos compatibles como el Ni y el Cr baja y una abundancia de elementos incompatibles como el Zr y el P alta (Tabla 4).

En diagramas de REE normalizados con la condrita, las metabasitas del Grupo 1 muestran enriquecimiento de LREE y patrones de HREE planos o ligeramente empobrecidos (Figura 15b). Altas concentraciones de Zr, Th y Hf, así como relaciones altas de La_N/Nb_N (7.1 - 8.7), sugieren asimilación de corteza continental. En los diagramas de discriminación tectónica de Wood *et al.* (1980) estas muestras grafican en el campo de los basaltos de arco volcánico (Figura 16a). En comparación, la muestra CB-45 de la unidad Custepec tiene una composición química similar a las metabasitas del Grupo 1, mientras que la muestra CB-47 cae en el campo de N-MORB (Figura 17a).

Todas las metabasitas del Grupo 1 tienen concentraciones de Zr relativamente altas y grafican fuera de los campos de discriminación del diagrama de Ti-Zr-Y de Pearce y Cann (1973; Figura 16b). En el diagrama de Ti-Zr-Sr (Figura 17c) las muestras grafican en el campo de los basaltos de arco volcánico.

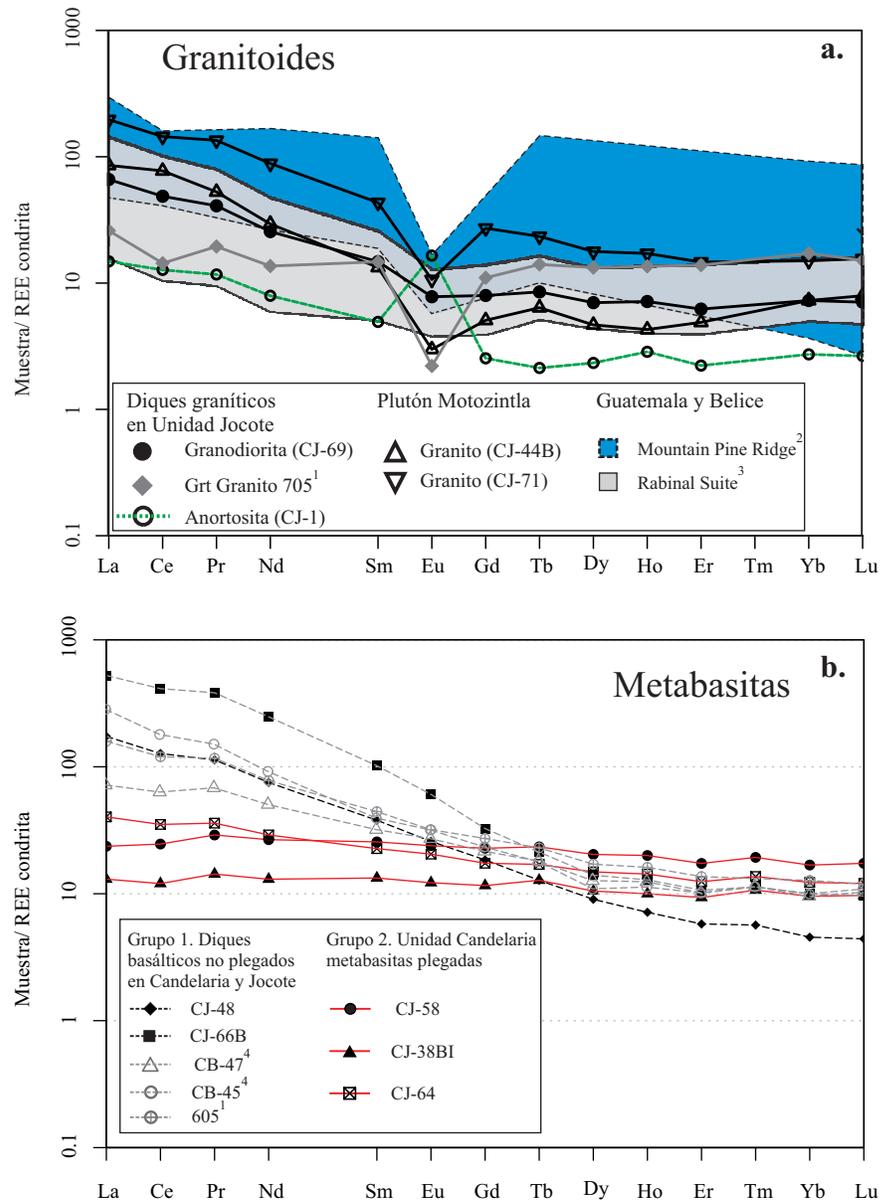


Figura 15. Diagramas de tierras raras (REE) normalizados con la condrita. Valores de normalización de Nakamura (1974). a. Granitoides del área de Motozintla. El campo azul corresponde al plutón MPR de Belice. El campo gris corresponde a los patrones de la Suite Rabinal. b. Metabasitas. Las líneas punteadas corresponden a las rocas del Grupo 1 (Diques basálticos no plegados, que intrusionan las Unidades Candelaria y Jocote) y las líneas continuas a rocas del Grupo 2 (Unidad Candelaria, plegadas) como se describe en el texto. ¹ Pompa-Mera (2009), ² Jackson et al. (1995), ³ Ortega-Obregón et al. (2008). ⁴ Muestras de la Unidad Custepec.

El Grupo 2 incluye las muestras CJ-38BI, CJ-58 y CJ-64. Estas rocas están plegadas y fueron intrusionadas por rocas del Ordovícico temprano (CJ-66B, ver Figura 9b). Las razones bajas de La_N/Nb_N (0.8-1.2) sugieren que estas metabasitas se formaron en un ambiente tectónico diferente donde no hubo contaminación cortical. Las diferencias con el Grupo 1 pueden observarse en los diagramas de clasificación de la Figura 17. En el diagrama de Th-Hf-Nb de Wood (1980), las muestras CJ-38BI y CJ-58 caen en el campo de E-MORB y toleitas intraplaca mientras que la muestra CJ-64 grafica en el campo de basaltos intraplaca alcalinos (Figura 17a). En los diagramas de clasificación tectónica de Pearce y Cann (1973) se observa que la muestra CJ-58 puede clasificarse como MORB y las muestras CJ-38BI y CJ-64 como toleitas de arco de islas (Figura 17c).

Las rocas más primitivas del área de estudio son las metabasitas plegadas de la unidad Candelaria (CJ-38BI, CJ-58, CJ-64), con valores de $\epsilon Nd_{(500\text{ Ma})}$ inicial desde +4.2 hasta +5.3 y relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ en un rango de 0.148 a 0.187 (Tabla 4), indicando fraccionamiento a partir de un manto moderadamente empobrecido sin contaminación cortical significativa. Relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(500\text{ Ma})}$ relativamente altas en un rango de 0.7053 a 0.7104 sugieren alteraciones secundarias o una fuente de magma hidratada. Los diques máficos del Ordovícico inferior (CJ-66B and CJ-48) están más fraccionados con respecto a las metabasitas plegadas más viejas y tienen razones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0.078 y 0.092 respectivamente. La muestra CJ-66B, sin embargo, tiene un valor de $\epsilon Nd_{(470\text{ Ma})}$ de +2.7 ligeramente menor que el de las rocas más primitivas, y su línea de evolución de Nd (Figura 18b) cruza las de las rocas mas viejas derivadas del manto, sugiriendo una posible fusión parcial de la misma fuente sin contaminación cortical. La muestra CJ-48, por el contrario, tiene un valor $\epsilon Nd_{(470\text{ Ma})}$ menor, de -1.4, y la línea de evolución de Nd tiende a una edad modelo T_{DM} de 1.0 Ga, lo que sugiere mayor contaminación cortical.

Como era de esperarse los cuerpos y diques félsicos del Ordovícico inferior tienen una contaminación cortical significativa dada la abundancia de circones heredados. Valores de $\epsilon Nd_{(470\text{ Ma})}$ de -4.6 a -5.0, edades modelo de ~1.3 Ga y $\epsilon Sr_{(470\text{ Ma})}$ de +109 para el granito CJ-69 confirman su origen principalmente a partir de anatexis cortical.

Dos muestras del plutón Motozintla del Ordovícico superior (CJ-44B, CJ-71) tienen valores de $\epsilon Nd_{(450\text{ Ma})}$ negativos de -1.0 y -1.6 y valores de $\epsilon Sr_{(450\text{ Ma})}$ bajos de -25 y -32 respectivamente (Figura 18d). Aunque sus relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de hoy son altas (0.8178 y 0.7449, Tabla 4), ambas muestras tienen razones altas de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$

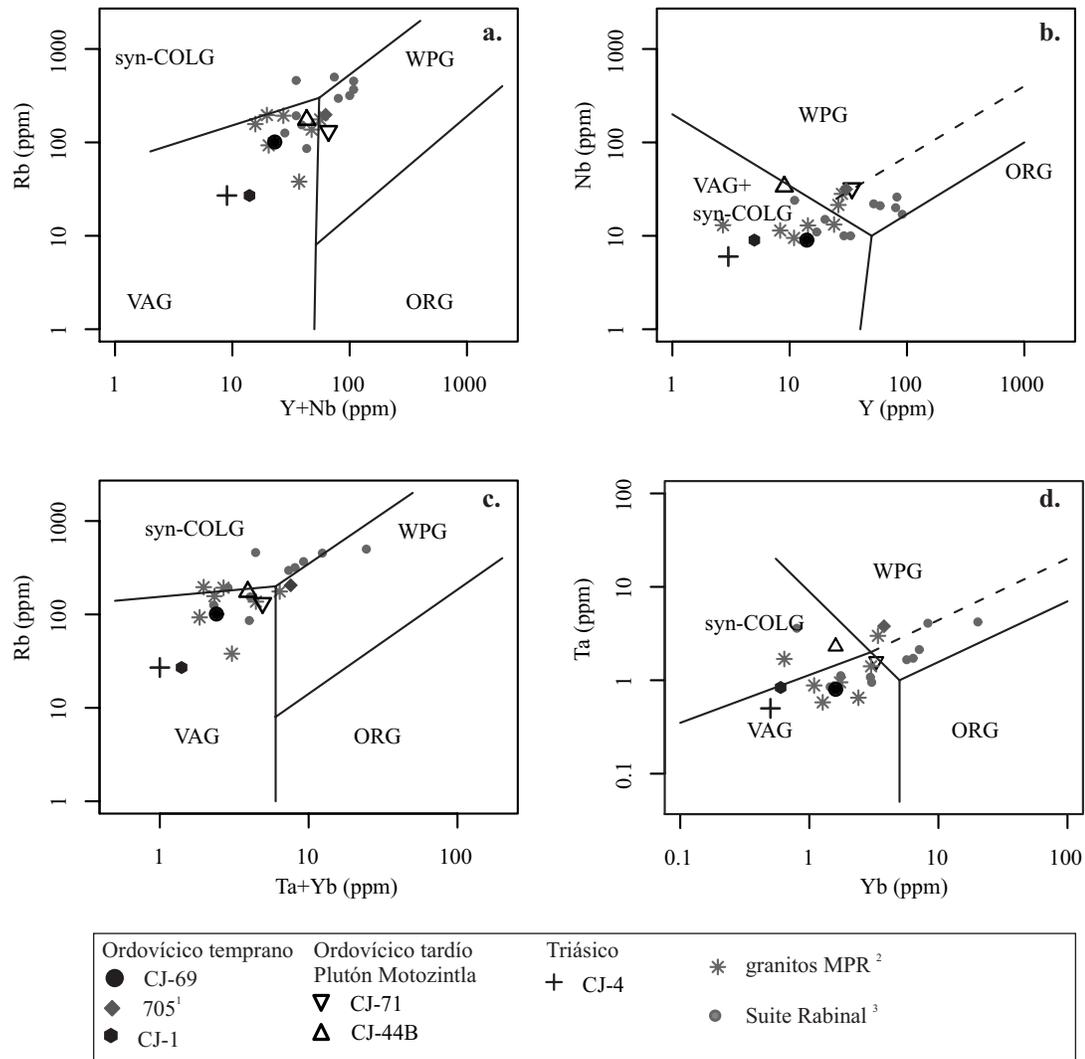


Figura 16. Diagramas de discriminación tectónica según Pearce et al. (1984) para rocas graníticas. a. Rb vs. Y+Nb. b. Nb vs. Y. c. Rb vs Ta+Yb. d. Ta vs. Yb. WPG, granitos intraplaca; VAG, granitos de arco volcánico; ORG, granitos de ridge oceánico; Syn-COLG, granitos sin-colisionales. ¹ Pompa-Mera (2009), ² Jackson et al. (1995), ³ Ortega-Obregón et al. (2008).

de 18.0 y 6.7, arrojando valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ~ 0.702 . Estos resultados sugieren una fuente diferente a la de los diques félsicos que intrusionan la unidad Jocote para el plutón Motozintla.

3.6. Discusión y Conclusiones

Los resultados de la geocronología de este capítulo revelan la ocurrencia de tres pulsos de magmatismo ordovícico en el área de Motozintla en el sur del Bloque Maya (Figura 19): (a) Metabasitas pre-ordovícicas plegadas del Grupo 2 intercaladas con

rocas calcisilicatadas de la unidad Candelaria; (b) diques basálticos y graníticos de ca. 480-470 Ma que intrusionan la unidad Jocote y la unidad Candelaria y (c) rocas graníticas de ca. 450 Ma, como el plutón Motozintla.

3.6.1. Magmatismo pre-ordovícico y deformación

El carácter pre-ordovícico de las anfibolitas plegadas de la unidad Candelaria se demuestra con la edad U-Pb en Zr de ca. 468 Ma de los diques intrusivos máficos. Como no se observó plegamiento en la unidad Jocote, se infiere que la unidad Candelaria es más vieja y se deformó previamente a la depositación del protolito sedimentario de la unidad Jocote. La discriminación basada en elementos traza y las firmas isotópicas de las anfibolitas de la unidad Candelaria (Grupo 2) sugieren que estas rocas se formaron en una zona de *rift* de carácter oceánico.

Aunque hace falta geocronología precisa, con base en las características de campo, en la geocronología y la geoquímica de este trabajo, se propone que el

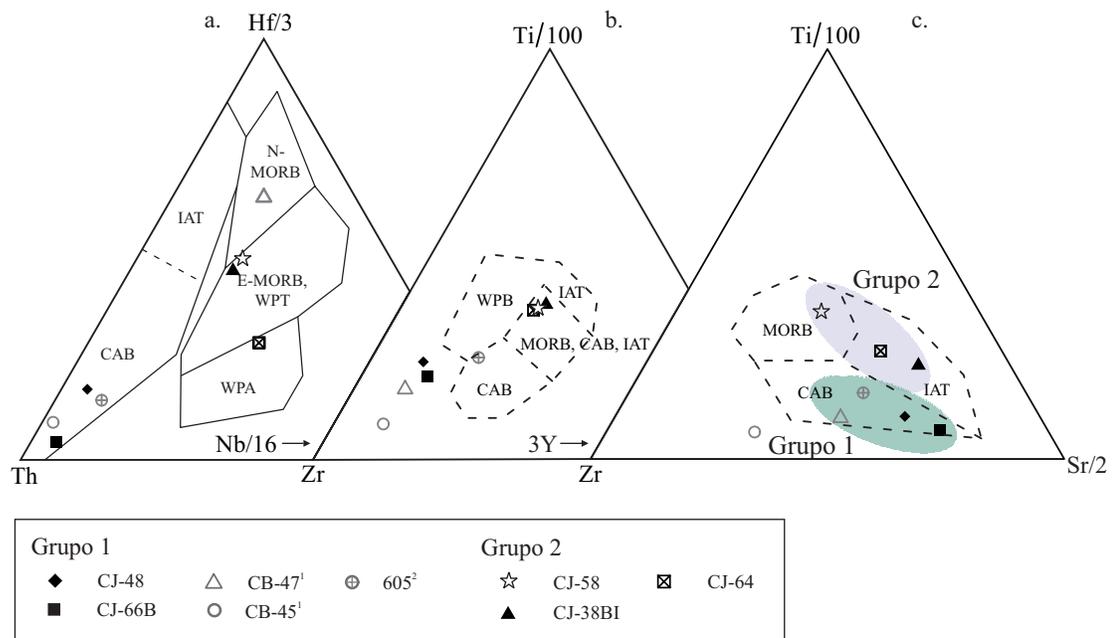


Figura 17. a. Diagramas de discriminación tectónica según Wood (1980) para rocas basálticas. b y c. Diagramas de discriminación tectónica según Pearce y Cann (1973). CAB, Basalto calcialcalino; IAT, toleita de arco de islas; WPA, basalto alcalino intraplaca; WPT toleita o basalto intra placa. ¹ Muestras de la Unidad Custepec, ² Pompa-Mera (2009), muestras para comparación. La diferenciación entre los Grupos 1 y 2 es evidente en la figura c.

Tabla 4. Concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd y composiciones isotópicas de roca total de muestras del área de Motozintla y de la Unidad Custepec (para comparación).

Muestra	Roca	Edad ⁽¹⁾ Ma	Rb [ppm]	Sr [ppm]	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	s.e. % ⁽²⁾	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _t	$\epsilon(\text{Sr})_t$	Sm [ppm]	Nd [ppm]	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	s.e. % ⁽²⁾	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ₀	$\epsilon(\text{Nd})_t$	T _(DM) Ma ⁽³⁾
Plutón Motozintla																	
CJ-44B	Granodiorita	450	176	28.6	18.03	0.817796	0.0011	0.70224	-25	14.2	143	0.0603	0.512186	0.0009	0.512008	-0.98	855
CJ-71	Granito	450	136	58.8	6.731	0.744897	0.0014	0.70175	-32	8.4	47.7	0.1067	0.512293	0.0009	0.511978	-1.56	1067
Jocote igneous																	
CJ-69	Granodiorita	470	132	336	1.143	0.719260	0.0011	0.71160	109	2.9	16.5	0.1081	0.512131	0.0012	0.511798	-4.57	1310
CJ-1	Anorthosita	470	22.6	1201	0.0545	0.705854	0.0017	0.70549	22	1.3	7.1	0.1087	0.512110	0.0007	0.511775	-5.02	1348
CJ-4	Diorita	233	23.2	672	0.1000	0.705789	0.0016	0.70546	17	0.9	5.5	0.0983	0.512236	0.0076	0.512086	-4.92	1065
Candelaria dikes																	
CJ-58	Metabasita	500	9.8	236	0.1194	0.706233	0.0015	0.70538	21	5.3	17.7	0.1820	0.512806	0.0121	0.512210	4.22	-
38BI	Metabasita	500	58.0	416	0.4035	0.713319	0.0010	0.71044	93	3.0	9.7	0.1866	0.512876	0.0018	0.512264	5.29	-
CJ64	Metabasita	500	10.1	410	0.0714	0.707416	0.0013	0.70691	43	4.8	19.7	0.1484	0.512718	0.0011	0.512232	4.64	772
CJ-66B	Metabasita	470	17.8	2276	0.0226	0.706810	0.0014	0.70666	39	23.1	180	0.0776	0.512408	0.0078	0.512169	2.67	719
CJ-48	Metabasita	470	25.7	1061	0.0702	0.708391	0.0013	0.70792	56	8.0	51.5	0.0942	0.512250	0.0011	0.511960	-1.41	1012
Custepec unit ⁽⁴⁾																	
CB47	Metabasita	470								11.0	86.1	0.0773	0.511975	0.0008	0.511737	-5.77	1188
CB45	Metabasita	470								8.1	44.5	0.1093	0.512169	0.0014	0.511833	-3.90	1267

(1) Edad Ignea usada para recalcular las relaciones isotópicas; se asume 500 Ma para las rocas básicas plegadas pre-470 Ma (2) El error estándar es dos veces la desviación estándar dividida por la raíz cuadrada del número de relaciones medidas. Para Sr y Nd se midió 60 razones con un tiempo de integración de 16s. (3) Las edades modelo se calcularon según DePaolo (1981). (4) Anfibolitas granatíferas de alto grado del Macizo de Chiapas central (Estrada-Carmona et al., 2009)

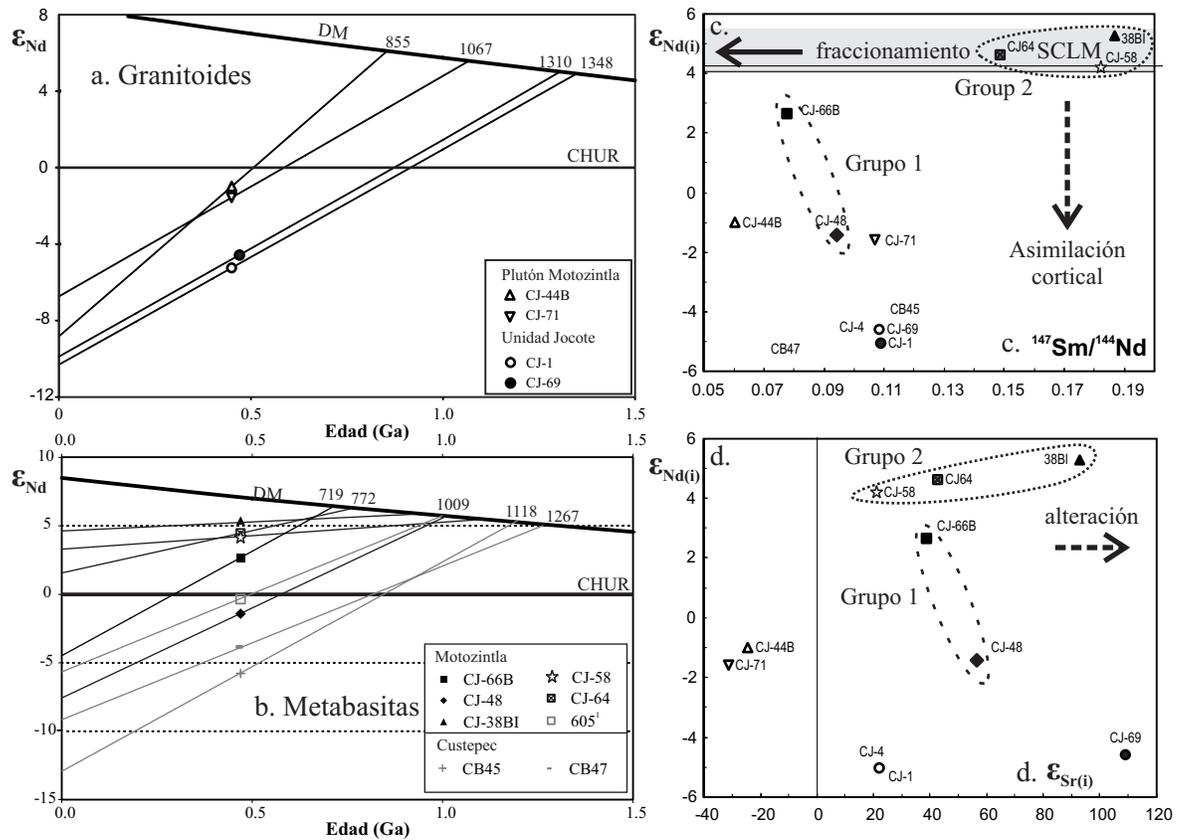


Figura 18. Líneas de evolución de Nd para: a. Rocas graníticas, b. Metabasitas del área de Motozintla y la Unidad Custepec. DM, Línea de evolución de Nd del manto empobrecido según DePaolo (1981). c. $\epsilon_{Nd(i)}$ vs. $^{147}Sm/^{144}Nd$ comparación de información isotópica Sm-Nd con valores típicos del manto litosférico sub-continental ó subcontinental lithospheric mantle (SCLM). d. $\epsilon_{Nd(i)}$ vs. $\epsilon_{Sr(i)}$.

origen de la unidad Candelaria podría estar relacionado a la ruptura de Rodinia en el Neoproterozoico tardío o la separación de terrenos tipo Avalonia de la margen de Gondwana. Un origen similar ha sido propuesto para diques basálticos que intrusionan el Gneis Novillo relacionados a una pluma de edad Precámbrica, en el noreste de México (Keppie *et al.*, 2006a). Trabajos futuros deberán investigar si el *rifting* incipiente entre Baltica y Amazonia durante este periodo, que está bien soportado por modelos paleogeográficos basados en datos paleomagnéticos (Pisarevski *et al.*, 2008), fue el responsable del magmatismo básico en la unidad Candelaria ó si tiene que ver con la separación de terrenos perigondwanicos y la formación del océano Rhéico.

3.6.2. Magmatismo bimodal ordovícico temprano

El segundo evento magmático comenzó durante el Ordovícico temprano (Weber *et al.*, 2008 y este trabajo) con la intrusión de diques graníticos y basálticos en la unidad Jocote y la unidad Candelaria (Figura 19). El magmatismo Ordovícico temprano formó granitos cuyas características químicas y mineralógicas reflejan anatexis cortical o interacción con la corteza continental. Las metabasitas contemporáneas tienen características químicas que sugieren el desarrollo de un arco magmático, sin embargo los modelos tectónicos y paleogeográficos existentes para el noroccidente de Gondwana durante el Ordovícico no indican un margen continental convergente (Murphy *et al.*, 2006, Keppie *et al.*, 2008b, Nance *et al.*, 2010). Alternativamente se propone que el magmatismo bimodal en el Complejo del Macizo de Chiapas podría ser el resultado de *rift-drift* durante el Ordovícico en un régimen tectónico transtensivo y que las firmas geoquímicas de arco podrían ser heredadas de una corteza continental adelgazada con dichas características.

Por otra parte, un margen convergente local podría haberse formado si hubo transtensión a lo largo de una margen continental irregular (Weber *et al.*, 2012). Tal escenario sería compatible con el plegamiento de la unidad Candelaria antes de la intrusión de las rocas ígneas de arco. En cualquier caso, se necesita investigar más para verificar alguna de las dos hipótesis.

3.6.3. Magmatismo ordovícico tardío y correlaciones regionales

La edad y la firma química del plutón Motozintla son similares a las de la *suite* Rabinal que intrusióna metasedimentos de bajo grado de la unidad San Gabriel en Guatemala central (Ortega-Obregón *et al.*, 2008). Esta similitud entre el plutón Motozintla, la *suite* Rabinal y posiblemente granitos de los Altos Cuchumatanes en Guatemala occidental (Solari *et al.*, 2010) sugiere la existencia de un cinturón magmático ordovícico más grande de lo que hasta ahora se había pensado, que se extiende desde el sur de México hasta el centro de Guatemala (Figura 20). Tal vez las rocas graníticas de las Montañas Maya en Belice también serían parte del cinturón magmático propuesto, sin embargo, las firmas geoquímicas no son concluyentes ya que varían de arco volcánico a intraplaca (Jackson *et al.*, 1995) y sus edades son más jóvenes (~420 to ~400 Ma; Steiner and Walker, 1995; Weber *et al.*, 2012).

Aunque esta última correlación propuesta es más incierta, es posible que el magmatismo regional haya durado desde el Ordovícico temprano hasta el Devónico temprano, migrando desde Chiapas-Guatemala hacia Belice en el Silúrico luego de un intervalo sin magmatismo de aproximadamente 30 Ma. Debe tenerse en cuenta

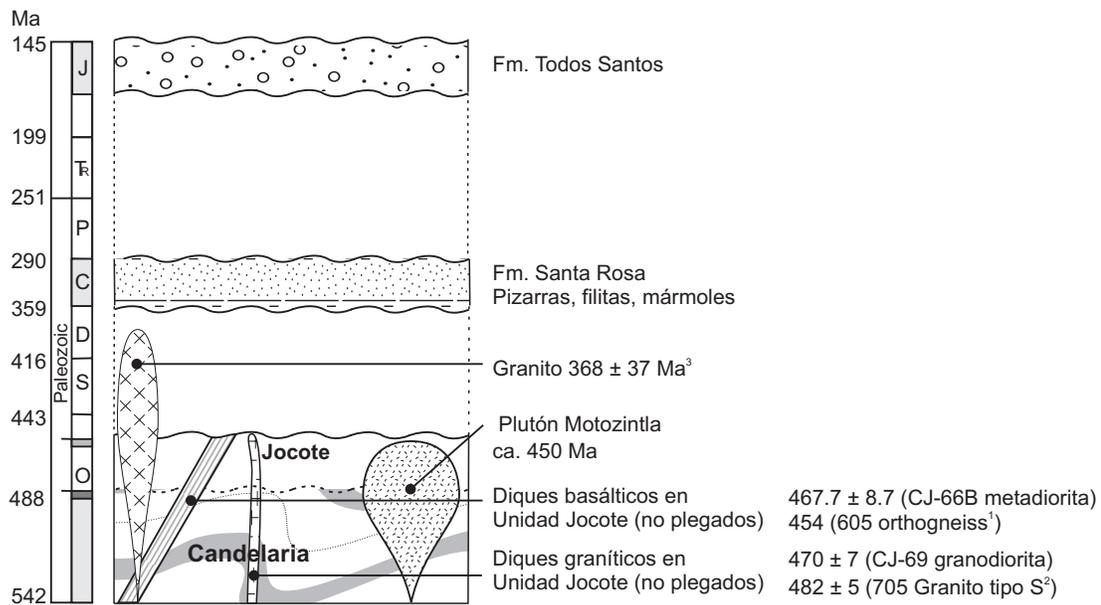


Figura 19. Columna estratigráfica esquemática donde se muestra la serie de eventos interpretados en el área de Motozintla. La edad de la Unidad Candelaria (en la base de la columna) se desconoce. ¹ Pompa-Mera (2009), ² Weber et al. (2008), ³ Salazar-Juarez (2008).

que la distancia entre los Altos Cuchumatanes y las Montañas Maya es de más de 300 km y que la región suroccidental del Bloque Maya está cubierta por sedimentos que no permiten observar el basamento dificultando así el descubrimiento de rocas intrusivas con edades en tal intervalo.

3.6.4. Conexiones entre el sur y el norte del Bloque Maya

El único basamento cristalino de composición granítica fechado en la península de Yucatán proviene del cráter del meteorito Chicxulub, de ca. 65 Ma, donde se tiene reportada una edad U-Pb en circón de impacto de ca. 545 Ma (Krogh et al., 1993) y recientemente se ha podido comprobar la existencia de un basamento granítico con esta edad en una perforación profunda que se llevó a cabo en el cráter (Keppie et al., 2010). Lo anterior se ha tomado como evidencia indirecta de que el bloque Maya tiene un basamento de tipo Pan-Africano-Brasiliano similar a Florida. En el sur del bloque Maya, no se ha encontrado evidencia de un basamento cristalino de tal edad. En la unidad Baldy de edad paleozoica temprana de Belice hay circones detríticos de edad precámbrica tardía a cámbrica temprana pero son poblaciones insignificantes (Martens et al., 2010). El aporte masivo de circones detríticos de tipo Pan-Africano-Brasiliano (ca. 650-550 Ma) en el sur del bloque Maya no comenzó

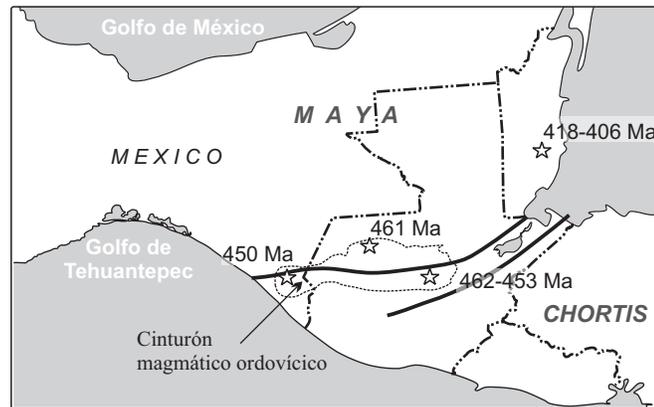


Figura 20. Localización actual del cinturón magmático ordovícico-silúrico inferido a partir de los resultados. Las estrellas están localizadas donde hay intrusivos del Ordovícico al Devónico.

hasta el Carbonífero, cuando se depositó la Formación Santa Rosa (Weber *et al.* 2006; 2009). Lo anterior sugiere que el sur del bloque Maya, incluyendo las Montañas Maya en el este de la península de Yucatán, probablemente no tiene un basamento Pan-Africano-Braziliano. El basamento más antiguo del sur del bloque Maya sería el cinturón magmático Ordovícico-Silúrico que intrusionó sedimentos clásticos de un margen pasivo. Esto contrasta con el norte de la península de Yucatán con su basamento cristalino Pan-Africano-Brasiliano, por lo que es posible especular que evolucionó de forma independiente durante el Paleozoico temprano y pudo haber formado un solo bloque con el sur del bloque Maya a partir del Devónico.

4. Metamorfismo misisípico de alta presión en el Complejo Acatlán: geocronología Lu-Hf

4.1. Planteamiento del problema

Las rocas de alta presión y baja temperatura generalmente se forman en zonas de subducción donde el gradiente geotérmico es anómalo (menor a $30^{\circ}\text{C km}^{-1}$). Los protolitos en su gran mayoría son de composición basáltica y se metamorfizan formando esquistos azules y eclogitas. Las eclogitas están compuestas esencialmente por granate y onfacita (clinopiroxeno rico en Na) y se caracterizan por la ausencia de plagioclasa. Generalmente contienen rutilo como fase de Ti y ocasionalmente micas (fengita) y cianita, si el protolito está contaminado con sedimentos pelágicos. Existen terrenos con esquistos azules y eclogitas localizados en el interior de los continentes actuales y probablemente representan la sutura de márgenes continentales antiguos que se forma posteriormente del cierre de un océano (Ernst, 1973).

La poca abundancia de los isótopos padres como U, Rb, K, Sm, y Lu, que están usualmente en el rango de las partes por billón (ppb) debido a su empobrecimiento en protolitos máficos (Thoni *et al.*, 2008), dificulta su medición y a su vez representa un problema para el fechamiento de eclogitas. Además los diferentes sistemas isotópicos tienen las siguientes desventajas cuando se pretende fechar rocas de alta presión:

Las temperaturas de cierre del método ^{40}Ar - ^{39}Ar son relativamente bajas para micas blancas ($350\text{-}450^{\circ}\text{C}$) por lo tanto las edades que son el resultado de éste método pueden representar edades de enfriamiento por debajo de la temperatura de cierre ó el momento en que se reinicia el sistema debido a algún evento de recalentamiento posterior a la facies de eclogita. Además, la interpretación de las edades ^{40}Ar - ^{39}Ar en anfíboles y micas blancas es obstaculizada porque estos minerales son susceptibles a tener argón en exceso y heredado (Anczkiewicz *et al.*, 2004) debido a que sus coeficientes de distribución para el argón son mayores que los de otros minerales como el feldespato potásico (Kelley, 2002).

Las edades U-Pb en circón no necesariamente reflejan la edad del metamorfismo de alta presión. En muchos casos los elementos de las tierras raras indican que el circón no creció durante la facies de eclogita. Para asegurarse de que el circón

creció durante la facies de eclogita es necesario hacer análisis de elementos traza (Rubatto, 2002) y verificar si el circón creció en ausencia de plagioclasa (indicado por la ausencia de anomalía negativa de Eu).

El método Sm-Nd se aplica al granate en combinación con roca total y/o onfacita y por lo general el resultado sí refleja la cristalización del granate y el evento de alta presión. Sin embargo, las isócronas resultantes pueden arrojar errores grandes debido, entre otras razones, a inclusiones de minerales ricos en REE livianas, al poco fraccionamiento entre Sm y Nd en el granate y a la baja constante de decaimiento de ^{147}Sm , con respecto a otros geocronómetros (Scherer *et al.*, 2000).

Como se explicó detalladamente en la metodología (Capítulo 2.3), el sistema Lu-Hf tiene mayor resolución que el sistema Sm-Nd, temperatura de cierre más alta y no es tan sensible a inclusiones dentro de los granates (con excepción del circón y el rutilo, Scherer *et al.*, 2000;2001).

Las dificultades para fechar eventos metamórficos de alta presión y en particular eclogitas se ejemplifican bien en el Complejo Acatlán donde se han hecho numerosos fechamientos para determinar la edad tal evento. Un primer intento con el método Sm-Nd en granate-roca total arrojó una isócrona con un error del 11% (Yañez *et al.*, 1991). Otra de las dificultades ha sido probar que el circón metamórfico se haya formado durante el metamorfismo de alta presión (Elías-Herrera *et al.*, 2007). Por otra parte las edades ^{40}Ar - ^{39}Ar en micas indican la edad de enfriamiento después del evento de alta presión o una retrogresión en facies de anfíbolita (Vega-Granillo *et al.*, 2007).

En este trabajo se presentan edades Lu-Hf en granate-roca total de cuatro anfíbolitas con clara evidencia de metamorfismo en facies de eclogita de las áreas de Piaxtla y Asís en el Complejo Acatlán (Figura 21).

4.2. Compendio de la geología y estratigrafía del Complejo Acatlán

El Complejo Acatlán de edad paleozoica, forma el basamento cristalino polimetamórfico y polideformado del terreno Mixteca. El terreno Mixteca limita al este con el terreno Oaxaca cuyo basamento es Grenviliano (Figura 21) por medio de la zona de falla Caltepec, caracterizada por ser una zona de falla dúctil transpresiva, con leve tendencia al NNW y buzamiento hacia el ENE de edad Pérmica temprana (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002). Hacia el sur limita con el Complejo Xolapa de edad Mesozoica por medio de la falla Chacalapa-La Venta (Tolson, 2005) y hacia

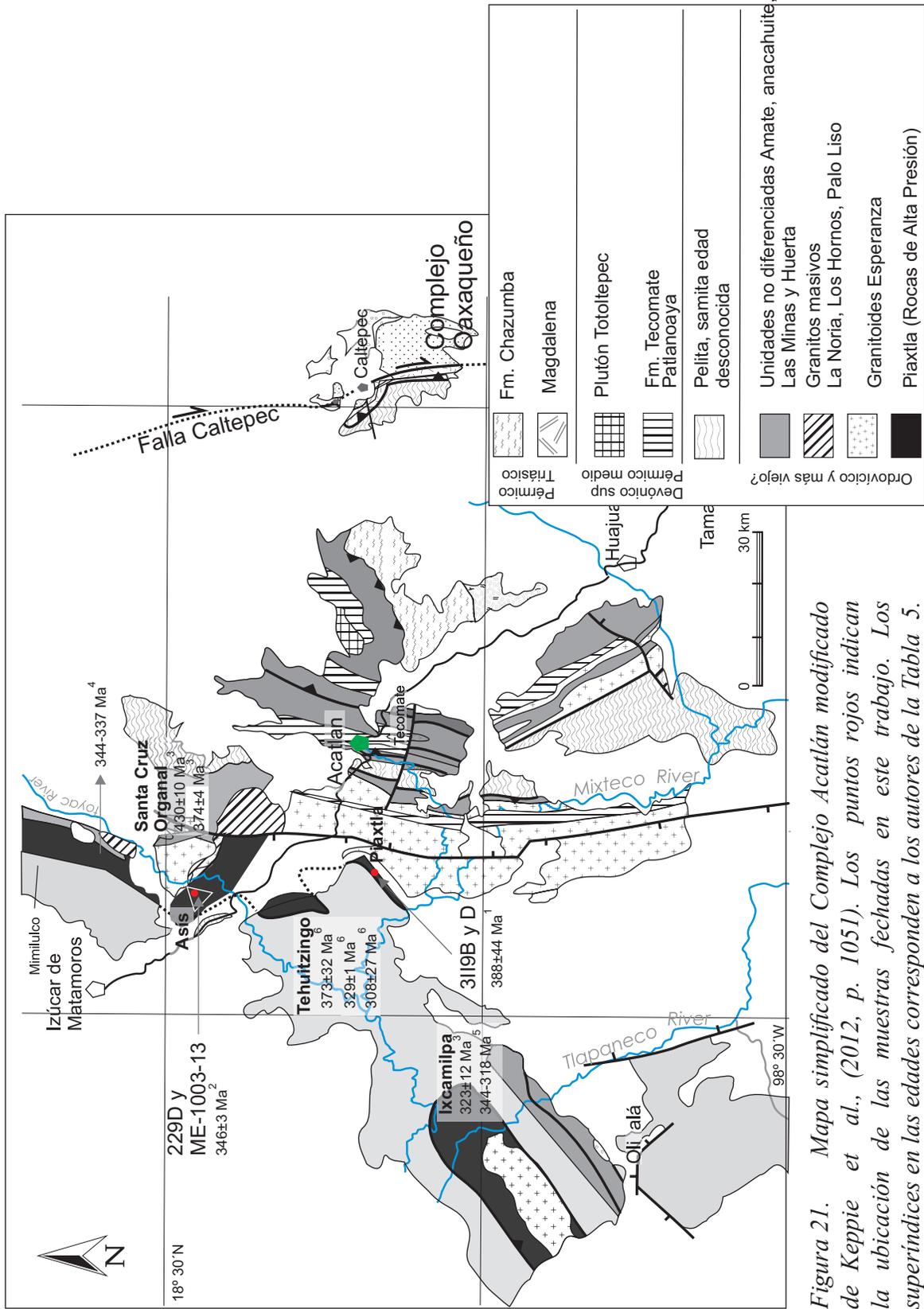


Figura 21. Mapa simplificado del Complejo Acatlán modificado de Keppie et al., (2012, p. 1051). Los puntos rojos indican la ubicación de las muestras fechadas en este trabajo. Los superíndices en las edades corresponden a los autores de la Tabla 5.

el norte, esta cubierto discordantemente por rocas volcánicas de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. El límite hacia el occidente está marcado por la zona de falla Papalutla (Cerca *et al.*, 2007) que lo separa del Terreno Guerrero.

El Complejo Acatlán fue descrito formalmente por Ortega-Gutiérrez (1978), quien propuso en su cartografía pionera que está conformado por el subgrupo Petlalcingo compuesto por las formaciones Migmatita Magdalena, Chazumba y Cosoltepec; y el subgrupo Acateco, posteriormente llamado Piaxtla (Ramírez-Espinoza, 2001) compuesto por la Formación Xayacatlán, la Formación Tecomate y Granitoides Esperanza. Además definió dos cuerpos magmáticos más jóvenes que los subgrupos anteriores llamados el Stock de Totoltepec y los Diques San Miguel.

Según Ortega-Gutiérrez (1978) la Migmatita Magdalena es el clásico caso de una migmatita con un paleosoma de origen sedimentario de composición margosa-calcárea. La Formación Chazumba está principalmente compuesta por esquistos biotíticos intercalados con cuarcitas, esquistos pelíticos y contiene lentes tectónicas de rocas máficas-ultramáficas (Keppie *et al.*, 2004). Esta formación fue migmatizada durante el Jurásico (Keppie *et al.*, 2004; Yañez *et al.*, 1991).

La Formación Cosoltepec, de origen sedimentario, está compuesta por rocas verdes y cuarcitas con intervalos pelíticos y algunas capas de micaesquistos (Ortega-Gutiérrez, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Esta formación ha sido interpretada como depósitos de trinchera de ante-arco (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999), o como prisma continental (Ramírez-Espinoza, 2001).

La Formación Xayacatlán (Piaxtla en el mapa de la Figura 21), donde por primera vez en México se reconocieron eclogitas (Ortega-Gutiérrez, 1975) y que forma parte del subgrupo Acateco (llamado Piaxtla de aquí en adelante), está compuesta por rocas básicas metamorfozadas y parcialmente milonitizadas en contacto abrupto con la Fm. Cosoltepec. En la región suroccidental del Complejo Acatlán la Fm. Xayacatlán cabalga por medio de una falla inversa a una unidad de filitas y cuarcitas correlacionables con la Fm. Cosoltepec (Ortega-Gutiérrez, 1978). Las litologías comunes dentro de la Fm. Xayacatlán son esquistos verdes, anfíbolita, metagabro, serpentinita, eclogita, esquistos pelíticos y cuarcitas. Se ha propuesto un origen a partir de una ofiolita para esta formación geológica. El primer intento por fechar directamente las eclogitas del Grupo Piaxtla fue realizado por Yañez *et al.*, (1991), quienes obtuvieron una isócrona Sm-Nd con pares de granate-roca total de dos muestras diferentes de 388 ± 44 Ma. Esta edad fue interpretada como la edad de

metamorfismo en facies de eclogita de la Formación Xayacatlán (Grupo Piaxtla). A partir de este primer fechamiento se han hecho numerosos intentos por fechar el evento de alta presión del Complejo Acatlán, que por ser de suma importancia para este trabajo, serán discutidos de forma separada en la siguiente sección.

Ortega-Gutiérrez (1978, 1981) propone un carácter sin o pre-tectónico para los Granitoides Esperanza ya que el evento de alta presión que afectó a la formación Xayacatlán los afectó también. Yañez *et al.* (1991) reportan una edad U-Pb en Zr para granitoides de este tipo que dio como resultado una discordia con intersección inferior de 371 ± 34 Ma y un intersección superior de 1116 ± 44 Ma. Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999) fecharon un ortogneis con megablastos de feldespatos potásico (augen gneis) en la localidad tipo de los Granitos Esperanza obteniendo un intersección inferior de 440 ± 14 Ma (U-Pb en Zr), interpretado como la edad de cristalización del intrusivo. Según Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999) el carácter sintectónico de los granitos implicaría que la deformación y el evento de alta presión acompañaron o siguieron pronto al magmatismo anatéctico y, por lo tanto, el evento orogénico principal en el Complejo Acatlán. En trabajos posteriores los Granitoides Esperanza han dado edades de cristalización de 478 ± 5 Ma (Campa-Uranga *et al.*, 2002, U-Pb) y de 480-460 Ma (Keppie *et al.*, 2004, U-Pb en circón).

Talavera-Mendoza *et al.* (2005) fecharon un augengneis de la localidad tipo de los Granitoides Esperanza y determinaron una edad de U-Pb en circón de 442 ± 5 Ma (edad media ponderada de 34 circones con LA-ICPMS) interpretada como la edad de cristalización del plutón. Además de este augengneis, en el Complejo Acatlán se han encontrado varios granitos con edades del Ordovícico de ca. 476 a 461 Ma (Mimilulco, Teticic, El Progreso, Palo Liso, La Noria) (Miller *et al.*, 2007; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005).

Las formaciones Tecomate y Patlanoaya sobreyacen de forma discordante los Grupos Petlalcingo y Piaxtla, conformando las secuencias metasedimentarias superiores del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999).

La Formación Tecomate se reconoce por los horizontes de metacalizas y metaconglomerados en una secuencia formada principalmente por samitas y semipelitas finamente bandeadas, filitas carbonosas y cloríticas en menor proporción. Fósiles en limolitas de la Formación Tecomate sugieren un límite pre-misisípico y post-cámbrico para esta formación (Ortega-Gutiérrez, 1978). Keppie *et al.* (2004b) documentaron la existencia de conodontos y fusulínidos en la formación Tecomate, que sugieren una edad carbonífera a pérmica temprana. Sericitas separadas de un

mármol impuro de la formación Tecomate fueron fechadas por K-Ar en 288 ± 14 Ma (Weber *et al.*, 1997). Las edades de los circones más jóvenes, y por lo tanto la edad máxima de depositación de esta formación, son del Carbonífero tardío a Pérmico temprano (Keppie *et al.*, 2004b).

Los cuerpos ígneos más jóvenes en el Complejo Acatlán son el Tronco de Totoltepec, que es una intrusión trondhjemitica débilmente deformada y metamorfizada con una edad de 287 ± 2 Ma con el método U-Pb en circón por TIMS (Yañez *et al.*, 1991) y los diques San Miguel compuestos por un conjunto de intrusiones tabulares (diques y ocasionalmente sills) que incluyen tonalita de hiperstena, granito de moscovita y granate, granito de biotita, pegmatita y albitita (Ortega-Gutiérrez, 1978). La edad de estos diques fue determinada por Rb-Sr en moscovita y roca total en 175 ± 3 Ma y por Sm-Nd en granate en 172 ± 1 Ma (Yañez *et al.*, 1991).

Recientemente, y a partir de numerosos trabajos de cartografía, geología estructural, geocronología y termobarometría, los grupos Piaxtla y Petlalcingo originales se han subdividido en numerosas unidades (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Vega-Granillo *et al.*, 2007; Ortega-Obregón *et al.*, 2009; Ramos-Arias *et al.*, 2011). Un resumen de las diferentes unidades propuestas con los nombres y edades de cada una se encuentra en la Figura 22. La figura se presenta en forma de leyenda de tal manera que sea una referencia para el lector, pero no están allí establecidas las relaciones estratigráficas de las unidades. A continuación se hará una descripción más detallada de las unidades de alta presión ya que son más relevantes para este trabajo.

4.2.1. Rocas de alta presión

La *Suite* Piaxtla aflora en el centro y oeste (Ixcamilpa en la Figura 21) del terreno en forma de cinturones y ha sido dividida en varias unidades; algunas veces la misma unidad ha sido llamada de diferentes formas por diferentes autores. En la Figura 22 se hace una comparación de las unidades propuestas en el Complejo Acatlán, con el nombre según diferentes autores y su edad.

La *Suite* Piaxtla está compuesta por anfibolitas con relictos de eclogitas (clasificadas generalmente como eclogitas retrogradadas) intercaladas con anfibolitas granatíferas, esquistos verdes, esquistos pelíticos y esquistos samíticos. En el área de Ixcamilpa afloran esquistos azules intercalados con anfibolitas, esquistos pelíticos y samíticos.

Como ya se mencionó anteriormente el primer intento por fechar directamente las

eclogitas del Grupo Piaxtla fue realizado por Yañez *et al.* (1991), quienes obtuvieron una isócrona Sm-Nd con pares de granate-roca total de dos muestras diferentes con una edad de 388 ± 44 Ma (Tabla 5). Esta edad fue interpretada como la edad de metamorfismo en facies de eclogita de Xayacatlán (Grupo Piaxtla).

Fechamientos con el método U-Pb en circón de las eclogitas retrogradadas (tanto con SHRIMP como con TIMS) han arrojado edades del Carbonífero. Middleton *et al.* (2007) obtuvieron una edad concordante de U-Pb de ID-TIMS en circón de 346 ± 3 Ma en una eclogita anfibolitizada del Grupo Piaxtla, así como edades de ca. 345 Ma por U-Pb con SHRIMP en migmatitas de la misma *suite*. Elías-Herrera *et al.* (2007) reportan una edad U-Pb de 353 ± 1 Ma en circones de una eclogita retrogradada de la *suite* Piaxtla y de ca. 340 Ma por ^{40}Ar - ^{39}Ar en anfíboles de esquistos azules intercalados.

Por otra parte, intentos por fechar indirectamente el evento de alta presión han llevado a proponer que éste ocurrió antes o durante el Ordovícico temprano en el Grupo Piaxtla. Talavera-Mendoza *et al.* (2005) fecharon cuatro leucogranitos, que intrusionan rocas de la formación Xayacatlán y los Granitoides Esperanza en las localidades de Mimilulco y Teticic (Figura 21), obteniendo edades de 461 ± 9 Ma, 476 ± 8 Ma, 478 ± 5 Ma y 471 ± 5 Ma (edad media ponderada de mínimo 8 circones con el método U-Pb, LA-ICPMS).

La formación Ixcamilpa es una secuencia de metasedimentos metamorfizados en facies de esquistos azul y tiene una edad máxima de depositación del Ordovícico medio ya que los circones más jóvenes encontrados en esta formación son de ca. 477 Ma (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005). Talavera-Mendoza *et al.* (2005) proponen que el metamorfismo en facies de esquistos azul en la Formación Ixcamilpa ocurrió probablemente durante el Ordovícico tardío al Silúrico temprano (Figura 22b); sin embargo no reportan edades directas en los minerales formados durante el evento metamórfico de alta presión.

Vega-Granillo *et al.* (2007) propusieron tres eventos diferentes de alta presión en el Complejo Acatlán, con edades diferentes y que afectan distintas litologías como se describe a continuación:

El primer evento de alta presión es de edad ordovícica temprana, limitado en un rango de ca. 490-477 Ma, basándose en los datos de Talavera-Mendoza *et al.* (2005) como edades U-Pb de circones detríticos y de leucogranitos post metamórficos.

El segundo evento, registrado en el área de Ixcamilpa, es de edad ordovícica tardía a silúrica temprana y está limitado en un periodo de ca. 458-420 Ma (Figura 21).

Tabla 5. Edades publicadas para las rocas de alta presión de diferentes unidades del Complejo Acatlán. Los superíndices que aparecen junto al autor corresponden a los de las edades de la Figura 21.

Lugar/Roca	Edad (Ma)	Método	Autor
Eclogitas Xayacatlan	388 ± 44	Sm-Nd Wr/Grt	¹ Yañez <i>et al.</i> , 1991
<i>Suite</i> Piaxtla (litodema Asís) Anfibolita eclogítica	346 ± 3	U-Pb TIMS Zr edad concordante	² Middleton <i>et al.</i> , 2007.
Eclogita retrogradada Piaxtla	353± 1	U-Pb	Eliás-Herrera <i>et al.</i> , 2007
Esquistos azules Piaxtla	341.5 ± 3.6 341.50 ± 2.8	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar glaucofana y fengita	Eliás-Herrera <i>et al.</i> , 2007
Xayacatlan Eclogita Esquisto micáceo	336 ± 6 336 ± 4	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar fengita	³ Vega-Granillo <i>et al.</i> , 2007
Eclogita <i>Suite</i> Esperanza	430 ± 10 374 ± 4	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Mg-Taramite Fengita	³ Vega-Granillo <i>et al.</i> , 2007
Esquisto azul Ixcamilpa	323 ± 12	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Fengita	³ Vega-Granillo <i>et al.</i> , 2007
Esquisto azul Norte del Complejo	344±5 338±3 337±2	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar glaucofana Moscovita	⁴ Keppie <i>et al.</i> , 2010
Esquisto azul Ixcamilpa	344-339 318 ± 4 329-325	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar anfíbol Glaucofana Moscovita	⁵ Ramos-Arias <i>et al.</i> , 2011
Metabasita (Alta P)	373 ± 32 329 ± 1 308 ± 27	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar hornblenda Moscovita Moscovita	⁶ Galaz E <i>et al.</i> , 2012

Metasedimentos intercalados con los esquistos azules de esta localidad contienen abundantes circones detríticos que indican una edad máxima de depositación del Ordovícico medio (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005). El intervalo de 458-420 Ma se propone debido a la ausencia de circones detríticos silúricos-devónicos y a la presencia de un evento magmático de edad silúrica temprana que podría estar asociado con un proceso de subducción (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005) lo que

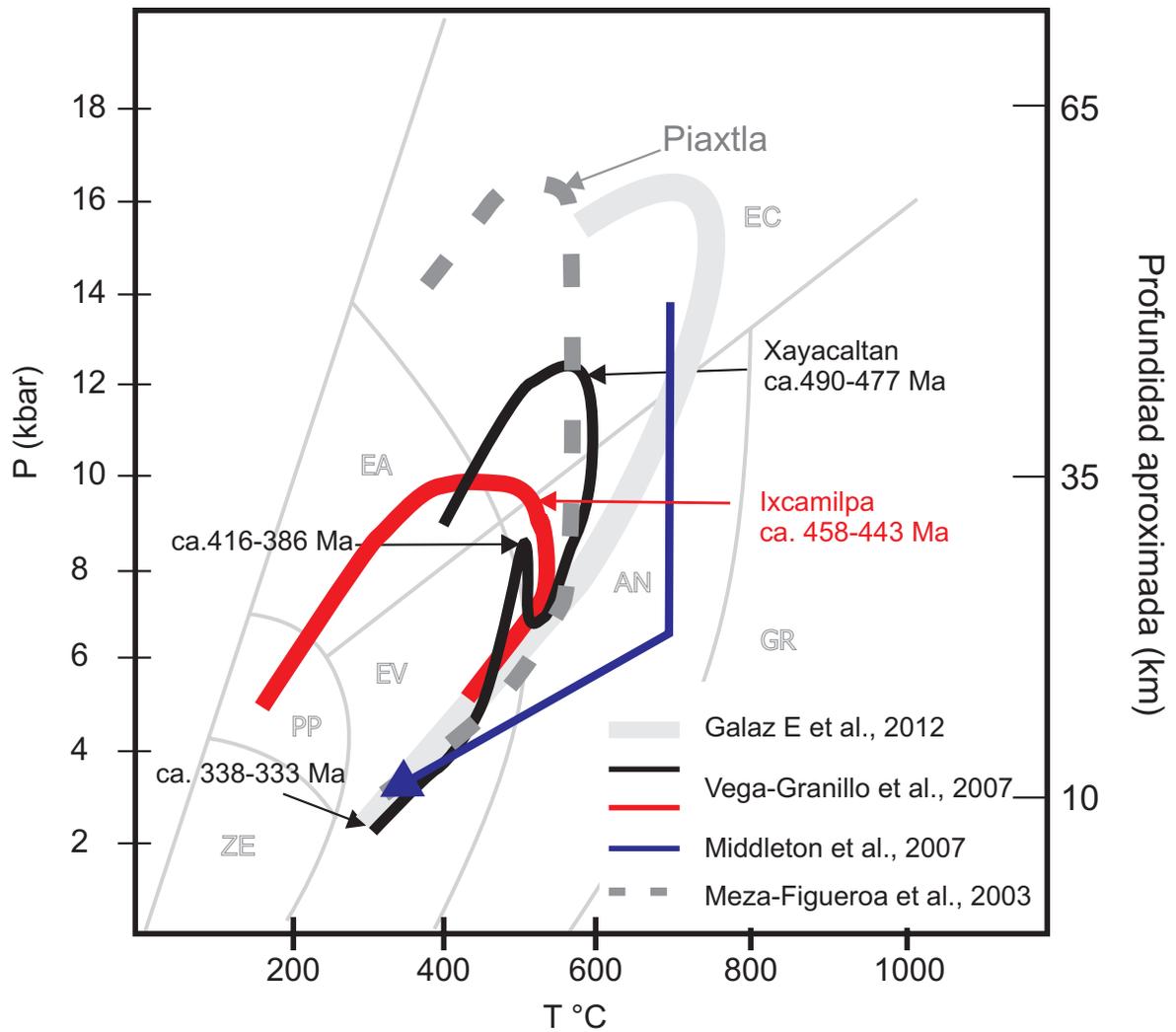


Figura 23. Compendio de las trayectorias de presión-temperatura-tiempo (PTt paths) para eclogitas de la Suite Piaxtla. PTt path de Meza-Figueroa et al. (2003) en gris, línea punteada. En rojo y negro se presentan dos trayectorias diferentes propuestas una para el área de Ixcamilpa y otra para el área de Xayacatlán (Vega-Granillo et al., 2007). En azul se presenta la gráfica de Presión-Temperatura para el litodema Asís de Middleton et al. (2007). Como referencia se muestra en gris claro los límites aproximados de las facies metamórficas según Spear (1993).

sugiere que el metamorfismo y la exhumación ocurrieron en algún momento entre el Ordovícico tardío y el Silúrico temprano. Fechamientos por ^{40}Ar - ^{39}Ar en un esquistos azul en fengita de 323 ± 12 Ma fueron interpretados como un evento tectonotérmico posterior que afectó todas las rocas del Complejo Acatlán (Vega-Granillo et al., 2007). El último un evento metamórfico de alta presión propuesto por Vega-Granillo et al., (2007) es de edad silúrica temprana en la suite Esperanza donde se fechó

una eclogita con el método $Ar^{40}-Ar^{39}$ en anfíbol y dio una edad de ca. 430 Ma (Figura 22b).

Edades recientes por el método $^{40}Ar-^{39}Ar$ en esquistos azules, anfibolitas y metasedimentos de la *Suite* Piaxtla en el oeste del Complejo Acatlán (Ixcamilpa) han dado resultados de ca. 340 Ma en hornblenda, ca. 325 Ma en moscovita, ca 323 Ma en fengita y ca. 318 Ma en glaucofana (Ramos-Arias y Keppie, 2010). Los autores interpretaron estas edades como un evento tectonotérmico que resultó en la extrusión de las rocas de alta presión que se presenta hoy como *klippe*. El intervalo de casi 20 Ma entre la edad de hornblenda y de fengita (sintectónica) refleja deformación prolongada en la base de la napa hoy expuesta como *klippe* y un proceso de exhumación progresiva de la misma. Keppie *et al.*, (2012) reportan edades similares (342 ± 2 Ma y 344 ± 2 Ma) en hornblendas de la *Suite* Piaxtla tipo .

Las condiciones para el evento en facies de eclogita en el Complejo Acatlán se han estimado en $560 \pm 60^{\circ}C$ y 11-15 kbar usando termómetros de intercambio de Fe-Mg en granate-clinopiroxeno y granate-fengita así como barómetros basados en el contenido de Si en fengita, el contenido de jadeita en piroxeno y la calibración de Holland y Powell (1990) del barómetro granate-clinopiroxeno-fengita (Meza-Figueroa *et al.*, 2003, Figura 23). Middleton *et al.* (2007) estimaron condiciones de $650-750^{\circ}C$ haciendo un promedio de los valores más bajos obtenidos con el termómetro de granate-clinopiroxeno (obtuvieron intervalos de $896-1684^{\circ}C$ con la calibración de Ellis y Green (1979) y $627-1135^{\circ}C$ con la calibración de Raheim y Green (1974)). Datos termobarométricos indican que luego del metamorfismo en facies de eclogita ocurrió una retrogresión en facies de anfibolita-epidota a temperaturas de $510 \pm 20^{\circ}C$ y luego otra retrogresión en facies de esquistos verde a $300 \pm 25^{\circ}C$ con presiones en un rango de 6 a 3.5 kbar, condiciones estimadas por Meza-Figueroa *et al.*, (2003).

Para el evento de alta presión en las eclogitas de Xayacatlán, Vega-Granillo *et al.* (2007) calcularon un pico metamórfico con temperaturas en un rango de $491-609^{\circ}C$ usando los termómetros de granate-clinopiroxeno y fengita-granate (calibraciones de Ellis y Green (1979); Raheim y Green (1974)) y presiones de 12-13 kbar usando barómetros de anfíbol-granate y el contenido de jadeita en la onfacita (calibraciones de Graham y Powell (1984) y Holland (1980) respectivamente). Para el segundo evento, en los esquistos azules de Ixcamilpa, Vega-Granillo *et al.*, (2007) calcularon temperaturas de $200-390^{\circ}C$ y presiones de 6-9 kbar (calibraciones en anfíbol-

plagioclasa de Holland y Blundy (1994); anfíbol-granate de Graham y Powell (1984); fengita de Massonne y Schreyer (1989)). Para el tercer evento reconocido en eclogitas con un protolito de diques máficos que intrusionan los granitos Esperanza, en el área de Santa Cruz Organal, calcularon condiciones de temperatura de 768 a 830 °C y presiones de 15-17 kbar con los mismos termómetros y barómetros que para el primer evento (Vega-Granillo *et al.*, 2007).

En el área de Tehuiztingo (hacia el sur del área de Asís, Figura 21) Galaz E. *et al.* (en prensa) calcularon condiciones de temperatura para un metagranito con granate y rutilo de $741 \pm 50^\circ\text{C}$, usando el contenido de Zr en rutilo, además de condiciones de $758 \pm 28^\circ\text{C}$ y presiones de 16 kbar en un micaesquisto (termómetro de intercambio de Fe-Mg entre granate y moscovita usando una re-calibración para rocas de alta presión (Wu y Zhao, 2006), y un barómetro basado en el contenido de Si en fengita de Massonne y Szpurka (1997)).

Los Granitoides Esperanza (Ortega-Gutiérrez, 1978) están compuestos por granitos megacrystalinos, augengneises, migmatitas, augenesquistos, micaesquistos y anfíbolitas en menor proporción, intensamente deformadas y retrogradadas (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999) propusieron que estos granitos fueron metamorfizados en facies de eclogita debido a su contenido de fengita rica en sílice, granate rico en grosularia, pseudomorfos de zoisita o epidota+fengita+albita±granate a partir de plagioclasa, y la ocurrencia de rutilo (presente como relicto).

Tratando de constreñir la edad del evento de alta presión, Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1999) fecharon los granitos Esperanza en su localidad tipo y obtuvieron una edad concordante U-Pb de 440 ± 14 Ma, interpretada como la edad de cristalización del plutón. Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999) argumentan que la naturaleza sintectónica de la intrusión implica que la deformación y el metamorfismo de alta presión acompañaron o siguieron próximamente al magmatismo anatéctico. Por lo tanto el evento Orogénico principal registrado en el Complejo Acatlán sería de edad Ordovícica tardía a Silúrica temprana. Sin embargo la naturaleza sintectónica de los intrusivos ha sido cuestionada y aún está por demostrarse (Keppie *et al.*, 2009).

Los plutones en esta zona tienen edades de ca. 440 Ma hasta ca. 460 Ma (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005, Vega-Granillo *et al.*, 2007, Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999), sin embargo no hay fechas que indiquen la edad del metamorfismo de alta presión en estas rocas. Vega-Granillo *et al.*, (2007) reportan una edad de ca. 430

Ma ^{40}Ar - ^{39}Ar en anfíbol (*Mg-Taramite*) de una eclogita con onfacita+granate+anfíbol en Santa Cruz Organal (Figura 21), sin embargo no especifican si se trata de un granitoide en facies de eclogita o un dique basáltico en facies de eclogita (Figura 1b en Vega-Granillo *et al.*, 2009). Una posible interpretación de esta edad, que no se contempla en la publicación, es que el anfíbol tenga Ar heredado del protolito y por lo tanto la edad no correspondería al evento de alta presión (algo probable en vista de los espectros de Ar escalonados de esta muestra; Figura 8f en Vega-Granillo *et al.*, 2007). Edades ^{40}Ar - ^{39}Ar en fengita (mica blanca de alta presión) de la misma muestra dan como resultado 374 ± 4 Ma interpretadas como edades de enfriamiento (Vega-Granillo *et al.*, 2007; 2009). Galaz E. *et al.* (en prensa), reportan una edad similar, aunque con un error mayor, de 373 ± 32 Ma en una metabasita del área de Tehuiztingo (^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda).

Por otra parte una pegmatita granítica no deformada que intrusión los Granitoides Esperanza fue fechada en 346 ± 4 Ma (edad ^{40}Ar - ^{39}Ar en fengita, Vega-Granillo *et al.*, 2007).

4.2.2. Ubicación del Complejo Acatlán en reconstrucciones paleogeográficas del Paleozoico.

Hay varias preguntas relevantes en cuanto a la evolución tectónica del Complejo Acatlán. Estas preguntas han sido planteadas repetitivamente desde los primeros trabajos en este Complejo. Por ejemplo:

- ¿Es el Complejo Acatlán un remanente del océano Iapetus o del océano Rhéico?
- ¿El metamorfismo de alta presión registra la sutura del Complejo Acatlán a Laurentia o el cierre del océano Rhéico?
- ¿Es posible correlacionar eventos metamórficos del Complejo Acatlán con la Orogenia de los Apalaches?

Hoy en día, en la comunidad científica existen dos puntos de vista completamente diferentes en cuanto a la evolución tectónica y la posición paleogeográfica del Complejo Acatlán durante el Paleozoico temprano como se describe a continuación.

Posición en el océano Iapetus

Según un grupo de autores (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; 2006; Vega-Granillo *et al.*, 2007; 2009) ocurrieron tres eventos de alta presión en el Complejo Acatlán con diferentes condiciones físicas y que afectan diferentes litologías. La secuencia de

estos eventos, según los autores mencionados, incluye:

1. Las rocas de la *suite* Xayacatlan fueron subducidas a una profundidad de 40 km y metamorfizadas alcanzando condiciones de facies de eclogita de baja temperatura durante el Orovícico temprano y posteriormente exhumadas. La colisión con un arco volcánico pudo haber producido reequilibración en la facies de anfibolita-epidota y la facies de esquisto verde.
2. Depositación de los protolitos de la *suite* Ixcamilpa en una cuenca marginal durante el Ordovícico medio a tardío.
3. Metamorfismo en facies de esquisto azul a profundidades de 25-30 km de las rocas de la *suite* Ixcamilpa, y exhumación rápida que permitió conservar las paragénesis de alta presión. La edad de este evento de alta presión no está bien constreñida y probablemente ocurrió durante el Ordovícico tardío-Silúrico temprano (458-443 Ma, Orogenia Saliniana).
4. Durante el Silúrico temprano los granitos Esperanza intrusionaron una sucesión de edad Neoproterozoica – Ordovícica. Diques máficos en un ambiente extensional intrusionaron ambas litologías. Todas estas rocas se metamorfizaron en condiciones de alta presión y alta temperatura con una edad de 430-418 Ma.

Según Vega-Granillo *et al.* (2007) los tres eventos metamórficos de alta presión coinciden en tiempo, condiciones físicas y ambiente tectónico con las Orogenias Taconiana, Saliniana, Acadiana y Apalachiana. Por lo tanto proponen que el Complejo Acatlán se formó como parte del orógeno Apalachiano y pudo haber estado localizado al sur del cinturón de pliegues y cabalgaduras Ouachita durante el Pérmico. En las primeras etapas de la ruptura de Pangea, la rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj, que causó la apertura del golfo de México, pudo haber trasladado el Complejo Acatlán hacia el sureste, amalgamándolo con Oaxaquia (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; 2006; Vega-Granillo *et al.*, 2007; 2009).

Posición en el océano Rhéico

Según los autores que proponen esta ubicación, el Complejo Acatlán experimentó sólo un evento de alta presión de edad misisípica (Middleton *et al.*, 2007; Murphy *et al.*, 2006). Según Middleton *et al.*, (2007) las trayectorias P-T de las diferentes litologías indican que las rocas del Complejo Acatlán comparten una trayectoria de retrogresión común. Si el litodema Asís (Figura 22c) se metamorfizó bajo condiciones de alta presión seguido de exhumación rápida durante el Carbonífero, implica que los

protolitos de estas rocas no pudieron haberse formado en el océano Iapetus, cuyo cierre ocurrió durante el Silúrico (Middleton *et al.*, 2007). Tales protolitos, en cambio, pudieron haberse formado en el océano Rhéico a lo largo del flanco de Gondwana durante la separación de Avalonia de Gondwana. La combinación de rocas máficas tholeíticas de afinidad intraplaca, granitoides derivados de la corteza, y rocas clásticas continentales sugiere que los protolitos del Litodema Asís representan una secuencia de margen de *Rift* continental (Murphy *et al.*, 2006). Siguiendo esta misma línea de pensamiento Nance *et al.*, (2006) proponen la siguiente secuencia de eventos:

1. Depositación local de sedimentos de margen pasiva de *Rift* a lo largo del margen sur (Gondwana) del océano Rhéico antes de 470 Ma.
2. Magmatismo bimodal relacionado a *Rift* durante el Ordovícico-Silúrico temprano en el margen de Oaxaquia.
3. Depositación de basaltos oceánicos en el Silúrico-Devónico y depositación de la formación Cosoltepec.
4. Subducción, metamorfismo en facies de eclogita y migmatización de la *suite* Piaxtla durante el Devónico tardío-Carbonífero temprano (ca. 360–345 Ma).
5. Imbricación tectónica de la *suite* Piaxtla y la formación Cosoltepec seguida por exhumación rápida de la *suite* Piaxtla.
6. Depositación de las formaciones Patlanoaya y Tecomate antes y durante el episodio colisional durante el cual se emplazó el plutón Totoltepec y que yuxtapuso el Complejo Acatlán y el Complejo Oaxaca.
7. Depositación pérmica-triásica de la cuña de sedimentos clásticos Chazumba-Magdalenita como respuesta a cabalgamiento continuo.

4.3. Fechamiento de eclogitas anfibolitizadas con el método Lu-Hf en granate y roca total.

Para el presente estudio se escogieron cuatro muestras de dos localidades donde afloran rocas con asociaciones minerales de alta presión de la Formación Xayacatlán en el litodema Asís y de Piaxtla, respectivamente (vease Figura 21). Además del análisis detallado en el microscopio petrográfico se hicieron mapas de rayos X de los granates, algunos perfiles cuantitativos en microsonda electrónica e imágenes de electrones retrodispersados (BSE). También, se realizaron perfiles de tierras raras, obtenidos por ICPMS con ablación láser. Los mapas de rayos X son

útiles para observar si un posible zonamiento en la distribución de los elementos mayores tiene alguna correlación con los perfiles de tierras raras que, a su vez, son clave para la interpretación de las edades Lu-Hf (Smit *et al.*, 2010).

4.3.1. Petrografía

Las cuatro muestras analizadas pueden clasificarse como anfibolitas que son producto de la retrogresión de eclogitas. A continuación se presentan las características petrográficas de cada una de ellas:

Muestra ME-1003-13 (Litodema Asís):

Anfibolita granoblástica de grano fino, con dominios que contienen la paragénesis mineral Omp+Grt+Rt±Cal, relicto de facies de eclogita (Figura 24a y b). La mayor parte de la roca está compuesta por Hbl+Ab+Ep (Epidota 1, Figura 24a y b). Esta asociación mineral sugiere un metamorfismo en facies de anfibolita epidota posterior al metamorfismo de alta presión marcado por la paragénesis de eclogita. La hornblenda y la albita son poiquilíticas, con inclusiones de granate, onfacita (solo en la albita), epidota y rutilo. La epidota que hace parte de la paragénesis de la anfibolita es subhedral.

Los granates son redondeados, de tamaño más fino que la hornblenda, con inclusiones pequeñas de rutilo y tal vez cuarzo o plagioclasa. La forma de estos granates sugiere que hubo reabsorción.

En una fase tardía de retrogresión se forma epidota de apariencia terrosa y color verde pistacho a partir de onfacita (Epidota 2, Figura 24a y c) y bordes de color verde azul en la hornblenda. Circón, apatito y opacos se presentan como minerales accesorios.

Muestra 229D (Litodema Asís)

Esta muestra tiene una textura bandeada. Unas bandas contienen la paragénesis de eclogita Omp+Gr+Qtz+Rt±Zo con hornblenda y albita como producto de retrogresión. En las otras bandas la paragénesis es de anfibolita Hbl+Ab+Grt+Qtz+Ep, lo que sugiere que la retrogresión ocurrió en facies de anfibolita de epidota. La textura de ambos tipos de bandas es granoblástica (Figura 25).

Los granates son poiquiloblastos subhedral, algunos redondeados, con inclusiones que se concentran en el núcleo (Qtz? + Rt). Los bordes no tienen inclusiones. Algunos tienen bordes reemplazados por epidota y anfíbol verde azul

ME-1003-13	Eclogita	Anfibolita	Retrogresión
Granate	=====		
Rutilo	=====		
Onfacita	=====		
Carbonato	-----		
Hornblenda		=====	=====
Plagioclasa		=====	Borde de hornblenda
Epidota		=====	
		1. Euhedral	2. Anhedral (a partir de Omp)

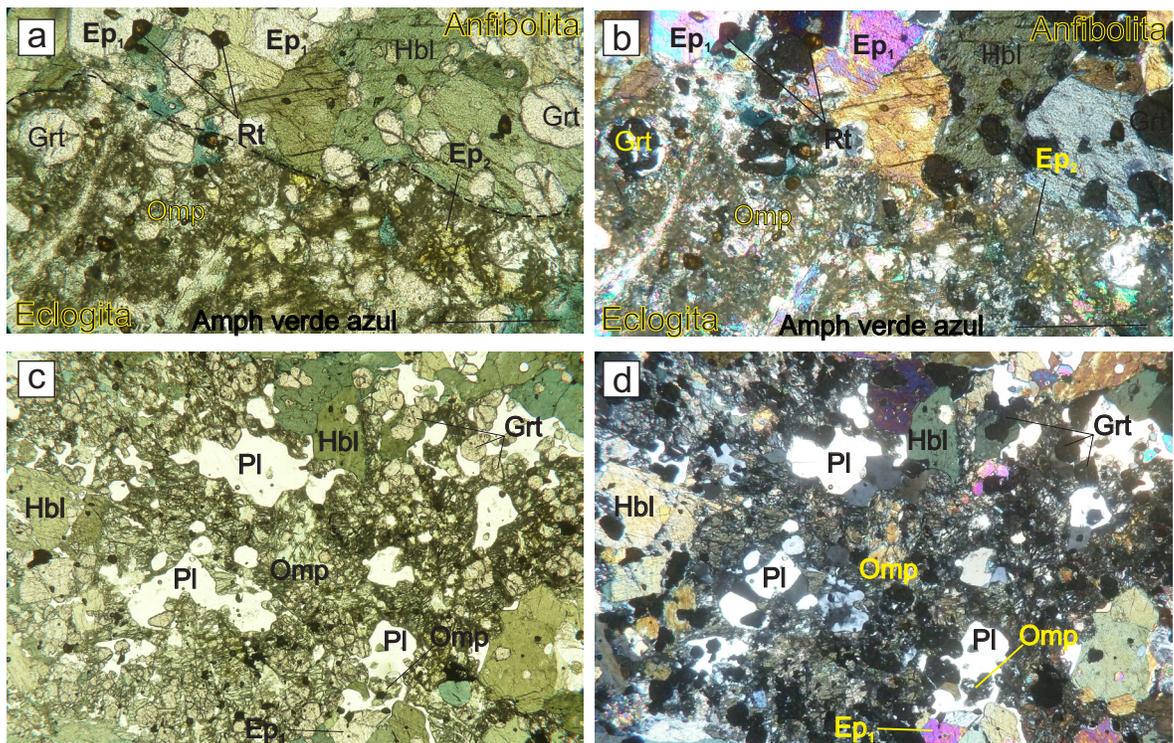


Figura 24. Fotomicrografías de la muestra ME-1003-13 del litodema Asís. a. Dominios con diferente paragénesis mineral. En la parte superior de la figura se observa un dominio con la asociación mineral $Hbl+Ab+Ep1$ que sugiere metamorfismo en facies de anfibolita epidota ($Ep1$ =Epidota 1, epidota subhedral estable en la facies de anfibolita epidota). En la parte inferior se muestra el dominio con la paragénesis diagnóstica de facies de eclogita $Omp+Grt+Rt$. $Ep2$ se refiere a epidota de apariencia terrosa o de color verde pistacho, formada a partir de onfacita en una retrogresión tardía. Nícoles paralelos, 10x. b. Misma fotografía que en la figura 3a. Nícoles cruzados, 10x. c. Dominio eclogítico donde se observa la retrogresión en facies de anfibolita de epidota, con formación de plagioclasa poikilítica, onfacita bastante retrogradada a epidota, y granates pequeños, redondeados con evidencias de reabsorción. Nícoles paralelos, 4x. d. Misma fotografía que en la figura 3c. Nícoles cruzados, 4x.

229D	Eclogita	Anfibolita	Retrogresion
Granate	—————	----- Reabsorción ?-----	
Onfacita	—————	Relicto	Relicto
Rutilo	—————		
Anfibol		—————	
Plagioclasa		—————	
Cuarzo	—————		
Epidota		—————	

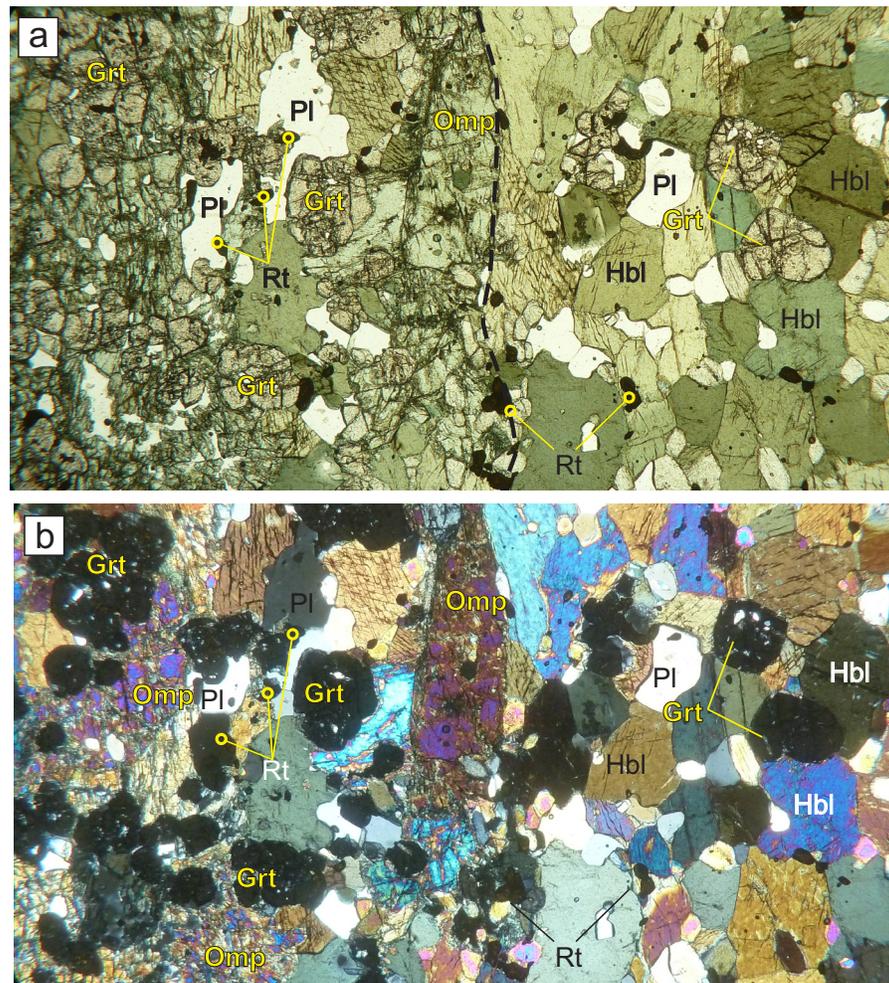


Figura 25. Fotomicrografías de la muestra 229D del litodema Asís. a. Al lado izquierdo de la fotografía se muestra un dominio relicto de eclogita compuesto por $Omp+Grt+Rt$ y $Hbl+Pl$ retrógradas. La onfacita se encuentra retrogradada a epidota de apariencia terrosa. Al lado derecho de la imagen aparece una banda de anfibolita donde se observan granates algo redondeados. Nícoles paralelos, 10x b. Nícoles cruzados, 10x.

producto de la retrogresión en facies de anfíbolita de epidota. La retrogresión parece haber causado cierta reabsorción de los granates dada la forma subhedral, algo redondeada de los cristales.

La onfacita es anhedral y se encuentra retrogradada a epidota. Tiene inclusiones de granates muy pequeños. Hay formación de simplectitas en los bordes de la onfacita, que podrían estar formadas por clinopiroxeno y albita o por hornblenda y albita.

El rutilo permaneció estable desde la facies de eclogita hasta la retrogresión (en esta muestra no se observa formación de titanita a partir de rutilo).

Bordes de color verde azul en la hornblenda sugiere una retrogresión posterior a la facies de anfíbolita epidota (Figura 25a).

Muestra 3I19B (Piactla)

Anfíbolita con evidencias de retrogresión a partir de una eclogita. Su textura es granoblástica de grano medio.

Los granates tienen una textura que sugiere el crecimiento en al menos dos etapas. La primera etapa corresponde al área designada como zona 1 (Z1), marcada por el núcleo de los cristales caracterizado por numerosas inclusiones finas (Figura 26a-d). En algunos cristales estas inclusiones parecen marcar una foliación incluida por el granate en su etapa inicial de crecimiento (Figura 26c y d). La segunda etapa corresponde a una zona alrededor del núcleo, con inclusiones más gruesas de cuarzo (zona 2, Figura 26c), y sugiere una reacción con excedentes de sílice. Bordeando la zona 2 hay una retrogresión del granate a hornblenda + epidota + biotita como pseudomorfos (Figura 26c y d).

Abundante formación de simplectitas de anfíbol + plagioclasa (Figura 26e) sugieren una retrogresión a partir de onfacita. Este rasgo textural, además de la presencia de rutilo e ilmenita indican que originalmente la roca fue una eclogita, con la siguiente paragénesis: onfacita+granate (probablemente zona 1 y zona 2)+rutilo (Figura 26 a-d).

La anfíbolita está compuesta por hornblenda verde + plagioclasa (albita) + epidota, marcando una retrogresión de la eclogita en facies de anfíbolita epidota. Durante esta etapa de retrogresión se forma titanita a partir de rutilo e ilmenita (Figura 26e). La roca contiene cuarzo que es estable tanto en las condiciones de la facies de eclogita como de la facies de anfíbolita. Por último, bordes verde azules en la hornblenda sugieren una retrogresión posterior a la facies de anfíbolita de epidota. Como minerales accesorios se observan circón, apatito, opacos.

3119B	Eclogita	Eclogita	Anfibolita	Retrogresion
Granate	Z ₁	Z ₂		
Rutilo	-?-	-?-	-?-	
Ilmenita	-?-	-?-	-?-	
Anfibol			simplexita	grueso
Plagioclasa				borde
Epidota				
Cuarzo				
Titanita				
Biotita				

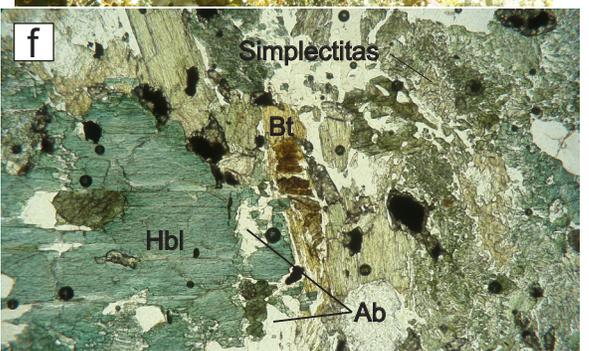
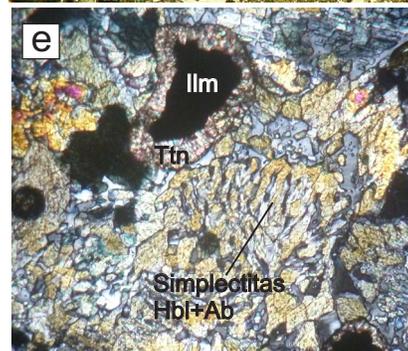
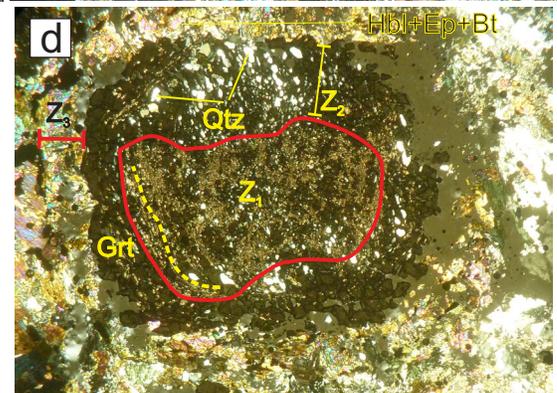
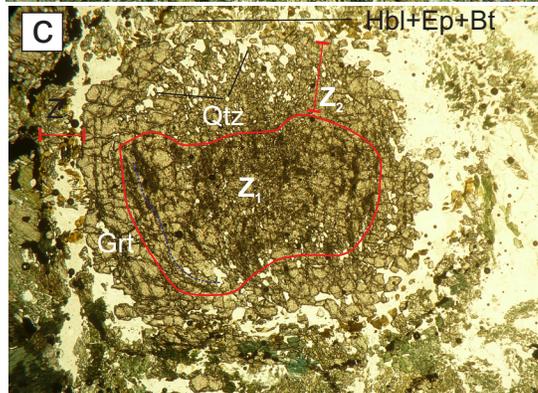
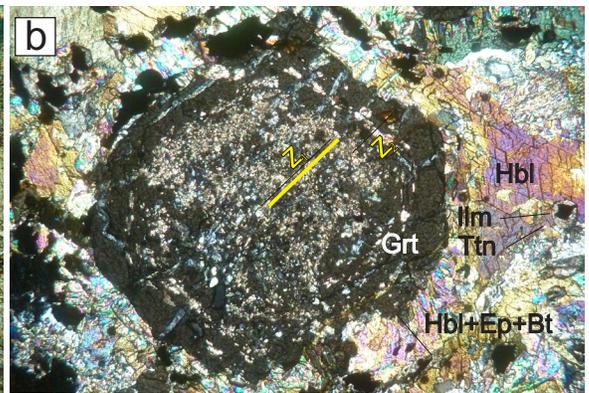
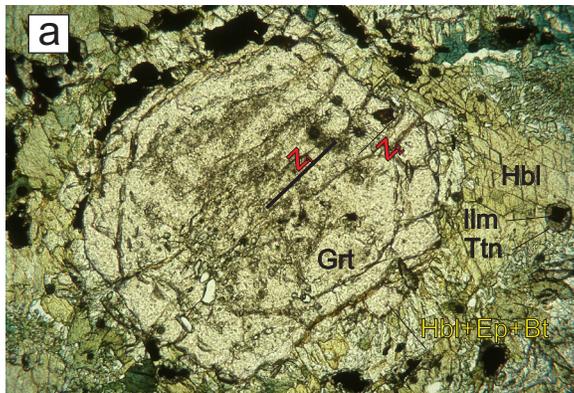


Figura 26. Fotomicrografías de la muestra 3II9B de la Suite Piaxtla. a. (NII, 10x) y b. (NX, 10x). En las figuras a y b se muestra un granate que presenta dos zonas características, la zona 1 (Z1) está marcada por un núcleo con inclusiones finas que parecen marcar una foliación, la zona 2 (Z2) marcada por inclusiones más gruesas de cuarzo. En el borde del granate como pseudomorfo hay Hb+Ep, producto de retrogresión. c. (NII, 10x) y d. (NX, 10x). Se presentan las mismas dos zonas descritas en las fotografías a y b, pero en este caso con formación de Bt en el borde de los granates. Se observan más claramente las inclusiones de cuarzo de la zona 2. La línea azul punteada demarca la foliación incluida por el granate. e. (NX, 40x) Simplectitas de Hbl+Pl producto de retrogresión de onfacita. Ilmenita bordeado por esfena, producto de la descompresión. f. (NII, 10x). Paragénesis de la facies de anfibolita formada por Hb+Pl+Bt. En el lado derecho se observan múltiples simplectitas.

Muestra 3II9D (Piaxtla)

Anfibolita cuya asociación mineral es hornblenda + plagioclasa + epidota. La hornblenda es verde pálido con zonamiento hacia los bordes, donde cambia de verde a verde azul. La epidota que se forma aparentemente en equilibrio con la hornblenda y la plagioclasa es euhedral. Probablemente durante este metamorfismo se forma titanita a partir de rutilo (Figura 27a).

Aunque se ha clasificado como una anfibolita, esta roca contiene dominios donde se puede inferir una retrogresión a partir de una eclogita. En tales dominios hay simplectitas de anfíbol + plagioclasa formadas probablemente a partir de onfacita, granates subhedrales poiquilíticos en cuyos bordes también se observa formación de simplectitas (probablemente de Hbl+Ab) y rutilo. La forma sub- a anhedral de los granates sugiere una reabsorción bastante avanzada que forma hornblenda y epidota en el borde de los porfidoblastos.

Posterior al metamorfismo en facies de anfibolita sucede una retrogresión con formación de epidota anhedral de color verde pistacho y marcada por los bordes verde azules de los anfíboles.

4.3.2. Caracterización de las texturas de los granates para la interpretación de las edades Lu-Hf

Caracterizar el zonamiento textural y químico de los granates es muy importante para el análisis de las edades Lu-Hf. Los patrones de zonamiento se pueden relacionar con un evento metamórfico determinado como crecimiento prógrado, reabsorción, retrogresión ó rehomogenización. Anczkiewicz *et al.* (2007) estudiaron zonamiento

3II9D	Eclogita	Anfibolita	Retrogresión
Granate	=====		
Rutilo	=====		
Simplectitas		-----	
Anfibol grueso		=====	
Plagioclasa		=====	
Titanita		=====	
Epidota		euhedral	Anhedral (a partir de Omp)

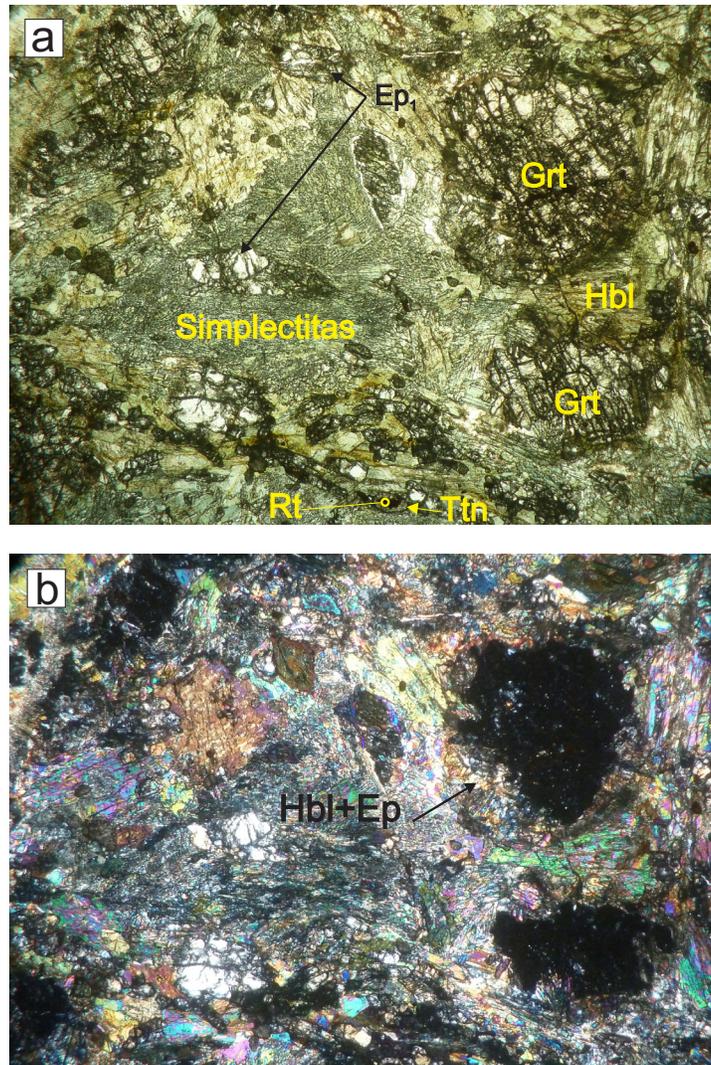


Figura 27. Fotomicrografías de la muestra 3II9D de la Suite Piaxtla. a. (NII, 10x) y b. (NX, 10x). La asociación mineral de la anfibolita es Hbl+Pl+Ep. Epidota euhedral aparentemente en equilibrio con Hbl+Plg. Formación de titanita a partir de rutilo. Se observa formación de simplectitas de anfíbol + plagioclasa probablemente a partir de onfacita. Granates subhedrales poiquilíticos (simplectitas en los bordes).

de elementos traza en granates de granulitas de ultra-alta presión y encontraron que mientras el Sm había sido rehomogenizado y por lo tanto el sistema Sm-Nd reiniciado, el sistema Lu-Hf no fue afectado. Por otra parte Rubatto (2002) estudió patrones de tierras raras en circones y granates cuyas características permiten asociarlos a facies metamórficas determinadas.

Los granates analizados de la muestra 229D del litodema Asís son euhedrales con un núcleo rico en inclusiones y un borde relativamente limpio. El contenido de elementos mayores se caracteriza por fluctuaciones pequeñas en las concentraciones de Ca, Mn y el #Mg en el núcleo del mineral (Figura 28, 29 y Figura 30). El Ca aumenta de 21 a 23.5% cerca del borde libre de inclusiones, el Mn disminuye de aproximadamente 3 a 1.5 %, mientras que el #Mg disminuye y luego aumenta. En el borde libre de inclusiones se observa máximo absoluto en la concentración y una disminución justo en el límite del cristal que se correlaciona en los perfiles de Mn y #Mg (área sombreada en la Figura 28). Tanto los rasgos texturales, como composicionales sugieren un crecimiento en dos etapas para estos granates; además el zonamiento en los elementos mayores indica que se conservó un perfil de crecimiento. La primera etapa corresponde al núcleo con inclusiones, la segunda etapa está marcada por aumento en el Ca, disminución en el Mn y aumento del #Mg. Hacia el borde del granate, hay un leve aumento en el Mn (no se observa en la figura por la escala) y una disminución del # Mg que sugieren un proceso de reabsorción. Los patrones de REE (normalizados con valores de condrita según Boynton, 1984, Figura 31) están fraccionados, con aumento de las tierras raras pesadas. En los granates de estas rocas los contenidos de HREE no disminuyen de centro a borde como podría esperarse (Anczkiewicz *et al.*, 2007; Rubatto, 2002; Smit *et al.*, 2010; Whitehouse y Platt, 2003). Los patrones más fraccionados se encuentran en el borde sin inclusiones, mientras que hacia el centro del granate los patrones son más planos.

En la muestra 3119D no hay una relación aparente entre la textura del granate y el zonamiento químico, por lo tanto voy a referirme a los cambios en la composición con respecto al número de análisis. En los perfiles se observa poca variación de los contenidos de Ca y Mn desde el centro hasta el análisis #7 aproximadamente. El #Mg disminuye en este mismo intervalo (Figura 28). A partir del análisis #7 el Mn disminuye hasta llegar a su mínimo en el borde del cristal, mientras que el Ca disminuye levemente para aumentar hasta su máximo en el borde. El #Mg tiene un máximo absoluto en el análisis #7 y luego aumenta continuamente hasta el

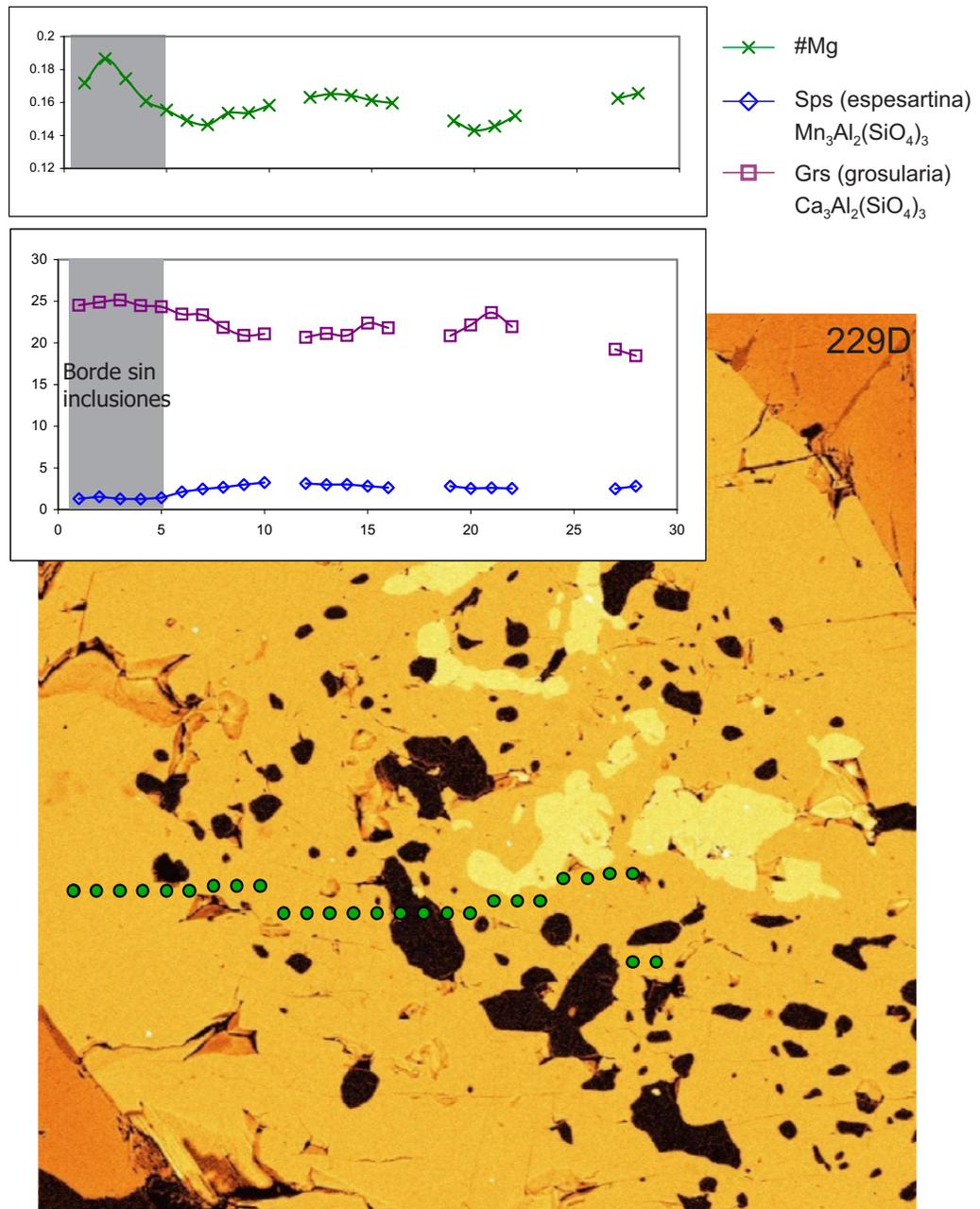


Figura 28. Perfiles de elementos mayores, granate de la muestra 229D del litodema Asis. Este granate se caracteriza por fluctuaciones pequeñas en las concentraciones de Ca, Mn y el #Mg en el núcleo del mineral. En el borde sin inclusiones (sombreado gris en los perfiles) se observa un máximo absoluto en la concentración de Ca y una disminución justo en el límite del cristal que se correlaciona en los perfiles de Mn y #Mg. Tanto los rasgos texturales, como composicionales sugieren un crecimiento en dos etapas conservando un perfil de crecimiento.

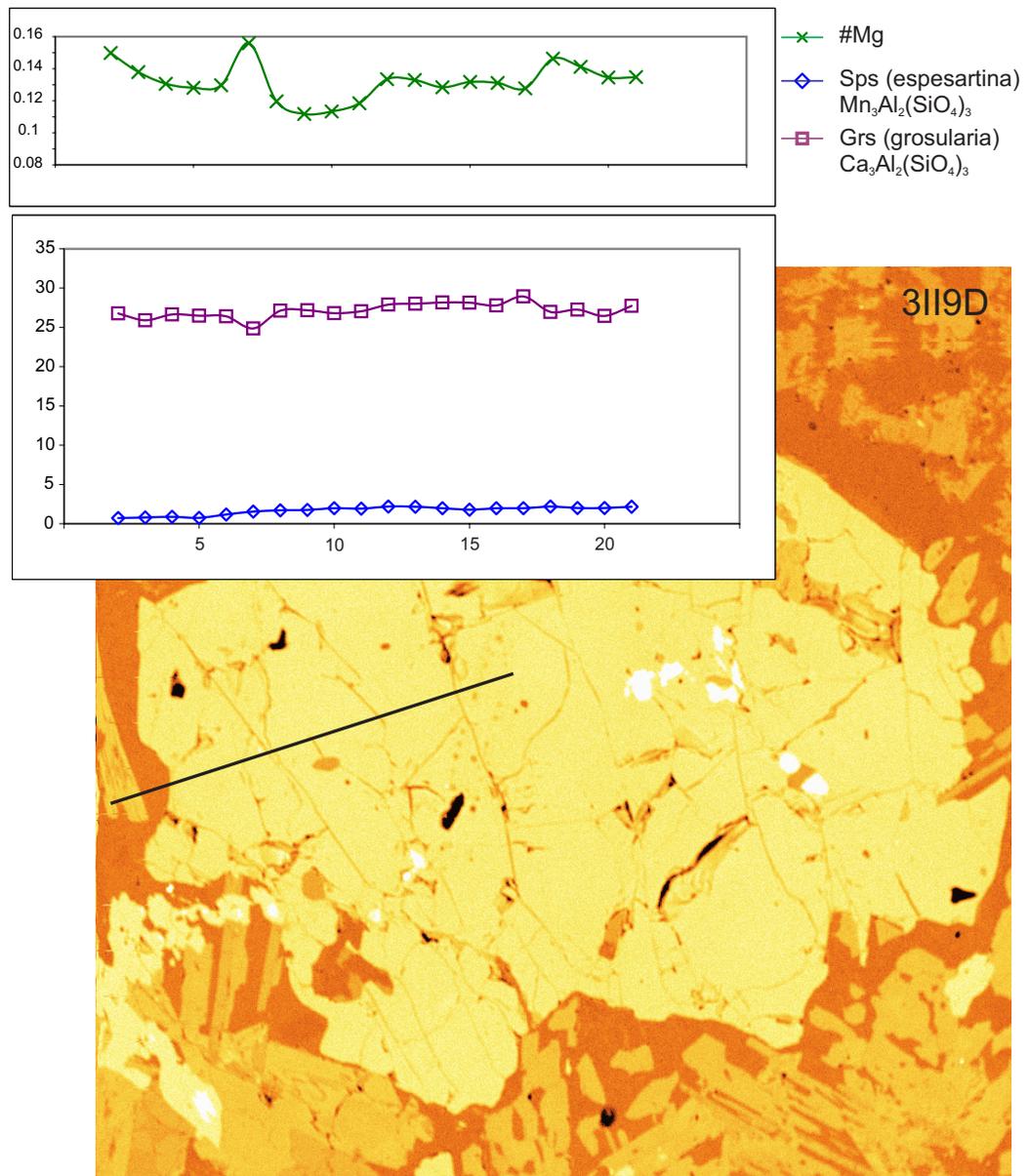


Figura 29. Granate de la muestra 3II9D de la Suite Piaxtla. Se observa poca variación de los contenidos de Ca y Mn desde el centro hasta el análisis #7. El #Mg disminuye en este mismo intervalo. A partir del análisis #7 el Mn disminuye hasta llegar a su mínimo en el borde del cristal, mientras que el Ca disminuye levemente para aumentar hasta su máximo en el borde. El #Mg tiene un máximo absoluto en el análisis #7 y luego aumenta continuamente hasta el borde del cristal. Los perfiles representan un crecimiento prógrado del granate sin algún evento significativo de reabsorción.

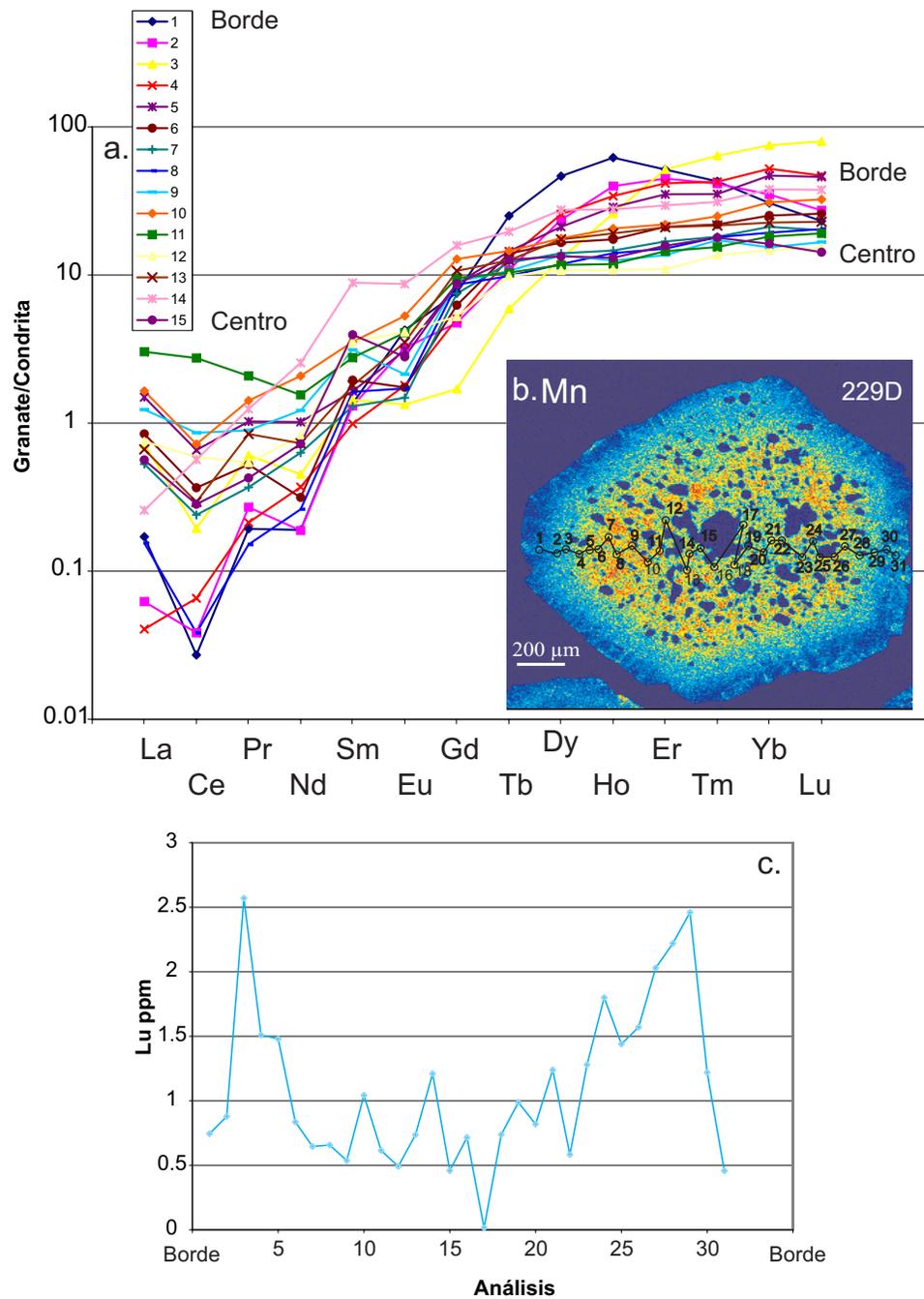


Figura 31. a. Perfiles de tierras raras de un granate de la muestra 229D del *Litodema Asís*, normalizados con la condrita (valores según Boynton, 1984). Los patrones de REE están fraccionados, con aumento de las tierras raras pesadas. Los contenidos de HREE no disminuyen de centro a borde como podría esperarse. Los altos contenidos de LREE podrían deberse a la gran cantidad de inclusiones en el centro del granate. b. Ubicación del perfil en el granate. c. Perfil de concentración de Lu vs. análisis. El número de análisis corresponde al mismo punto de la figura b. El perfil de Lu tiene variaciones considerables, con los valores máximos en la concentración cerca del borde libre de inclusiones.

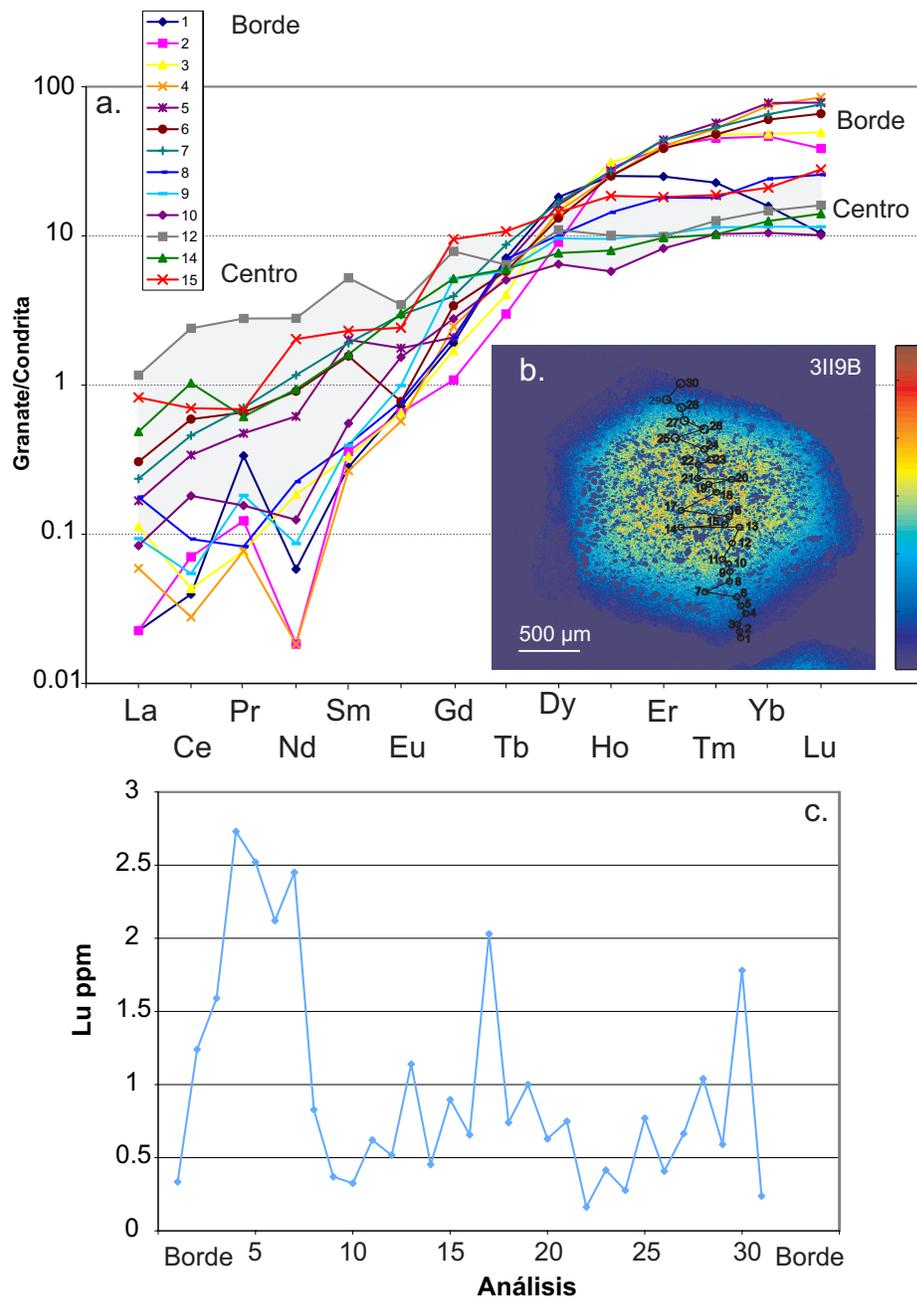


Figura 32. a. Perfiles de tierras raras de un granate de la muestra 3II9B de la Suite Piaxtla, normalizados con la condrita (valores según Boynton, 1984). Los patrones de REE están fraccionados, con aumento de las tierras raras pesadas. Los contenidos de HREE no disminuyen de centro a borde como podría esperarse. Los patrones más fraccionados se encuentran en el borde sin inclusiones, mientras que hacia el centro del granate los patrones son más planos. b. Ubicación del perfil en el granate. c. Perfil de concentración de Lu vs. análisis. El número de análisis corresponde al mismo punto de la figura b. El perfil de Lu tiene variaciones considerables, con los valores máximos en la concentración cerca del borde libre de inclusiones.

inclusiones. El borde libre de inclusiones se ve muy oscuro en la imagen, lo que cualitativamente equivale a bajas concentraciones. En el centro del granate los elementos Ca, Fe y Mg son relativamente homogéneos. Las dos zonas diferentes se interpretan como un crecimiento en dos etapas sin evidencias de reabsorción. En perfiles de concentración de Lu vs posición a partir del centro geométrico del granate se observó que el Lu no está concentrado en el centro del granate como se observa en algunos estudios (Anczkiewicz *et al.*, 2007; Rubatto, 2002; Smit *et al.*, 2010; Whitehouse y Platt, 2003), por el contrario, las mayores concentraciones de Lu se encuentran en el límite entre el núcleo rico en inclusiones y el borde libre de inclusiones (Figura 31 y Figura 32).

El hecho de que los perfiles de distribución de Lu no sean planos sugiere que este elemento no fue rehomogenizado durante el evento de retrogresión en facies de anfibolita-epidota. Además las máximas concentraciones podrían interpretarse como que el Lu se difundía en la matriz más lentamente de lo que crecía el granate, de manera que no lo incorporó. Este proceso se llama incorporación limitada por difusión (*diffusion limited REE uptake*) y ha sido documentado por Skora *et al.* (2006). Posteriormente, a medida que aumentó la temperatura, el Lu pudo difundirse más rápidamente en la matriz y ser incorporado por el granate. En la etapa final la matriz pudo quedar empobrecida en Lu de tal manera que este elemento no estaba disponible para el cristal que seguía creciendo. En los puntos de mayor concentración de Lu, ubicados justo en el límite del borde libre de inclusiones, se encontró una anomalía positiva de Eu, lo que sugiere que estos granates seguían creciendo en ausencia de plagioclasa en la segunda etapa. Lo anterior nos lleva a pensar que incluso el borde libre de inclusiones creció durante la facies de eclogita. Otra posible explicación para la forma poco usual de los perfiles de Lu vs. posición en el granate, es que el granate haya crecido al mismo tiempo que alguna otra fase mineral que incorpore Lu en su estructura. En el momento en que tal fase deja de incorporar las tierras raras pesadas, el granate tiene Lu disponible para incorporarlo. Un mineral candidato para este proceso podría ser la xenotima, un fosfato de itrio (YPO_4) con abundantes elementos de las tierras raras. Por otra parte Rubatto (2002) documentó que cuando el circón y el granate crecen en equilibrio durante la facies de eclogita estos minerales se influyen mutuamente.

La distribución del Lu se usó para modelar el crecimiento del granate. El modelo se hizo a partir de un ajuste polinomial a las concentraciones de Lu a lo largo de cuatro

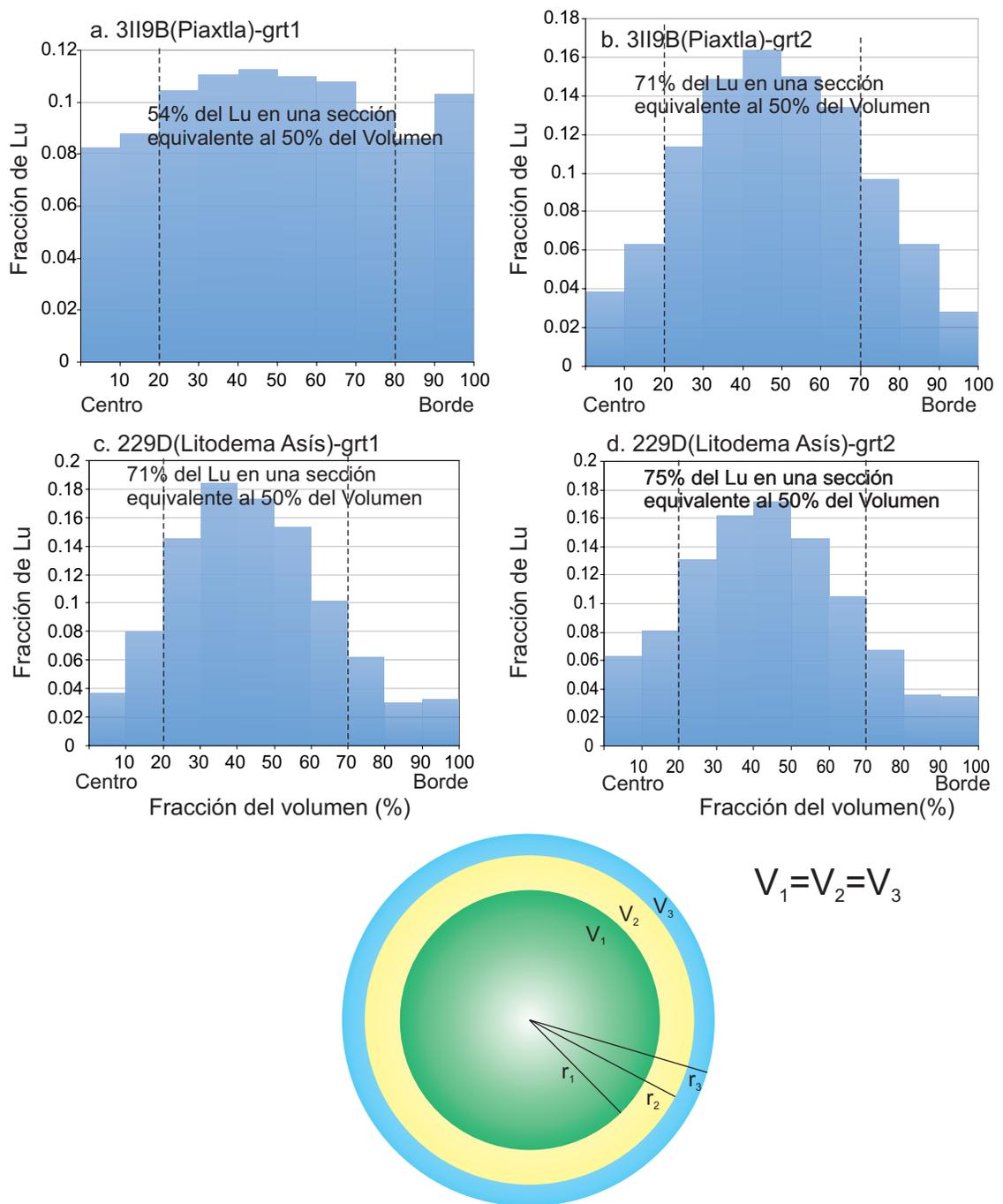


Figura 33. Distribución del Lu en el granate. Se dividió cada granate en secciones de 10% del volumen total. La abscisa de la gráfica corresponde a las secciones desde el centro hasta el borde del cristal, la ordenada corresponde a la fracción de Lu contenida en esa sección. Puede observarse que en los cuatro granates analizados más del 50% del Lu está distribuido en una sección equivalente al 50% del volumen del granate. En la parte inferior de la figura se muestran secciones de igual volumen en una esfera (los granates se modelan como esferas) y radio diferente.

Tabla 6. Concentraciones de Lu y Hf y razones isotópicas para las muestras de roca total y las fracciones de granate, utilizadas para el cálculo de las edades, todas las rocas son eclogitas retrogradadas a anfibolitas.

Muestra	Lu, ppm	Hf, ppm	$^{176}\text{Lu}/$ ^{177}Hf	$^{176}\text{Hf}/$ ^{177}Hf	$\pm 2\text{s.e.}$ en últimos dígitos	$^{176}\text{Hf}/$ $^{177}\text{Hf}_{(t)}$	$\epsilon\text{Hf}_{(t)}$	TDM_{Hf} Ga
Litodema Asís (18° 08' 34'', 98° 17' 01'')								
ME-1003-13 wr-2 (b+)	0.461	4.14	0.01581	0.282799	6	0.282695	+4.9	1.022
ME-1003-13 grt-1 fino (tt)	1.67	0.162	1.466	0.292329	13			
ME-1003-13 grt-2 fino (tt)	1.70	0.197	1.229	0.290812	19			
ME-1003-13 grt-3 fino (tt)	1.72	0.202	1.210	0.290697	19			
Litodema Asís (18° 08' 34'', 98° 17' 01'')								
229 D wr-1 (b+)	0.407	2.86	0.02019	0.282895	6	0.282722	+5.9	0.989
229 D grt-1 fragmentos (tt)	1.49	0.261	0.8106	0.288123	7			
229 D grt-2a grueso (tt)	1.51	0.301	0.7123	0.287400	8			
229 D grt-3 fragmentos (tt)	1.48	0.288	0.7284	0.287549	8			
229 D grt-4 fragmentos (tt)	1.46	0.263	0.7907	0.287958	9			
229 D grt-2b grueso (tt)	1.56	0.316	0.7018	0.287374	9			
229 D grt-2c grueso (tt)	1.66	0.284	0.8310	0.288243	10			
Suite Piaxtla (18° 26' 25'', 98° 17' 52'')								
3II9B wr-1 (b+)	0.450	6.470	0.009861	0.282788	5	0.282762	+7.2	0.832
3II9B grt-1 fino (tt)	2.13	0.466	0.6506	0.287018	10			
3II9B grt-2 grueso (tt)	1.95	0.454	0.6104	0.286749	9			
3II9B grt-3 fino (tt)	2.41	0.626	0.5483	0.286357	9			
3II9B grt-4 fino (tt)	2.19	0.676	0.4595	0.285758	9			
3II9B grt-5 grueso (tt)	1.97	0.475	0.5900	0.286654	8			
3II9B grt-6 grueso (tt)	1.95	0.601	0.4617	0.285786	10			
Suite Piaxtla (18° 26' 25'', 98° 17' 52'')								
3II9D wr-2 (b+)	0.308	2.36	0.01853	0.282864	5	0.282741	+6.5	0.990
3II9D grt-1 fino (tt)	0.814	0.186	0.6204	0.286830	14			
3II9D grt-2 grueso (tt)	0.710	0.231	0.4359	0.285603	14			
3II9D grt-3 fino (tt)	0.843	0.191	0.6272	0.286929	12			

Nota: (b+) digestion en bomba. (tt) *table top* o digestion en placa caliente. $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ y $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ se calcularon usando la edad de cada roca obtenida de la isócrona Lu-Hf. Se tomaron los valores del CHUR hoy como $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}(0)}=0.282772$ y $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}(0)}=0.0332$ (Vervoort *et al.*, 2000). La edad modelo TDM_{Hf} usando los valores del modelo para el manto empobrecido (DM) actual $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{DM}(0)}=0.283224$ (Vervoort *et al.*, 2000) y $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{DM}(0)}=0.03836$ (calculada para $\epsilon\text{Hf}_{(0)}$ hace 4500 Ma con una constante de decaimiento $\lambda=1.867 \times 10^{-11}$ año $^{-1}$ (Scherer *et al.*, 2001; Soedlerlund *et al.*, 2004).

porfidoblastos de granate de las muestras 3II9B y 229D. El procedimiento para obtener tal ajuste fue descrito en la metodología (Capítulo 2.5).

El ajuste resultó en una aproximación algo burda, pero aún si los datos se ajustaran

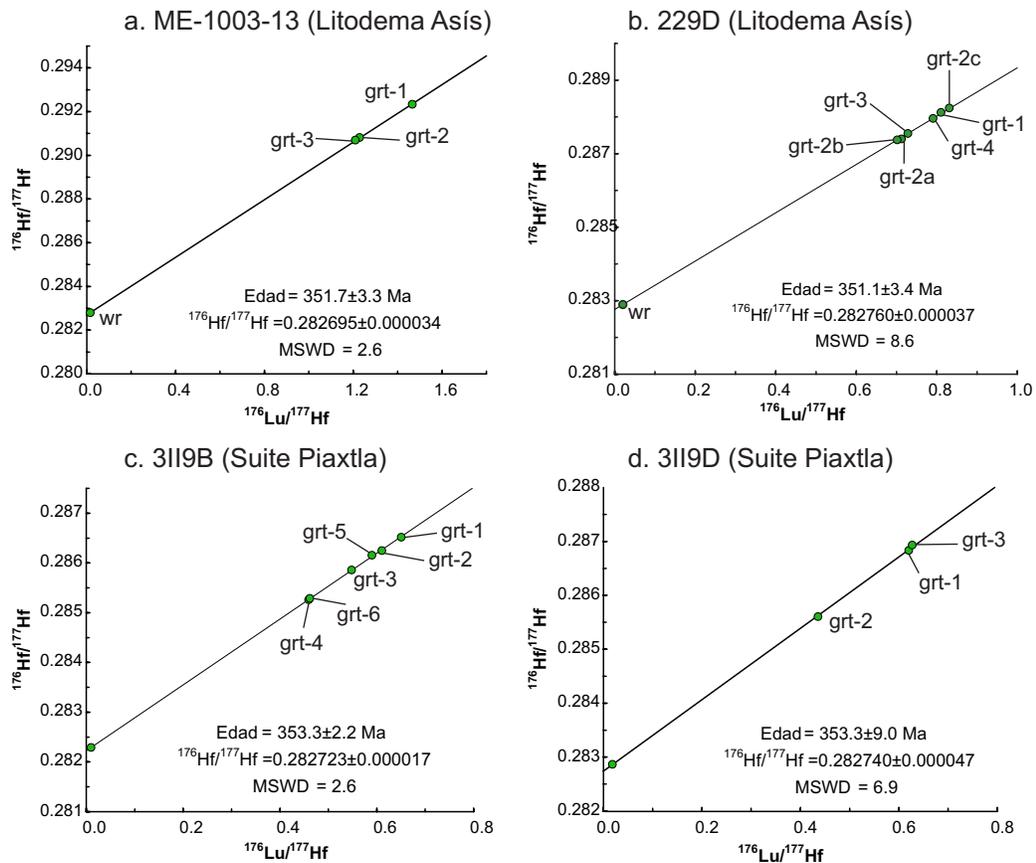


Figura 34. Isócronas Lu-Hf de roca total y varias fracciones de granate calculadas usando una constante de decaimiento de $1.867 \text{ e}^{-11} \text{ año}^{-1}$. Las cuatro muestras (del Litodema Asís y la Suite Piaxtla) dieron edades Lu-Hf similares dentro del error, con una media ponderada de 352 ± 4 Ma (95% c.l.).

perfectamente, es difícil extenderlo para la población total de granates en la roca. Sin embargo es información útil para la interpretación de las edades Lu-Hf.

Posteriormente, con estos modelos se calculó la concentración de Lu en secciones esféricas concéntricas de granate que contienen el 10% del volumen de éste y se graficó en un diagrama de barras donde la ordenada es la fracción del Lu total del granate en cada sección. Esto se hizo con el fin de observar dónde se encuentra concentrada la mayor cantidad de Lu. A partir de tales diagramas se puede decir que en todos los granates, al menos el 50% del Lu esta concentrado en el 50% del volumen del mineral (Figura 33).

Se debe hacer énfasis en la importancia de estos diagramas, ya que al observar

únicamente los diagramas de Lu vs. posición (Figura 33) a partir del centro geométrico del granate se podría pensar que la mayor parte del Lu esta concentrado en un volumen pequeño donde se encuentran los máximos de los perfiles. Lo que puede concluirse es que a pesar de los máximos de Lu cerca del centro y del borde libre de inclusiones de los granates, el efecto en la distribución total de este elemento es mínimo.

4.3.3. Geocronología Lu-Hf

Los trabajos realizados para la geocronología Lutecio-Hafnio resultaron en cuatro isócronas de granate y roca total (Figura 34, Tabla 6). Las isócronas fueron calculadas usando Isoplot 3.6 (Ludwig, 2008) y una constante de decaimiento para el ^{176}Lu de $1.867 \text{ e}^{-11} \text{ año}^{-1}$ (Scherer *et al.*, 2001; Scherer *et al.*, 2003; Soederlund *et al.*, 2004).

La isócrona para la muestra ME-1003-13, calculada con roca total y tres fracciones de granate, dio una edad de $351 \pm 3.3 \text{ Ma}$ (2σ) con un MSWD (Mean square weighted deviation) de 2.6 (Figura 34a). Los granates de esta muestra tienen las relaciones de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ más altas entre las muestras fechadas (1.210 – 1.466) y concentraciones de Lu entre 1.67 y 1.72 ppm. El valor $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial es $0.282695 \pm 35 \cdot 10^{-6}$ que corresponde a un $\varepsilon\text{Hf}_{(t)}$ de +4.9. La isócrona para la muestra 229D basada en roca total y 6 fracciones de granate resultó en una edad de $351 \pm 3.4 \text{ Ma}$. Las relaciones de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de estos granates están entre 1.46 y 1.66 y las concentraciones de Lu en el rango 1.48-1.66 ppm. El valor $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial es $0.282760 \pm 37 \cdot 10^{-6}$ que corresponde a un $\varepsilon\text{Hf}_{(350)}$ de + 7.2.

Las isócronas para las muestras 3II9B y 3II9D, del área de Piaxtla, dieron edades de $353 \pm 2.2 \text{ Ma}$ y 353 ± 9.0 respectivamente. Las relaciones de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de las muestras 3II9B y 3II9D son las más bajas con un mínimo de 0.4359. Las concentraciones de Lu de los granates de la muestra 3II9D están en el rango de 0.71-0.84 mientras que en la muestra 3II9B son de 1.95-2.41. El valor $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial de la muestra 3II9B es $0.282723 \pm 17 \cdot 10^{-6}$ que corresponde a un $\varepsilon\text{Hf}_{(350)}$ de +6. Para la muestra 3II9D el valor $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial es $0.282740 \pm 47 \cdot 10^{-6}$ que corresponde a un $\varepsilon\text{Hf}_{(t)}$ de +6.5.

Usando los datos de las muestras 3II9B y 3II9D del área de Piaxtla, para construir una línea de regresión se obtiene un resultado de $352.5 \pm 1.8 \text{ Ma}$. Igualmente con dos muestras del área de Asís (ME-1003-13 y 229D) en una misma línea de regresión se obtiene una edad de $352.2 \pm 3.1 \text{ Ma}$. Las edades calculadas con las

dos muestras de cada área se traslapan dentro del error de 2σ .

Los valores de MSWD de todas las isócronas calculadas son relativamente altos y están entre 2.6 y 8.9. La alta dispersión en los datos podría ser resultado de alguna inconsistencia en la digestión de los granates o de algún proceso geológico. Ya que el método de digestión de granates utilizado en este estudio ha probado ser adecuado y ha arrojado isócronas con valores de MSWD cercanos a 1.0 (John *et al.*, 2010; Lagos *et al.*, 2007; Smit *et al.*, 2010), se puede interpretar como la segunda opción. Las edades encontradas son muy consistentes y todas las rocas caen sobre una línea de regresión, lo que no puede explicarse por una mezcla de dos componentes subrayando así la validez de las edades. El MSWD de 13 en la línea de regresión donde grafican todas las rocas, es probablemente el resultado de una diferencia real en la composición inicial de Hf de cada roca.

4.3.4. Discusión y conclusiones

Se puede concluir a partir de la petrografía, que las rocas estudiadas experimentaron un primer evento metamórfico en condiciones de la facies de eclogita y marcado por la paragénesis $\text{Omp}+\text{Grt}+\text{Rt}\pm\text{Cal}+\text{Qtz}\pm\text{Zo}$. Posteriormente experimentaron retrogresión en facies de anfibolita, con la asociación mineral $\text{Hbl}+\text{Ab}+\text{Qtz}+\text{Ep}+\text{Qtz}$, y por último una retrogresión marcada por bordes de color verde azul en la hornblenda y formación de epidota que probablemente corresponde a la facies de esquisto verde.

Los patrones de zonamiento de los granates, observados en la petrografía, la química de elementos mayores y los mapas de rayos x, sugieren que los granates crecieron al menos en dos etapas diferentes. Durante la primera etapa los granates incorporaron numerosas inclusiones (cuarzo, rutilo, circón y otras inclusiones finas), mientras que en la segunda etapa el mineral creció prácticamente libre de inclusiones.

Las mayores concentraciones de Lu ocurren en el límite entre ambos dominios de crecimiento. En estos puntos se calculó una anomalía positiva de Eu, lo que nos lleva a pensar que probablemente ambas etapas de crecimiento se dieron durante la facies de eclogita (en ausencia de plagioclasa). No puede descartarse un evento de reabsorción del granate, ya que en las láminas delgadas hay granates subhedrales a redondeados. Tal reabsorción puede haber ocurrido durante la facies de anfibolita. Sin embargo, aún si los granates se reabsorbieron, las temperaturas a las cuales sucedió este proceso no fueron lo suficientemente altas para perturbar

significativamente la distribución de Lu.

A pesar de los máximos en los perfiles de concentración de Lu vs. posición en el granate, los modelos de distribución indican que la mayor parte del Lu (más del 50% en todos los granates analizados) está distribuida en una porción que representa un 50% o más del volumen total del granate.

Los modelos de crecimiento calculados sugieren una distribución normal del Lu. A partir de allí las edades obtenidas se interpretan como el promedio de la edad de crecimiento de los granates. En todas las muestras el granate es parte de la paragénesis de la facies de eclogita, por lo tanto si se está fechando el crecimiento de los granates, estas edades equivalen al evento de alta presión.

Comparando los resultados de este trabajo con fechamientos realizados en las eclogitas del Complejo Acatlán por otros métodos, se observa que la edad U-Pb en circón (SHRIMP) reportada por Elías-Herrera *et al.* (2007) de 353 ± 1 Ma es idéntica a la edad Lu-Hf de las eclogitas de Piaxtla (3II9B y 3II9D) de este trabajo. Una edad concordante de U-Pb en circón con TIMS, reportada por Middleton *et al.* (2007) es ligeramente más joven que las obtenidas en este trabajo (346 ± 3 Ma).

Se ha visto que durante el metamorfismo de alta presión pueden recrystalizar bordes metamórficos en los circones o incluso formarse circones completos bajo condiciones subsolidus en presencia de fluidos (Rubatto, 2002). La edad de 353 ± 1 fue publicada en un resumen, y no queda claro qué fue lo que se fechó. Por otra parte la edad de 346 ± 3 Ma es una edad TIMS, que implica que se obtuvo por medio de disolución de fracciones de circones enteros.

La consistencia entre las edades de U-Pb en circón reportadas y las edades de Lu-Hf con la información presentada en este trabajo indica claramente que las edades de U-Pb se relacionan con crecimiento de circón metamórfico ó de bordes metamórficos (en el caso de SHRIMP), que crecieron durante el evento de alta presión. Si se quiere fechar eclogitas con el método U-Pb en circón, es indispensable analizar las tierras raras, ya que los patrones de tierras raras de circones que crecen en equilibrio con el granate y en ausencia de plagioclasa son característicos debido a la falta de una anomalía de Eu.

Las edades ^{40}Ar - ^{39}Ar reportadas en esquistos azules tanto del occidente del Complejo Acatlán como del norte, son en general más jóvenes que las edades Lu-Hf y las U-Pb, por aproximadamente 20 Ma (Vega-Granillo *et al.*, 2007; Ramos-Arias *et al.*, 2011; Galaz E. *et al.*, 2012). Estas edades representan la formación de la fengita durante la facies de esquistos azul ya que la temperatura de cierre de micas

blancas (fengita) para tal método está en un rango de 350-450 °C (Sisson y Onstott, 1986; Kirschner *et al.*, 1996; Lister y Baldwin, 1996), equivalente a la temperatura a la cual se forman esquistos azules. Para explicar esta diferencia en edad se ha propuesto un mecanismo de deformación continuo a lo largo de la cabalgadura principal acompañada por exhumación progresiva (Ramos-Arias *et al.*, 2011) y que las rocas de alta presión del área de Ixcamilpa no marcan una sutura, sino un *klippe*. Además varios autores han propuesto que las eclogitas extrusionaron a lo largo de un canal limitado por una zona de falla lístrica normal misisípica y un cabalgamiento modificado por una falla dextral pérmica (Ortega-Obregon *et al.*, 2009; Ramos-Arias y Keppie, 2010; Ramos-Arias *et al.*, 2011; Keppie *et al.*, 2012). La edad carbonífera encontrada en este trabajo no aporta información para confirmar o rechazar esta hipótesis, sin embargo independientemente de cómo subieron las rocas de alta presión a superficie, éstas deben haberse formado en una zona de subducción, que marca una colisión entre dos bloques de corteza continental.

Las rocas fechadas de la *Suite* Piaxtla y el Litodema Asís tienen edades equivalentes dentro del error, además caen todas sobre la misma isócrona. El área de Piaxtla corresponde a lo que Talavera- Mendoza *et al.* (2005) y Vega-Granillo *et al.* (2007) llaman *Suite* Xayacatlán, donde proponen un metamorfismo de alta presión de edad ordovícica temprana (490-477 Ma). Lo que los resultados de este trabajo permiten afirmar es que, al menos en ésta zona del Complejo Acatlán, el metamorfismo en facies de eclogita no es de tal edad, si no de ca. 352 Ma.

Por otra parte la edad de 430 Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar en Mg-Taramita, un anfíbol de alta presión) en una eclogita del área de Santa Cruz Organal, así como edades de ca. 374-373 Ma en fengitas de las áreas de Tehuitzingo y Santa Cruz Organal (Vega-Granillo *et al.*, 2007; Galaz E *et al.*, en prensa) sugieren que sí pudo haber ocurrido metamorfismo de alta presión anterior al Carbonífero en otros bloques del Complejo Acatlán, o podría tratarse de Ar heredado, lo que sugieren espectros de Ar escalonados en Vega-Granillo *et al.* (2007).

Las condiciones de P y T calculadas por Galaz E *et al.* (en prensa) en el área de Tehuitzingo coinciden con las calculadas por Vega-Granillo *et al.* (2007) en lo que ellos denominan *Suite* Esperanza, además de que las edades reportadas por ambos autores en anfíboles de las eclogitas son equivalentes dentro del error (Tabla 1). Esto sugiere que las rocas del área de Tehuitzingo podrían pertenecer a lo que Vega-Granillo *et al.* (2007) denominan *Suite* Esperanza. Además esta *Suite* podría ser un bloque independiente, lo que implicaría que el Complejo Acatlán está compuesto

por microbloques que registran eventos de alta presión en momentos diferentes y por lo tanto registran una evolución tectónica independiente antes del Carbonífero. Sin embargo, según la descripción hecha por Galaz E *et al.* (en prensa), el esquisto micáceo analizado para termobarometría contiene una asociación de grado medio caracterizada por fengita+zoisita+anfíbol+cuarzo, y describen el granate como alterado a clorita, lo que hace pensar que el contenido de Fe y Mg de los granates y de las micas pudo haber sido modificado por los eventos posteriores al evento de alta presión, de tal manera que la temperatura obtenida podría estar sobrestimada. La edad carbonífera encontrada en este trabajo, representa la edad de metamorfismo de alta presión en la *Suite* Piaxtla (incluyendo el litodema Asís) y, por lo tanto, un momento en el cual hubo subducción activa como proceso geodinámico principal. Esta edad coincide con el cierre del océano Rhéico (Nance *et al.*, 2012) y apoya al modelo propuesto por Nance *et al.* (2006). Sin embargo, como ya se discutió anteriormente, no puede descartarse la posibilidad de que existan varios microbloques que registren eventos de alta presión con diferente edad (anterior al Carbonífero) y que éstos compongan el Complejo Acatlán.

En este trabajo no fue posible analizar eclogitas con granate de todas las zonas del Complejo Acatlán y aún quedan dudas sobre la edad del evento de alta presión en el área de los Granitoides Esperanza y en el área de Ixcamilpa. Ya que el fechamiento con el método Lu-Hf fue exitoso para las eclogitas retrogradadas de las áreas de Piaxtla y el litodema Asís, es recomendable utilizarlo para las rocas de alta presión de las zonas que aún presentan incertidumbre y, finalmente, resolver el problema de la temporalidad de los eventos de alta presión en el Complejo Acatlán.

5. Implicaciones tectónicas y posibles correlaciones entre el Bloque Maya sur, el Complejo Acatlán y otros terrenos de Suramérica

En este capítulo se hace una síntesis de los capítulos 3 y 4. El objetivo es establecer algunas relaciones entre el magmatismo del Paleozoico temprano a medio del Bloque Maya y del Terreno Mixteca y ligar los procesos como el metamorfismo en facies de eclogita del Complejo Acatlán con procesos geodinámicos imperantes durante éste periodo.

5.1. Pre-Ordovícico

Al oeste de Motozintla, en el sur del bloque Maya, aflora una secuencia deformada de anfibolitas intercaladas con rocas calcisilicatadas, denominada Unidad Candelaria la cual es la base de la columna estratigráfica (Figura 19). Estas anfibolitas deformadas se caracterizan por su composición química primitiva, con patrones de tierras raras planos, contenidos relativamente altos en Cr (110-220 ppm) y Ni (30-100 ppm), valores iniciales de ϵNd en un rango de +4.22 a +5.29 y relaciones entre Th, Hf y Nb que sugieren un posible ambiente E-MORB o de basaltos intraplaca (Figura 17, Estrada-Carmona *et al.*, 2012). Aunque no existe geocronología precisa de la Unidad Candelaria, relaciones de campo y la deformación indican que debe ser más antigua que la Unidad Jocote, no deformada, que la sobreyace de forma discordante. La edad mínima de depositación de la Unidad Jocote está dada por un granito tipo S, que la intrusionó en el Ordovícico temprano (ca. 482 Ma, Weber *et al.*, 2008). La historia pre-ordovícica en el sur del bloque Maya puede resumirse de la siguiente manera: (1) volcanismo basáltico y depósitos de carbonatos y rocas calcisilicatadas; (2) sepultamiento y deformación de esta secuencia formando pliegues angostos hasta isoclinales; (3) depositación de una secuencia sedimentaria clástica – la unidad Jocote – sobre la unidad Candelaria. La deformación de la unidad Candelaria puede estar relacionada tanto a un evento convergente, quizás orogénico, como a tectónica transpresional.

El origen de la Unidad Candelaria podría estar relacionado con la apertura inicial de Rodinia durante el Ediacariano a Cámbrico temprano. Tal origen ha sido propuesto para un enjambre de diques máficos sin metamorfismo que intrusionan el Gneis Novillo de edad precámbrica, ubicado al noreste de México. El enjambre

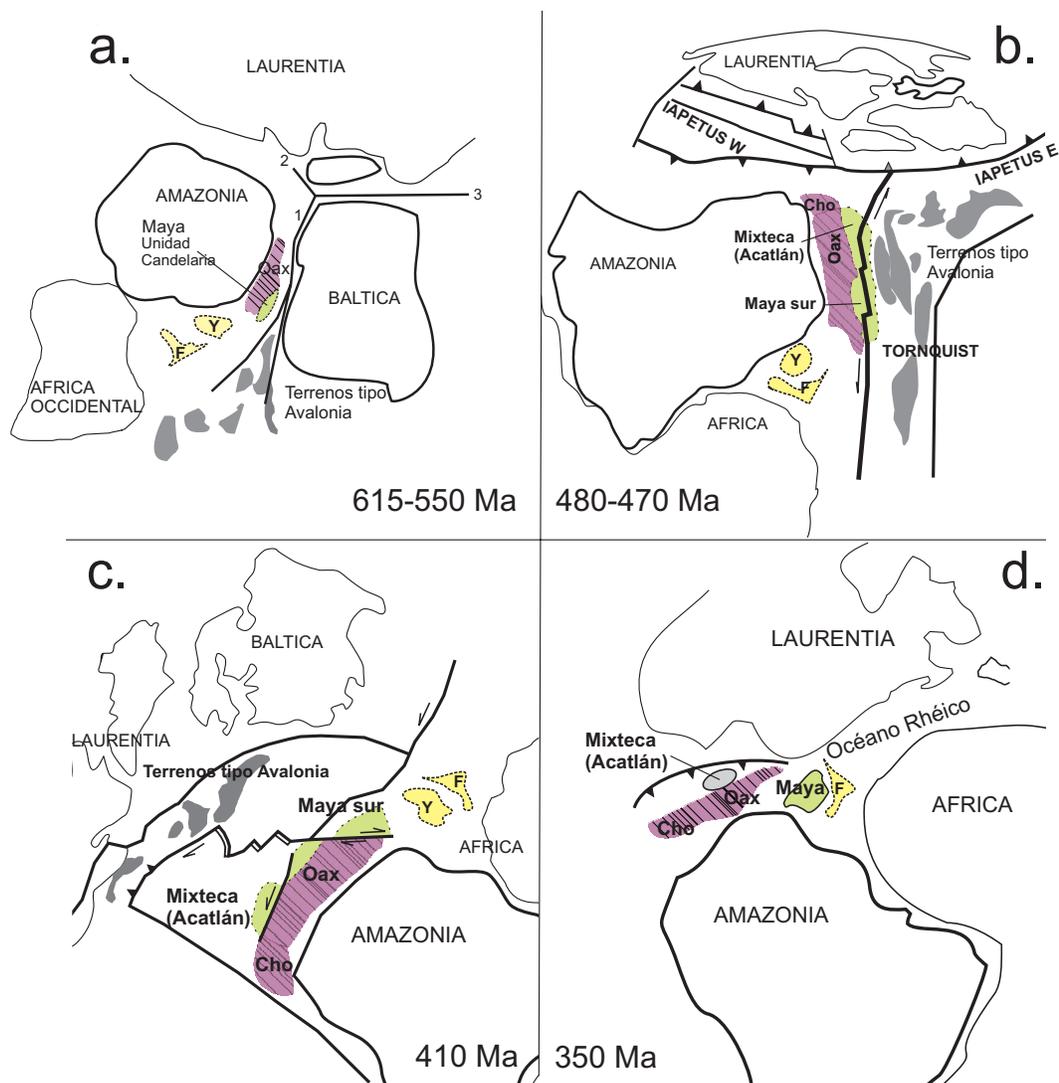


Figura 35. Reconstrucción paleogeográfica desde el Neoproterozoico hasta el Carbonífero con la ubicación propuesta para terrenos peri-gondwánicos del sur de México, según Murphy et al., (2004, p.662) y Weber et al., (2012, p.14). a. Ruptura continental incipiente entre Báltica, Amazonia y Laurentia (Pisarevsky et al., 2008), posible formación de los protolitos basálticos de la Unidad Candelaria. 1, 2 y 3 indican el orden de apertura de los brazos del punto triple. b. Movimiento de los terrenos tipo Avalonia hacia Laurentia, debido a apertura continental con una componente transcurrente que produce magmatismo bimodal en el Terreno Mixteca (Keppie et al., 2008; Morales-Gómez et al., 2008) y el Bloque Maya (Ortega-Obregón et al., 2008; Weber et al., 2008; Solari et al., 2010; Estrada-Carmona et al., 2012). c. Apertura del océano Rhéico durante el Silúrico-Devónico. d. Cierre del océano Rhéico produciendo metamorfismo de alta presión en el terreno Mixteca modificado de Vega-Granillo et al. (2007, p.1263), Miller et al. (2007, p. 508), Galaz E. et al. (en prensa, p. 17). Oax=Oaxaquia, Y=Yucatán, F=Florida, Cho=Chortis. El Terreno Mérida puede considerarse como parte del Bloque Maya sur hasta la separación de Pangea.

de diques que intrusionan al Gneis Novillo ha sido fechado en 546 ± 5 Ma (^{39}Ar - ^{40}Ar en hornblenda, Keppie *et al.*, 2006) y sus características químicas típicas de ambientes tectónicos intraplaca, llevaron a Keppie *et al.* (2006) a interpretarlos como producto de un magmatismo asociado a una pluma relacionada a la apertura del supercontinente Rodinia y la separación de Oaxaquia de Avalonia (Keppie *et al.*, 2006) o a un origen ligado a la separación de Báltica de Amazonia y Oaxaquia (Li *et al.*, 2008; Figura 35a) culminando en la formación de la parte este del océano Iapetus y el océano Tornquist hacia el sur. Este modelo de pluma, cuya localización fue sugerida en un punto triple entre Laurentia, Amazonia y Báltica (Figura 35a), se basa en diversas series de enjambres de diques con características geoquímicas relacionadas a procesos de *rifting*, que ocurren no solamente en el Gneis Novillo, sino que son comunes en Laurentia, con edades reportadas de ~615 a ~550 Ma, y en Báltica, con edades desde ~616 hasta ~520 Ma (Pisarevsky *et al.*, 2008).

Si la secuencia con anfíbolitas de la unidad Candelaria en Chiapas resulta ser parte del magmatismo toleítico durante el Ediacariano, indicaría la existencia de una cuenca oceánica relacionada con la formación de los océanos Iapetus o Tornquist. En el contexto paleogeográfico propuesto en las Figuras 35a y b, la deformación de la unidad Candelaria podría estar relacionada al arribo (acreción) de uno de los terrenos "tipo" Avalonia en un régimen tectónico sinestral transpresional posterior a la separación de Báltica de Gondwana durante el Paleozoico temprano (Figura 36a). No se sabe la temporalidad de este evento compresional, pero indudablemente la unidad Jocote, con sedimentos clásticos, debe haberse depositado después del plegamiento de la unidad Candelaria. Dentro del mismo modelo tectónico propuesto en la Figura 35b y 36b, la depositación de la unidad Jocote puede haber ocurrido por un cambio del régimen tectónico de transpresional a transtensional, formando cuencas de *rift*, quizás al inicio del Ordovícico cuando los terrenos tipo Avalonia empezaron a separarse de Gondwana, culminando en el cierre del Océano Iapetus y la colisión de estos terrenos con Laurentia por un lado y la apertura del Océano Rhéico por el lado de Gondwana (Nance *et al.*, 2010). Sin embargo, este modelo es aún muy especulativo, debido a que no existen edades isotópicas que indiquen la edad del magmatismo máfico que formó los protolitos de las anfíbolitas deformadas de la unidad Candelaria. Resolverlo es uno de los grandes retos que quedan para futuros trabajos en esta zona.

5.2. Ordovícico a Devónico

Las unidades Candelaria y Jocote están intrusionadas por diques félsicos y máficos con edades de entre ~470 y 480 Ma (Estrada-Carmona *et al.*, 2012; Weber *et al.*, 2008), sugiriendo un magmatismo bimodal en el Ordovícico temprano. Los diagramas de discriminación del ambiente tectónico basados en las relaciones de Yb, Y, Nb y Ta para las rocas graníticas, y en las relaciones de Th, Hf y Nb para las rocas máficas, sugieren un ambiente de formación en un arco magmático.

Los datos geoquímicos de estas rocas son muy escasos y por lo mismo la validez de interpretaciones sobre el ambiente tectónico basadas en estos datos son muy limitadas. Sin embargo, suponiendo que el magmatismo del Ordovícico temprano estuviera relacionado a un arco, se requiere una zona de subducción, que en el contexto del modelo tectónico arriba mencionado (Figura 35b), tendría lugar en el contexto de la acreción de un terreno “tipo” Avalonia y además, en un ambiente back-arc, en donde también se da lugar a la depositación de la unidad Jocote, en este caso casi simultánea al magmatismo bimodal.

Todo el conjunto (Candelaria, Jocote y diques bimodales) está intrusionado por el plutón Motozintla cuya edad se determinó en ca. 445 Ma (Estrada-Carmona *et al.*, 2012). Plutones de edad similar más otros plutones paleozoicos más jóvenes han sido estudiados en varias regiones del Bloque Maya: En los Altos Cuchumatanes en el oeste de Guatemala afloran filitas, micaesquistos, anfibolitas de granate y gneises intrusionados por dos generaciones de granitoides: uno ordovícico de ~461 Ma y otro pensilvánico, de 317-312 Ma (Solari *et al.*, 2010). En el área de Rabinal-Salamá en el centro de Guatemala, al sur del sistema de fallas Polochic afloran rocas metasedimentarias siliciclásticas de la Unidad San Gabriel, intrusionadas por el granito Rabinal de edad ordovícica (~462-453 Ma, Ortega-Obregón *et al.*, 2008). En Belice, los intrusivos son de edad silúrica-devónica (ca. 420-400 Ma, Steiner y Walker 1996; Weber *et al.*, 2012). Las características químicas (patrones de tierras raras y concentraciones de elementos traza) de los granitoides del área de Motozintla, Rabinal y las Montañas Maya son muy similares. Son granitos peraluminosos cuyo ambiente tectónico de formación puede ser de arco volcánico o intraplaca. Se ha propuesto que las firmas geoquímicas de arco volcánico son heredadas de la fuente (Ortega-Obregón *et al.*, 2008). Evidencias isotópicas (de Nd y Hf) sugieren que una corteza mesoproterozoica adelgazada pudiera ser la fuente

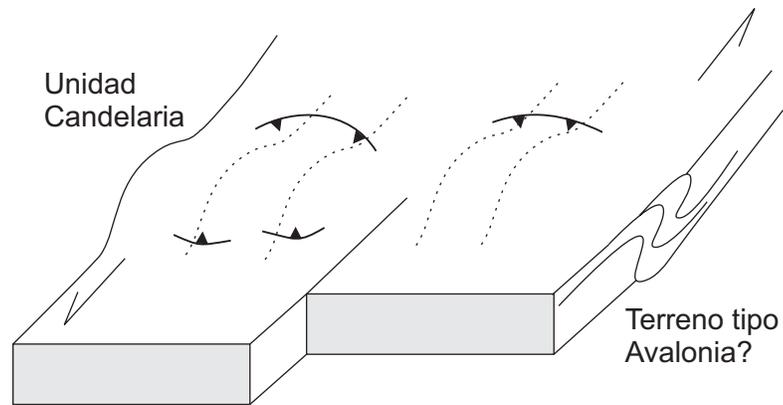
Tabla 7. Edades publicadas para rocas magmáticas del Complejo Acatlán.

Edad	Roca/Unidad	Mineral	Método	Referencia
371 ± 34	Granitoides Esperanza	Circón	U-Pb TIMS	Yañez et al., 1991
388 ± 44	Eclogitas Xayacatlan	Grt-Rt	Sm-Nd	Yañez et al., 1992
440 ± 14	Granitoides Esperanza	Circón	U-Pb TIMS intercepto inferior	Ortega-Gutiérrez et al., 1999
478 ± 5	Granitoides Esperanza	Circón	U-Pb	Campa-Uranga et al., 2002
471 ± 6	Granitoides Esperanza	Circón	U-Pb	Sánchez-Zavala et al., 2004
474 ± 16	Granitoides Esperanza	Circón	U-Pb LA-ICPMS mediana +20 granos	Talavera-Mendoza et al., 2005
461 ± 7				
442 ± 5				
478 ± 5	Leucogranito Teticic	Circón	U-Pb LA-ICPMS mediana 8 granos	Talavera-Mendoza et al., 2005
471 ± 5				
476 ± 8	Leucogranito El Progreso	Circón	U-Pb LA-ICPMS mediana 25 granos	Talavera-Mendoza et al., 2005
461 ± 9	Leucogranito Mimilulco	Circón	U-Pb LA-ICPMS mediana 25 granos	Talavera-Mendoza et al., 2005
467 ± 8	Granito Palo Liso	Circón	U-Pb SHRIMP	Elías-Herrera et al., 2007
464 ± 2	Granito Los Hornos			
463 ± 4	Granito Cuajilote			
467 ± 16	Granito La Noria	Circón	U-Pb SHRIMP	Miller et al., 2007
461 ± 2	Granito Palo Liso		U-Pb TIMS single grain	
440 ± 15	Ortogneis Esperanza	Circón	U-Pb LA-ICPMS intercepto inferior	Vega-Granillo et al., 2007
372 ± 8	Leucogranito Esperanza	Circón	U-Pb LA-ICPMS mediana 12 granos	Vega-Granillo et al., 2007
442 ± 1	Dique Xayacatlán	Circón concordante	U-Pb circon detrítico	Keppie et al., 2008
434 ± 3	Dique Xayacatlán	Hornblenda	³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar edad plateau	Keppie et al., 2008

del magmatismo (Weber *et al.*, 2012) en un ambiente de ruptura continental (Figura 35b).

En el Complejo Acatlán afloran granitos con edades desde el Ordovícico temprano hasta el Ordovícico tardío (Tabla 7), que incluyen a los Granitoides Esperanza, granitos deformados que, según algunos autores, experimentaron metamorfismo de alta presión (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Vega-Granillo *et al.*, 2007; Galaz E *et al.*, en prensa) y algunos granitos no deformados como La Noria, El Progreso, Teticic y Palo Liso (Tabla 7). Los diferentes granitoides se han asociado a diferentes ambientes de formación como: (1) fusión parcial por deshidratación (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999), (2) ambientes de arco (Miller *et al.*, 2007) ó (3) magmatismo

a. Deformación de la formación candelaria antes del Ordovícico temprano en un régimen tectónico transpresivo.



b. Magmatismo bimodal que intrusión las unidades Candelaria y Jocote durante el Ordovícico temprano.

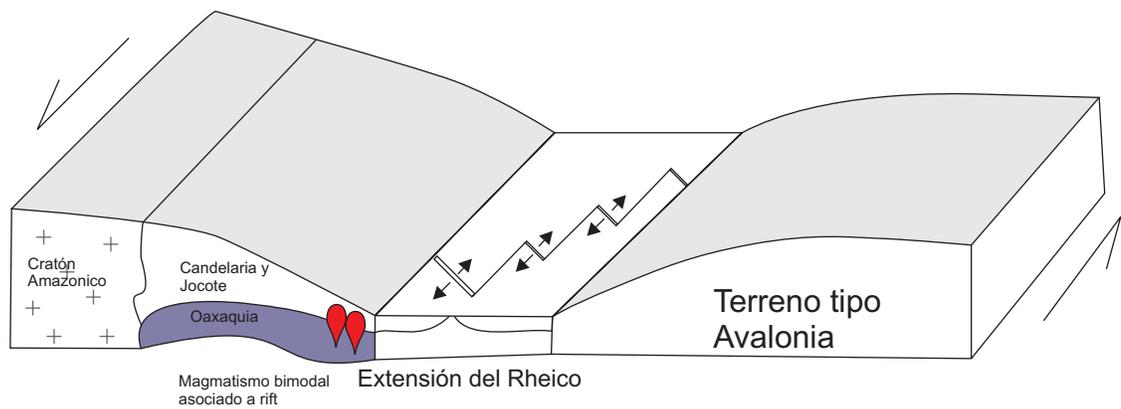


Figura 36. a. Régimen transpresivo relacionado a la posible acreción de un terreno tipo Avalonia que causó la deformación de la Unidad Candelaria antes del Ordovícico temprano. b. Cambio a un régimen transtensivo durante el Ordovícico temprano y generación de magmas posiblemente asociados a rift que intrusionan las unidades Candelaria y Jocote.

de *rift*. Sin embargo, la geoquímica de las rocas félsicas no es concluyente. Una serie de rocas ígneas con composición toleítica cuya edad ha sido establecida entre Ordovícico temprano a Silúrico temprano (Keppie *et al.*, 2008a), ocurre en forma de enjambre de diques asociados con los granitoides. Características químicas de intraplaca de estos diques han sido interpretadas como resultado de un evento de “*rifting*” a lo largo de un margen continental (Keppie *et al.*, 2008a).

Por otra parte el magmatismo ordovícico no está restringido a México y el norte de Centroamérica. En los Andes Venezolanos (Terreno Mérida) se ha encontrado un basamento metasedimentario del Precámbrico tardío al Paleozoico temprano (Asociación Sierra Nevada), que está intrusionado por granitoides con edades desde el Ordovícico temprano al Silúrico (500-415 Ma) y también del Pérmico-Triásico (Van der Lelij *et al.*, 2011). Aparentemente, la estratigrafía y la edad del magmatismo en el Terreno Mérida parece ser similar a la del Bloque Maya, sin embargo por las características químicas de arco que tienen algunos de los granitoides del Paleozoico temprano se sugiere que se formaron a lo largo del margen convergente de Iapetus (Bellizzia y Pimentel, 1994; Van Der Lelij *et al.*, 2011) y no en un ambiente de apertura del Océano Rhéico como se discute para el Complejo Acatlán (p.ej. Keppie *et al.*, 2008) y ahora para el Bloque Maya (Estrada-Carmona *et al.*, 2012). Podría existir una relación entre el magmatismo ordovícico en los terrenos del sur de México y otros bloques de Suramérica como el Complejo Marañón en Perú, donde se han documentado sobrecrecimientos metamórficos de ca. 482-478 Ma (Cardona *et al.*, 2006; Chew *et al.*, 2007) y poblaciones significativas de circones detríticos ordovícicas (Cardona *et al.*, 2006) ó el Bloque Anacona en Colombia donde se han reportado bordes magmáticos en circón formados por anatexis en un ortogneis con edades entre ca. 479 y 443 Ma (Martens *et al.*, 2011). El estudio de estas correlaciones es un trabajo que se debe seguir realizando y que podría aportar información crucial en el contexto de la apertura y cierre de los océanos Iapetus y Rhéico en el Paleozoico.

5.3. Carbonífero

En la Figura 35d se presenta un modelo para la configuración paleogeográfica del noroccidente de Gondwana durante el Carbonífero.

En el bloque Maya las rocas del Carbonífero son principalmente rocas sedimentarias tipo “*flysch*” de la Formación Santa Rosa. La parte inferior de esta formación

se encuentra ligeramente metamorfozada y consiste en filitas y filitas de cuarzo, con horizontes de metacuarcita, generalmente gradadas. Con base en registros paleontológicos (Hernández-García, 1973) y circones detríticos (Weber *et al.*, 2009) se estima su edad entre Misisípica y Pensilvánica temprana. La Formación Santa Rosa superior está formada por lutitas, parcialmente calcáreas, alternando con escasas areniscas y areniscas arcillosas de edad Pensilvaniense, cubierta por calizas de la Formación Grupera del Pérmico temprano. Circones detríticos de la Formación Santa Rosa provienen en su mayoría de rocas que cristalizaron durante el ciclo orogénico Pan-Africano-Brasiliano (700-500 Ma); otros circones tienen edades precámbricas desde el Arcaico hasta el meso-Proterozoico, ordovícicas y devónicas (Weber *et al.*, 2006; 2009). La Formación Santa Rosa se correlaciona con el Grupo Santa Rosa en Guatemala (Clemons y Burkart, 1971) y la Formación Macal en Belice (Dixon, 1956).

La formación Cosoltepec, en el Complejo Acatlán, está formada por filitas y samitas con fragmentos tectónicos de basaltos y forma una parte importante del tal Complejo. La edad de los metasedimentos de la Fm Cosoltepec se ubica entre el Ordovícico y el Devónico superior (Keppie *et al.*, 2007; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005). Las rocas basálticas se han interpretado como vestigios del océano Rhéico dada su geoquímica de MORB, su edad y su deformación inicial durante el Devónico-Carbonífero. Los patrones de proveniencia de los circones de las rocas detríticas del Complejo Acatlán son similares a los de la península de Yucatán y a unidades metasedimentarias del bloque Maya sur, por lo que se ha sugerido una posible correlación (Weber *et al.*, 2008).

La diferencia principal entre el bloque Maya (y los otros bloques de suramérica mencionados) y el terreno Mixteca es un evento metamórfico en facies de eclogita documentado en el Complejo Acatlán, cuya edad ha sido confirmada en este trabajo en ca. 352 Ma.

Las firmas geoquímicas e isotópicas de Sm-Nd de los protolitos de las eclogitas y de los sedimentos intercalados con estos son típicas de toleitas continentales originadas en un ambiente relacionado a un *Rift* y de sedimentos de *Rift* de margen pasiva, respectivamente (Murphy *et al.*, 2006). La combinación de toleitas continentales intraplaca con granitos derivados de la corteza continental y sedimentos de margen pasivo sugiere que los protolitos del litodema Asís representan una secuencia de

Tabla 8. Comparación geocronológica y de los procesos geológicos principales asociados a las unidades en los terrenos del sur de México y el norte de Suramérica.

Edad	Maya			Mixteca	Suramérica
	Chiapas	Guatemala	Belize		
Pre-Ordovícico	Unidad Candelaria Magmatismo asociado a ruptura continental Unidad Jocote Sedimentaria con metamorfismo de grado medio	San Gabriel	Unidad Baldy Sedimentaria clástica	Complejo Acatlán	
Ordovícico temprano	Magmatismo bimodal asociado a rift			Granitoides Esperanza y algunos granitos no deformados (ambiente no definido)	Marañon-Perú metamorfismo Anacona-Colombia anatexis (bordes en circón)
Ordovícico medio a tardío	Plutón Motozintla Ambiente no definido	Suite Rabinal Granito Rabinal intrusiva Secuencia San Gabriel Granitos Altos Cuchumatanes		Magmatismo bimodal asociado a Rift	Edades de intrusivos Ordovícico al Silúrico en Mérida
Devónico			Formación Bladen volcanosedimentaria Intrusivos peraluminosos (tipo S)		
Carbonífero	Formación Santa Rosa	Grupo Santa Rosa	Unidad Macal	Formación Cosoltepec Metamorfismo de alta presión	

Rift-margen pasiva (Murphy *et al.*, 2006). Miller *et al.*, (2007) argumentan que dado el tipo de deformación del litodema Asís y la exhumación rápida de las eclogitas que produjo anatexis de 348-330 Ma, se favorece un modelo de colisión continental para la formación de las rocas de alta presión. La edad encontrada es compatible con un origen debido al cierre del océano Rhéico (Figura 35d) que comenzó durante el Silúrico tardío luego del cierre del océano Iapetus debido a la acreción de los terrenos tipo Avalonia a Laurentia (Stampfli y Borel, 2002) y terminó con el ensamblaje de Pangea durante el Permo-Carbonífero (Murphy *et al.*, 2006). Sin embargo, con la información obtenida en el presente trabajo, no es posible determinar qué tipo de subducción dio origen a las rocas eclogíticas del Complejo Acatlán.

Referencias bibliográficas

Anczkiewicz, R., Platt, J.P., Thirwall, M.F. y Wakabayashi, J. (2004). Franciscan subduction off to a slow start: evidence from high-precision Lu-Hf garnet ages on high grade-blocks. *Earth and planetary science letters*. 225(1-2): 147-161 p.

Anczkiewicz, R., Szczepański, J., Mazur, S., Storey, C., Crowley, Q., Villa, I.M., Thirwall, M.F. y Jeffries, T.E. (2007). Lu–Hf geochronology and trace element distribution in garnet: Implications for uplift and exhumation of ultra-high pressure granulites in the Sudetes, SW Poland. *Lithos*. 95(3-4): 363-380 p.

Ashwal, L.D. (1993). *Anorthosites*. Berlin, Springer-Verlag.

Bateson, J.H., y Hall, I.H.S. (1977). *The geology of the Maya Mountains, Belize*. Institute of Geological Science, Her Majesty's Stationery Office, Overseas Memoir 3, 43.

Bellizzia, A. y Pimentel, N. (1994). Terreno Mérida: un cinturón alóctono Herciniano en la Cordillera de Los Andes de Venezuela. V Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Memoria, 271-299 p.

Blichert-Toft, J. y Albarede, F. (1997). Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP–MS. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 127(3): 248-260 p.

Bottomley, R. (1975). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of basalts from the Columbia River plateau. Tesis. University of Toronto. 104 p.

Boynnton, W.V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in Henderson P. ed., *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 63-114 p.

Burkart, B. y Self, S. (1985). Extension and rotation of crustal blocks in northern central america and effect on the volcanic arc. *Geology*. 13(1): 22-26 p.

Campa, M.F. y Coney, P.J. (1983). Tectono-Stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 20(6): 1040-1051 p.

Campa, M.F., Gehrels, G.E. y Torres de León, R. (2002). Nuevas edades de granitoides metamorfizados del Complejo Acatlán en el estado de Guerrero. *Actas*

INAGEQ. 8(1): 248 p.

Cardona, A., Ruiz, J., Valencia, V.A., Nutman, A. y Sánchez, A. (2006). U/Pb detrital zircon geochronology and Nd isotopes from Paleozoic metasedimentary rocks of the Marañon Complex: Insights on the proto-Andean tectonic evolution of the Eastern Peruvian Andes. Fifth South American Symposium on Isotope Geology. April 24–25 2006, Punta del Este, Uruguay, Short Papers Volume, 208–211 p.

Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B. y Iriondo, A. (2007). Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean–North American plate interaction. *Tectonics*. 26 (TC3007). doi:10.1029/2006TC001981.

Chen, N.S., Sun, M.I.N., You, Z.D. y Malpas, J. (1998). Well-preserved garnet growth zoning in granulite from the Dabie Mountains, central China. *Journal of Metamorphic Geology*. 16(2): 213-222 p.

Chew, D.M., Schaltegger, U., KoÅiler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A. y Misković, A. (2007). U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*. 119(5-6): 697-711 p.

Clemons, R.E., y Burkart, B. (1971). Stratigraphy of northwestern Guatemala. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 32: 143-158 p.

Damon, P.E., y Montesinos, E. (1978). Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff zone in Chiapas, Mexico. *Arizona Geological Society Digest*. 11: 155-168 p.

Damon, P.E., Shafiqullah, M., y Clark, K. (1981). Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera. in Dickinson, W., Payne, W.D., ed. *Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest*. 14: 137-153 p.

Dengo, G. (1985). Mid America; tectonic setting fro the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia. in Nairn, A.E.M., Stehli, F.G., ed. *The oceanic basins and margins: The Pacific Ocean*. New York, Plenum. 7a: 123-180 p.

Dickin, A.P. (2005). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press. 2th. ed. Edimburg. 472 p.

Dickinson, W.R., y Lawton, T.F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *GSA Bulletin*. 113 (9):1142–1160 p.

Dodson, M.H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 40(3): 259-274 p.

Duchene, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lareaux, J.M. y Albarede, F. (1997). The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*. 387: 586-589 p.

Elías-Herrera, M. y Ortega-Gutiérrez, F. (2002). Caltepec fault zone: An early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern México, and regional tectonic implications. *Tectonics*. 21: 1-19 p.

Elías-Herrera, M., Macías-Romo, C., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Iriondo, A. y Ortega-Rivera, A. (2007). Conflicting Stratigraphic and Geochronologic Data From the Acatlán Complex: “Ordovician” Granites Intrude Metamorphic and Sedimentary Rocks of Devonian-Permian age. *Eos Trans. AGU*. 88(23): Jt. Assem. Suppl., Abstract T41A-12 p.

Ellis, D.J. y Green, D.H. (1979). An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 71(1): 13-22 p.

Estrada-Carmona, J., Weber, B., Hecht, L., y Martens, U. (2009). P-T-t trajectory of metamorphic rocks from the central Chiapas Massif Complex: the Custepec Unit, Chiapas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1): 143-259 p.

Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U. y López-Martínez, M. (2012). Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: relations with the early Palaeozoic magmatic belts of northwestern Gondwana. *International Geology Review*. 54(16): 1918-1943 p.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., y Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*. 42(11): 2033-2048 p.

Galaz E, G., Keppie, J.D., Lee, J.K.W. y Ortega-Rivera, A. A high-pressure folded klippe at Tehuitzingo on the western margin of an extrusion zone, Acatlán Complex, southern México. *Gondwana Research*. doi: 10.1016/j.gr.2012.04.011.

Gehrels, G.E., Valencia, V.A. y Pullen, A. (2006). Detrital zircon geochronology by laser-ablation multicollector ICPMS at the Arizona Laserchron Center. *Geochronology: Emerging Opportunities*, Paleontological Society Short Course, October 21, 2006, Philadelphia, PA. *Paleontological Society Papers*. 12: 67-76 p.

Gehrels, G.E., Valencia, V.A. y Ruiz, J. (2008). Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 9(Q03017) doi:10.1029/2007GC001805.

Graham, C.M. y Powell, R. (1984). A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of Metamorphic Geology*. 2(1): 13-31 p.

Guzmán-Speziale, M. y Meneses-Rocha, J.J. (2000). The North America–Caribbean plate boundary west of the Motagua–Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*. 13(4-5): 459-468 p.

Hernández-García, R. (1973). Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas, México *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros*. 25: 79-113 p.

Hiller, R., Weber, B., Hecht, L., Ortega-Gutiérrez, F., Schaaf, P., y López-Martínez, M. (2004). The Sepultura unit – A medium to high grade metasedimentary sequence in the Chiapas Massif, SE México. *Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Querétaro, México, Libro de Resúmenes*, 200 p.

Holland, T.J.B. (1980). The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200 °C. *American Mineralogist*. 65: 129–134 p.

Holland, B. y Powell, J.T. (1990). An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations, the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-CH₂O₂. *Journal of Metamorphic Geology*. 8(1): 89-124 p.

Holland, T.J.B. y Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 116(4): 433-447 p.

Hoskin, P.W.O., y Schaltegger, U. (2003). The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 53(1):27-62 p.

Jochum, K.P., Stoll, B., Herwig, K., Amini, M., Abouchami, W. y Hofmann, A.W. (2005). Lead isotope ratio measurements in geological glasses by laser ablation-sector field-ICP mass spectrometry (LA-SF-ICPMS). *International Journal of Mass Spectrometry*. 242(2-3): 281-289 p.

Jackson, T.A., Duke, M.J.M., Scott, P.W., Smith, F., y Wilkinson, F.C.F. (1995). Petrology and Inferred Tectonic Setting of the Mountain Pine Ridge Granitoids, Maya Mountains, Belize. *International Geology Review*. 37(1): 26 - 38 p.

Janousek, V., Farrow, C.M., y Erban, V. (2006). Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*. 47(6): 1255-1259 p.

Kelley, S. (2002). Excess argon in K-Ar and A-Ar geochronology. *Chemical Geology*. 188(1-2): 1-22 p.

Keppie, J.D., y Ortega-Gutiérrez, F. (1999). Middle American Precambrian basement: A missing piece of the reconstructed 1-Ga orogen. *Geological Society of America Special Papers*. 336: 199-210 p.

Keppie, J.D., y Ramos, V.A. (1999). Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. *Geological Society of America Special Papers*. 336: 267-276 p.

Keppie, J.D. (2004). Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*. 46(9): 765-794 p.

Keppie, J.D., Nance, R.D., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Miller, B.V., Fox, D., Muise, J., Powell, J.T., Mumma, S.A. y Lee, J.W.K. (2004a). Mid-jurassic tectonothermal event superposed on a Paleozoic geological record in the Acatlan Complex of southern Mexico: Hotspot activity during the breakup of Pangea. *Gondwana Research*. 7(1): 239-260 p.

Keppie, J.D., Sandberg, C.A., Miller, B.V., Sanchez-Zavala, J.L., Nance, R.D. y Poole, F.G. (2004b). Implications of latest Pennsylvanian to middle Permian paleontological and U-PbSHRIMP data from the tecamate formation to re-dating tectonothermal events in the Acatlan complex, southern Mexico. *International Geology Review*. 46(8): 745-753 p.

Keppie, J.D. y Morán-Zenteno, D. (2005). Tectonic Implications of Alternative Cenozoic Reconstructions for Southern Mexico and the Chortis Block. *International Geology Review*. 47(5): 473-491 p.

Keppie, J.D., Dostal, J., Nance, R.D., Miller, B.V., Ortega-Rivera, A., y Lee, J.K.W. (2006a). Circa 546 Ma plume-related dykes in the ~1 Ga Novillo Gneis (east-central Mexico): Evidence for the initial separation of Avalonia. *Precambrian Research*. 147 (3-4): 342-353 p.

Keppie, J.D., Nance, R.D., Fernandez-Suarez, J., Storey, C.D., Jeffries, T.E., and Murphy, J.B. (2006b). Detrital zircon data from the eastern Mixteca terrane, Southern Mexico: Evidence for an Ordovician-Mississippian continental rise and a permo-triassic clastic wedge adjacent to oaxaquia. *International Geology Review*. 48(2): 97-111 p.

Keppie, J.D., Dostal, J. y Elías-Herrera, M. (2007). Ordovician-Devonian oceanic basalts in the Cosoltepec Formation, Acatlán Complex, southern México: Vestiges of the Rheic Ocean? *Geological Society of America Special Papers*. 423: 477-487 p.

Keppie, J.D., Dostal, J., Miller, B.V., Morales-Gómez, M., Nance, R.D., Murphy, J.B., Ortega-Rivera, A., Lee, J.W.K., Housh, T., and Cooper, P., (2008a). Ordovician–earliest Silurian rift tholeiites in the Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence of rifting on the southern margin of the Rheic Ocean. *Tectonophysics*. 461(1-4): 130–156 p.

Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B., y Nance, R.D. (2008b). Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*. 461(1-4): 277-290 p.

Keppie, J.D., Nance, R.D., Murphy, J.B., Miller, B.V., Dostal, J. y Ortega-Rivera, A. (2009). Pressure-temperature-time evolution of high-pressure rocks of the Acatlán Complex(southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: Comment. *GSA Bulletin*. 121(9-10): 1456-1459 p.

Keppie, J.D., Dostal, J., Norman, M., Urrutia-Fucugauchi, J., y Grajales-Nishimura, M. (2011). Study of melt and a clast of 546 Ma magmatic arc rocks in the 65 Ma Chicxulub bolide breccia, northern Maya block, Mexico: western limit of Ediacaran arc peripheral to northern Gondwana. *International Geology Review*. 53(10): 1180-1193 p.

Keppie, J.D., Nance, R.D., Dostal, J., Lee, J.K.W. y Ortega-Rivera, A. (2012). Constraints on the subduction erosion/extrusion cycle in the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico: Geochemistry and geochronology of the type Piaxtla Suite. *Gondwana Research*. 21(4): 1050-1065 p.

Kirschner, D.L., Cosca, M.A., Masson, H. y Hunziker, J.C. (1996). Staircase 40/Ar39Ar spectra of fine-grained white mica: Timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. *Geology*. 24(8): 747-750 p.

Kohn, M.J. y Spear, F.S. (2000). Retrograde net transfer reaction insurance for pressure-temperature estimates. *Geology*. 28(12): 1127-1130 p.

Krogh, T.E., Kamo, S.L., Sharpton, V.L., Marin, L.E., y Hildebrands, A.R. (1993). U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater. *Nature*. 366: 731-734 p.

Lagos, M., Scherer, E., Tomaschek, F., Munker, C., Keiter, M., Berndt, J. y Ballhaus, C. (2007). High precision Lu–Hf geochronology of Eocene eclogite-facies rocks from Syros, Cyclades, Greece. *Chemical Geology*. 243(1-2): 16–35 p.

Lister, G.S. y Baldwin, S.L. (1996). Modelling the effect of arbitrary P-T-t histories on argon diffusion in minerals using the MacArgon program for the Apple Macintosh. *Tectonophysics*. 253(1-2): 83-109 p.

Ludwig, K.R., y Mundil, R. (2002). Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 66 (Supplement 1), A463.

Ludwig, K.R. (2008). Isoplot 3.60. Berkeley Geochronology Center, Special Publication. 4: 77 p.

Martens, U., Weber, B., y Valencia, V.A. (2010). U/Pb geochronology of Devonian and older Paleozoic beds in the southeastern Maya block, Central America: Its affinity with peri-Gondwanan terranes. *Geological Society of America Bulletin*, 122 (5-6): 815-829 p.

Massonne, H.J. y Schreyer, W. (1989). Stability field of the high-pressure assemblage, talc + phengite and two new phengite barometers. *European Journal of Mineralogy*. 1(3): 391-410 p.

Massonne, H.J. y Szpurka, Z. (1997). Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O and K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Lithos*. 41(1): 229-250 p.

Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O. y Ortega-Gutiérrez, F. (2003). Tectonometamorphic evolution of the Acatlan Complex eclogites (southern Mexico).

Canadian Journal of Earth Sciences. 40(1): 27 p.

Mezger, K., Essene, E.J. y Halliday, A.N. (1992). Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets. *Earth and planetary science letters*. 113(3): 397-409 p.

Middleton, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Miller, B.V., Nance, R.D., Ortega-Rivera, A. y Lee, J.K.W. (2007). P-T-t constraints on exhumation following subduction in the Rheic Ocean from eclogitic rocks in the Acatlan Complex of southern Mexico. *Geological Society of America Special Papers*. 423: 489-509 p

Miller, B.V., Dostal, J., Keppie, J.D., Nance, R.D., Ortega-Rivera, A. y Lee, J.K.W. (2007). Ordovician calc-alkaline granitoids in the Acatlán Complex, southern México: Geochemical and geochronologic data and implications for the tectonics of the Gondwanan margin of the Rheic Ocean. *Geological Society of America Special Papers*. 423: 465-475 p.

Muehlberger, W.R. y Ritchie, A.W. (1975). Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography. *Geology*. 3(5): 232-235 p.

Murphy, J.B., Keppie, J.D., Nance, R.D., Miller, B.V., Middleton, M., Fernandez-Suarez, J., Jeffries, T.E., y Storey, C. (2006). Geochemistry and U-Pb protolith ages of eclogitic rocks of the Asís Lithodeme, Piaxtla Suite, Acatlán Complex, southern Mexico: tectonothermal activity along the southern margin of the Rheic Ocean. *Journal of the Geological Society*. 163(4): 683-695 p.

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 38(5): 757-775 p.

Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., y Dostal, J. (2006). Acatlán Complex, southern Mexico: record spanning the assembly and breakup of Pangea. *Geology*. 34(10): 857-860 p.

Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., y Dostal, J. (2007). Vestige of the Rheic Ocean in North America: The Acatlan Complex of southern Mexico. *Geological Society of America Special Papers*. 423: 437-452 p.

Nance, R.D. y Linnemann, U. (2008). The Rheic Ocean: Origin, Evolution, and Significance. *GSA Today*. 18(12): 4-12 p. Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., and Woodcock, N.H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17(2-3), 194-222

p.

Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A. y Woodcock, N.H. (2012). A brief history of the Rheic Ocean. *Geoscience Frontiers*. 3(2): 125-135 p.

Ortega-Gutiérrez, F. (1975). The pre-Mezozoic geology of the Acatlán area. Tesis. University of Leeds. 161 p.

Ortega-Gutiérrez, F. (1978). Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca. *Revista del Instituto de Geología*. 2(2): 112-131 p.

Ortega-Gutiérrez, F. (1981). Metamorphic belts of Southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*. 20: 177-202 p.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macias-Romo, C. y Lopez, R. (1999). Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*. 28(8): 719-722 p.

Ortega-Obregón, C., Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., y 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. *Geological Society of America Bulletin*. 120 (5-6): 556-570 p.

Ortega-Obregón, C., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Lee, J.K.W. y Ortega-Rivera, A. (2009). Geology and geochronology of Paleozoic rocks in western Acatlan Complex, southern Mexico: Evidence for contiguity across an extruded high-pressure belt and constraints on Paleozoic reconstructions. *Geological Society of America Bulletin*. 121(11-12): 1678-1694 p.

Patchett, J. y Tatsumoto, M. (1980). Hafnium isotope variations in oceanic basalts. *Geophysical Research Letters*. 7(12): 1077-1080 p.

Pearce, J.A., y Cann, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*. 19 (2): 290-300 p.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., y Tindle, A.G. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*. 25

(4): 956-983 p.

Pearce, N.J.G., Perkins, W.T., Westgate, J.A., Gorton, M.P., Jackson, S.E., Neal, C.R. y Chenery, S.P. (1997). A Compilation of New and Published Major and Trace Element Data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 Glass Reference Materials. *Geostandards Newsletter*. 21(1): 115-144 p.

Pisarevsky, S.A., Murphy, J.B., Cawood, P.A., y Collins, A.S. (2008). Late Neoproterozoic and Early Cambrian palaeogeography: models and problems. *Geological Society, London, Special Publications*. 294 (1): 9-31 p.

Pompa Mera, V. (2009). Geoquímica y Geocronología de los Complejos Intrusivos en el sureste de Chiapas, México. Tesis. Universidad Nacional Autónoma de México. 160 p.

Raheim, A. y Green, D.H. (1974). Experimental determination of the temperature and pressure dependence of Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 48(3): 179-203 p.

Ramírez-Espinoza, J. (2001). Tectono-Magmatic evolution of the Paleozoic Acatlán Complex in southern México, and its correlation with the Appalachian system. Ph.D thesis. Tucson, University of Arizona: 177 p.

Ramos-Arias, M.A. y Keppie, J.D. (2010). U-Pb Neoproterozoic-Ordovician protolith age constraints for high- to medium-pressure rocks thrust over low-grade metamorphic rocks in the Ixcamilpa area, Acatlán Complex, southern Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 48(1): 45-61 p.

Ramos-Arias, M.A., Keppie, J.D., Lee, J.K.W. y Ortega-Rivera, A. (2011). A Carboniferous high-pressure klippe in the western Acatlán Complex of southern Mexico: implications for the tectonothermal development and palaeogeography of Pangea. *International Geology Review*. 54(7): 779-798 p.

Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., Stubner, K., Nelson, B.K., Herrmann, U., Weber, B., López-Martínez, M., Jonckheere, R., Sperner, B., Tichomirowa, M., McWilliams, M.O., Gordon, M., Meschede, M., and Bock, P. (2009). The North American-Caribbean Plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras. *Geological Society, London, Special Publications*, 328 (1): 219-293 p.

Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex, Longman Group. 352 p.

Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*. 184(1-2): 123-138 p.

Russell, W.A., Papanastassiou, D.A. y Tombrello, T.A. (1978). Ca isotope fractionation on the Earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 42(8): 1075-1090 p.

Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Ortega-Gutiérrez, F., y Kohler, H. (2002). The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics. in Miller, H.e., ed. *Contributions to Latin-American Geology*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen. 225: 1-23 p.

Scherer, E., Cameron, K.L. y Blichert-Toft, J. (2000). Lu-Hf garnet geochronology: Closure temperature relative to the Sm-Nd system and the effects of trace mineral inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 64(19): 3413-3432 p.

Scherer, E., Munker, C. y Mezger, K. (2001). Calibration of the Lutetium-Hafnium Clock. *Science*. 293(27): 683-687 p.

Scherer, E., Mezger, K. y Münker, C. (2003). Dating metamorphism with the Lu-Hf method. *Geophysical Research Abstracts*. 5: 07582 p.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R.C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America*. Special paper 278: 153 p.

Sisson, V.B. y Onstott, T.C. (1986). Dating blueschist metamorphism: A combined $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and electron microprobe approach. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 50(9): 2111-2117 p.

Skora, S., Baumgartner, L., Mahlen, N.J., Pilet, S. y Hellebrand, E. (2006). Diffusion-limited REE uptake by eclogite garnets and its consequences for Lu-Hf and Sm-Nd geochronology. *Contributions to mineralogy and petrology*. 152(6): 703-720 p.

Smit, M.A., Scherer, E.E., Brocker, M. y van Roermund, H.L.M. (2010). Timing of eclogite facies metamorphism in the southernmost Scandinavian Caledonides by Lu-Hf and Sm-Nd geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 159(4): 521-539 p.

Soederlund, U., Patchett, P.J., Vervoort, J.D. y Isachsen, C.E. (2004). The ^{176}Lu

decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*. 219(3-4): 311-324 p.

Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elias-Herrera, M., Schaaf, P., Norman, M., de Leon, R.T., Ortega-Obregon, C., Chiquin, M., and Icaal, S.M. (2009). U-Pb zircon geochronology of Paleozoic units in Western and Central Guatemala: insights into the tectonic evolution of Middle America. Geological Society, London, Special Publications. 328 (1): 295-313 p.

Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., y Schaaf, P. (2010). Refining the age of magmatism in the Altos Cuchumatanes, western Guatemala, by LA-ICPMS, and tectonic implications. *International Geology Review*. 52 (9): 977-998 p.

Spear, F.S. (1993). Metamorphic phase equilibria and Pressure-Temperature time paths. Mineralogical Society of America, monograph. Mineralogical Society of America. Washington DC. 799 p.

Stacey, J.S. y Kramers, J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*. 26(2): 207-221 p.

Stampfli, G.M. y Borel, G.D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*. 196(1-2): 17-33 p.

Steiger, R.H. y Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*. 36(3): 359-362 p.

Steiner, M.B., y Walker, J.D., (1996). Late Silurian Plutons in Yucatan. *Journal of Geophysical Research*. 101(B8): 17727-17735 p.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., y Campa-Uranga, M.F. (2005). U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and planetary science letters*. 235: 682-699 p.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R. y Valencia, V.A. (2006). Reply to comment on "U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico" by Talavera et al. *Earth and planetary science letters*. 245(1-2): 476-480 p.

Tatsumoto, M., Unruh, D. y Patchett, P. (1981). U-Pb and Lu-Hf Systematics of Antarctic Meteorites. En: T. Nagata (ed), Proceedings of the 6th symposium on antarctic meteorites. 237-249 p.

Thoni, M., Miller, C., Blichert-Toft, J., Whitehouse, M.J., Konzett, J. y Zanetti, A. (2008). Timing of high-pressure metamorphism and exhumation of the eclogite type-locality (Kupplerbrunn–Prickler Halt, Saualpe, south-eastern Austria): constraints from correlations of the Sm–Nd, Lu–Hf, U–Pb and Rb–Sr isotopic systems *J. metamorphic Geol.* 26(5): 499-602 p.

Tolson, G. (2005). La Falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* 57(1): 111-122 p.

Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J. y 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: 191–196 p.

Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D.M., Ruiz, J., López-Martínez, M., y de la Cruz-Vargas, J.C. (2007). Pressure-temperature-time evolution of Paleozoic high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans. *GSA Bulletin.* 119(9-10): 1249-1264 p.

Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Margarita, L.-M. y Gehrels, G.E. (2009). Pressure-temperature-time evolution of high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: Reply. *GSA Bulletin.* 121(9-10): 1460-1464 p.

Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Albarede, F., Blichert-Toft, J., Rudnick, R. y Downes, H. (2000). Hf-Nd isotopic evolution of the lower crust. *Earth and Planetary Science Letters.* 181(1-2): 115-129 p.

Van Der Lelij, R., Spikings, R. y Ulianov, A. (2011). From the Rheic Ocean to the Proto-Caribbean Sea in Venezuela: 300 Ma of Magmatism in the Northern Andes. *Geophysical Research Abstracts.* 13 EGU2011-2601-2.

Weber, B., Meschede, M., Ratschbacher, L. y Frisch, W. (1997). Deformation analysis and kinematic history of the Acatlan complex in the Nuevos Horizontes — San Bernardo region, State of Puebla. *Geofísica Internacional.* 36(2): 63–76 p.

Weber, B. y 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(3): 245-262 p.

Weber, B., Cameron, K.L., Osorio, M., y Schaaf, P. (2005). A late Permian tectonothermal event in Grenville crust of the Southern Maya terrane: U-Pb zircon ages from the Chiapas massif, Southeastern Mexico. *International Geology Review*. 47(5): 509-529 p.

Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V.A., Iriando, A. y Ortega-Gutiérrez, F. (2006). Provenance ages of Late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya Block, SE Mexico. Implications on tectonic evolution of western Pangea. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 23(3): 262-276 p.

Weber, B., Iriando, A., Premo, W.R., Hecht, L., y Schaaf, P. (2007). New insights into the history and origin of the southern Maya Block, SE México: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas Massif. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*. 96(2): 253-269 p.

Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Pompa Mera, V., y Ruiz, J., (2008). Significance of provenance ages from the Chiapas Massif complex (SE México): Redefining the Paleozoic basement of the Maya block and its evolution in a Peri-Gondwanan realm. *The Journal of Geology*. 116(6): 619-639 p.

Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., y Ortega-Gutiérrez, F. (2009). Detrital zircon ages from the Lower Santa Rosa Formation, Chiapas: implications on regional Paleozoic stratigraphy. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 26(1): 260-276 p.

Winchester, J.A., y Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*. 20: 325-343 p.

Whitehouse, M.J. y Platt, J.P. (2003). Dating high-grade metamorphism--constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 145(1): 61-74 p.

Wood, D.A. (1980). The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*. 50(1): 11-30 p.

Wu, C.-M. y Zhao, G. (2006). Recalibration of the Garnet-Muscovite (GM) Geothermometer and the Garnet/Muscovite-Plagioclase-Quartz (GMPQ) Geobarometer for Metapelitic Assemblages. *Journal of Petrology*. 47(12): 2357-

2368 p.

Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, J., Ortega-Gutiérrez, F. y Gehrels, G.E. (1991). Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico; implications for Paleozoic North American tectonics. *GSA Bulletin*. 103(6): 817-828 p.

York, D., Evensen, N.M., López-Martínez, M. y De Basabe-Delgado, J. (2004). Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line. *American Journal of Physics*. 72(3): 367-375 p.

Apéndice 1.

1. Metodología para el fechamiento de roca total y granates con el método Lu-Hf (Desarrollada por Erik E. Scherer, unpublished y modificada de Munker et al., 2001):

1.1 Preparación de muestras y separados de granate

Se siguió un procedimiento estandar de trituración de la muestra, primero en una trituradora de quijadas y posteriormente en un molino de discos. A continuación tres alícuotas de 200 g de muestra se pulverizaron en una pulverizadora de anillos. La primera alícuota se usó de pre-contaminación y se desechó, la segunda se usó para análisis químico de la roca total y la tercera fracción de roca pulverizada se usó posteriormente para los análisis isotópicos en roca total.

Para la separación de las fracciones de granate se molió la muestra en un mortero de hierro tratando de no destruir los cristales de granate. Luego se tamizó la muestra y finalmente se realizó una separación a mano usando un microscopio estereoscópico.

Para la muestra ME-1003-13, que tiene los granates más finos, se hizo una separación con líquidos pesados antes de la separación manual.

Tabla X: Cantidad y tamaño de grante separado de las muestras de eclogitas del Complejo Acatlán.

Muestra	Peso (mg)	Tamaño (µm)	Malla (tamiz)
ME-1003-13	300	250 > x > 180	60-80
3119D	70	355 > x > 250	45-60
229D	226	250 > x > 180	60-80
3119B	1115	x > 710	> 25
	~1000	x > 710	> 25
	236	355 > x > 250	45-60

1.2 Digestión de muestras de roca total y separados de granate

1.2.1 Pesado de polvo de muestra y granates (Muenster):

Se pesó aproximadamente 150 mg tanto de roca total como de granates. Las muestras de roca total se procesaron en viales Savillex (PFA) de 15 ml. Los granates en viales Savillex (PFA) de 60 ml.

Para pesar:

- Poner el vial en un barquito de papel aluminio para evitar la estática.
- Pesar el vial, tarar, echar la muestra (con una espátula de metal).
- Pesar la muestra.
- Poner un poco de agua para evitar que la muestra se salga del vial.
- Cerrar el vial.

1.2.2 Lavado de los granates:

- Después del pesado, los granates tienen agua. Duplicar el contenido de agua con 3M HCl. De esta forma se obtiene una solución 1.5M HCl aproximadamente.
- Con una pipeta tomar un poco de solución del vial y perturbar los granates para que el ácido los ataque. Esto se hace por unos cuantos minutos ya que solo es un lavado previo a la digestión.
- Remover el HCl con la pipeta.
- Lavar dos veces con agua MQ, sacando siempre el agua con la pipeta. Para los granates gruesos se puede utilizar la misma pipeta, teniendo mucho cuidado de no contaminar las muestras y lavándola siempre con agua MQ entre dos muestras diferentes.

1.2.3 Adición del Spike:

Se calculó la relación de $^{177}\text{Hf}/^{176}\text{Hf}$ para cada roca total y fracción de granates. Para las muestras se obtuvo un estimado después de medir las razones isotópicas en el espectrómetro de masas en Muenster.

Para un peso determinado de muestra con una concentración dada de Hf, se calcula la cantidad adecuada de Spike de la siguiente forma (Hoja Lu-Hf Digestion Log).

$$R_N = \frac{M_N^{180}}{M_N^{177}} \text{ relación natural}$$

$$R_s = \frac{M_s^{180}}{M_s^{177}} \text{ Relación del spike}$$

$$R_{mix} = \frac{M_N^{180} + M_s^{180}}{M_N^{177} + M_s^{177}} \text{ Relación de la mezcla}$$

$$R_{mix}(M_N^{177} + M_s^{177}) = (M_N^{180} + M_s^{180})$$

$$R_{mix}M_N^{177} + \frac{R_{mix}}{R_s}M_s^{180} = (M_N^{180} + M_s^{180})$$

$$M_s^{180} = \frac{R_{mix}M_N^{177} - M_N^{180}}{1 - \frac{R_{mix}}{R_s}}$$

Ejemplo:

$$M_N^{180} = 0.197 \text{ nmol}$$

$$M_N^{177} = 0.104 \text{ nmol}$$

$$R_s = 382$$

$$M_s^{180} = \frac{3(0.104) - 0.197}{1 - \frac{3}{382}}$$

$$M_s^{180} = 0.11591 \text{ nmol}$$

Se busca que R_{mix} sea 3, osea que $\frac{{}^{180}\text{Hf}_{\text{mix}}}{{}^{177}\text{Hf}_{\text{mix}}} = 3$

La concentración de ${}^{180}\text{Hf}$ en el Spike es de 4.31875 nmol/g con una regla de tres se calcula que se deben agregar 0.0269g de Spike

Pasos para la adición del spike

- Poner el recipiente con el barquito de aluminio.
- Tarar
- Echar la cantidad adecuada de Spike (1 gota pesa aproximadamente 10 mg)
- El Spike para la roca es diferente del Spike para los granates, verificar que se eche el Spike adecuado! Grt 2 para los granates, WR1 para la roca total.
- Cerrar

1.2.4 Disolución de la muestra y los granates:

Tanto a las muestras de roca total como de granate se les agrega:

HF-HNO₃ conc-HClO₄ en proporción de 4:2:1

El ácido perclórico se usa para convertir los fluoruros en percloratos, que son solubles en HCl.

Se dejan las muestras tapadas en un hot plate por 24 horas.

- Cambiar las muestras a una campana de ácido perclórico.
- Cerrar bien el vial, girarlo para recoger todas las gotas de muestra. Es crítico no perder nada de muestra en este paso, ya que no se ha alcanzado el equilibrio isotópico.
- Abrir, verificar que no quede ninguna gota en la tapa, si queda algo, tratar de

recuperarlo, ya sea dando vueltas a la tapa o con un golpecito para echar la gota en el beaker.

- Poner los viales en orden en la placa calentadora (abiertos), separados y en zig-zag, por si alguna gota salta no se contaminen las muestras. Poner las tapas boca abajo en una bandeja con plástico tanto debajo de las tapas como arriba.

Se deja secar de un día para otro (una noche). Se sabe si esta seco porque esta de color marrón o rojizo.

Una vez secas las muestras se hace el test de 10 M HCl (10 ml). Solo se hace este paso con los granates.

Después de echar el HCl se ponen los granates en una placa calentadora un par de horas, luego se verifica si la solución esta clara. Si la muestra pasa el test (es decir, si esta clara la solución) se deja secar la muestra nuevamente en la campana de perclórico. Si la solución no aclara, se deben repetir todos los pasos desde la adición de HF-HNO₃ conc-HClO₄ en proporción de 4:2:1 hasta que la solución aparezca clara y luego una vez más. Generalmente es suficiente con dos ciclos, pero se pueden hacer hasta 4.

Luego de la digestión, se deja secar la muestra y el residuo se vuelve a disolver en 5 ml 6 M HCl para luego cargar las muestras en las columnas. (Ver Carga de muestras en las columnas abajo)

1.2.5 Procedimiento para disolución de las muestras de roca total:

1. Agregar una solución de HF:HNO₃ en proporción 4:2. Esto es después de que se hayan secado en la campana de perclórico con HF:HNO₃:HClO₄.
2. Se ponen en las bombas de presión (steel-jacketed Teflon_ bombs) ya que el polvo pulverizado puede tener fases como circón o rutilo, que contienen mucho hf. Es necesario asegurarse de que estas fases se disuelvan por completo y para alcanzar el equilibrio isotópico entre todas las fases.
 - a. Limpiar el teflón por dentro y la tapa con agua destilada.
 - b. Poner los viales dentro del tubo? de teflón con una pinza. Quitar primero los rótulos, y hacer un esquema para saber cuales muestras están en cual bomba.
 - c. Llenar con 3 ml de agua destilada el frasco de teflón.
 - d. Tapar el recipiente y meterlo en la bomba.
 - e. Destornillar los tornillos de la tapa y ponerle teflón oil.
 - f. Tapar primero poniendo el metal delgado, luego el grueso.
 - g. Atornillar todos los tornillos hasta estar parejos con la tapa, menos uno que se deja un poco mas salido
 - h. Cerrar con los dedos, de dos en dos (encontrados)
 - i. En forma de estrella, apretar con la llave, haciendo una presión muy leve con el dedo meñique

Se deben dejar 5 días a 200 °C para que se logren disolver todas las fases de la roca total, especialmente los circones.

Sacar del horno y poner a enfriar por unas 4 horas, con un ventilador antes de abrir. Dejar secar en la campana de perclórico.

1.2.6 Limpieza de Saville para recolectar Hf

Son los mismos recipientes donde estaba la muestra. Deben lavarse con 6M HCl de un día para otro y después se les pone HF concentrado un par de horas en una placa caliente, posteriormente se desecha el HF y se lavan con agua MQ dos veces.

1.2.7 Química Lu-Hf.

Tabla 2. Separación de Lu y Hf de matriz (1 – 1.2 mL de resina LN Eichrom 50 – 100 mesh ^(a) ; altura de columna resina LN ^(b) : ≈3.8 a 4.0 cm)			
Lavado columnas: Todo el vol de la columna 6M HCl, 2M HF, 2mL MQ (H ₂ O desionizada, <i>i.e.</i> MQ)			
<i>Etapa</i>	<i>Elementos colectados</i>	<i>Reactivos</i>	<i>Opción de quiebre</i>
1. Acondicionamiento	-	2 x 5mL 3M HCl	cualquier momento
2. Carga muestra	-(c)	10mL 3M HCl-0.1 M HAsc ^(c) HAsc = ácido ascorbico	cualquier momento
3. Rinse (enjuague resina)	-(d)	10mL 3M HCl	cualquier momento
4. Elución Lu-Yb	Lu + HREE ^(e)	10-11 mL 6M HCl	cualquier momento
5. Rinse (enjuague resina)	Lu + HREE ^(e)	2 x 10mL 6M HCl ^(f)	cualquier momento
6. Lavado columnas (disminución concentración HCl en resina)	-	2 x 2mL H ₂ O MQ	Sólo después de 2mL
7. Elución Ti	Ti + (Nb, Ta en trazas)	5 x 10mL 0.45M HNO ₃ – 0.09M Hcit – 1vol.% H ₂ O ₂ ^(g) HCit = ácido cítrico	No parar, su interrupción causaría burbujas en la resina
8. Lavado columnas (eliminación de H ₂ O ₂ de resina)	-	2 x 2mL MQ	Sólo después de 2mL
9. Elución Zr	mucho del Zr y hasta un 5% del Hf ^(h)	5 x 10mL 6M HCl – 0.06M HF ⁽ⁱ⁾	No parar, su interrupción causaría un cambio en la calibración

10. Elución Hf	Hf ^(j)	12mL 6M HCl – 0.2M HF ^(k,l)	-
Lavado columnas^(m): 10mL 6M HCl, 10mL 2M HF, 2mL MQ (H ₂ O desionizada)			

Notas:

- (a) A diferencia de Munker et al. (2001) aquí se usa una resina LN más fina de 50-100µm. Esto implica, al menos, en relación a una resina más gruesa: (a.1) un proceso más lento, (a.2) mayor capacidad catiónica, y (a.3) leves cambios en la geometría de curvas de elución,
- (b) Con altura de 4.0cm el volumen de resina LN es de 1.13 mL. De modo tal que no se requieren ajustes adicionales al método,
- (c) La muestra debe ser cargada en 10mL de 3M HCl – 0.05M HAsc. **La preparación del reactivo debe ser realizada sólo momentos antes de la carga**, así mientras se realiza el acondicionamiento de la resina (paso 1 de la tabla) se puede proceder de la siguiente forma:

Limpieza de los tubos de ensayo (centrifuge tubes):

En un contenedor se ponen los tubos de ensayo en 2M HF una noche. Luego se lavan en un frasco con agua MQ dos veces.

Hacer una mezcla de ácido ascórbico con 4.4 g + 50 ml de H₂O (Para pesar el polvo, echarlo en un beaker directamente del frasco o con algo que no sea metálico). Esto da como resultado una solución con una molaridad de 0.46 M Ácido ascórbico.

Después de la disolución, la muestra estaba en 5 ml de 6M HCl. La muestra debe ser cargada en 10 ml de 3M HCl, entonces se agregan directamente al beaker 2 ml de Ácido ascórbico y 3 ml de agua, de tal forma que quede una solución de 3M HCl aproximadamente.

Verificar que el color amarillo de la muestra desaparezca y quede relativamente incolora. Si no aclara, se puede echar un poco más de ácido ascórbico, no importa que la molaridad del HCl disminuya un poco.

Vaciar directamente del vial de savillex al tubo de centrifuga y enjuagar el vial con agua MQ ya que en estos se colectará el Hf.

Centrifugar a 4200 rpm durante 5 min. Recordar poner los tubos intercalados para compensar los pesos. En caso de tener que centrifugar un solo tubo, llenar otro con agua hasta el mismo nivel y ponerlos en lados opuestos de la centrifuga.

Sacar el tubo de ensayo girándolo y destapar.

Carga de la muestra en las columnas

Con una pipeta ependorf, cargar la muestra directamente del tubo de ensayo a la columna teniendo mucho cuidado de no cargar ningún sólido. Algunas veces se forma una especie de gel en el fondo del tubo o quedan inclusiones como circones o rutilos (**solo en las muestras de granate**), **esto NO debe cargarse en la columna!**

Dejar la pipeta sobre la columna para asegurarse de no contaminar las muestras, o usar la misma pipeta para dos muestras diferentes.

Bajo las columnas colocar vasos plásticos para eliminación de residuos **en esta etapa** (paso 2 de la tabla) **no se colecta las LREE (Sm y Nd)**, debido a la gran dificultad de eliminación del HAsc.

Mientras ocurren pasos 2 y 3: dejar lavando savillex (de 15mL) en 3ml 6M HCl, luego eliminar este ácido y regar con MQ, dejar secando al aire, estos savillex **luego se usaran para coleccionar Lu+Yb, por tanto deben numerarse con código de muestra más la abreviatura Lu,**

- (d) **Esta fracción (Etapa 3: Rinse) no se colecta** puesto que no vienen los elementos de interés, por tanto se siguen usando vasos de plástico,
- (e) Esta fracción (**Etapas 4 y 5**) es colectada en vasos de PFA (teflón translúcido) de 50mL, después de coleccionar, posteriormente se dejan evaporar colocando 3 gotas de H_2O_2 para eliminación de residuos orgánicos de la resina. Cuando la mitad del volumen haya sido evaporada este líquido debe trasladarse a los savillex (de 15mL) lavados (**ver nota c.10**) donde finalmente está Lu+Yb, posteriormente debe ser evaporado hasta secar completamente,
- (f) Para muestras con alto Lu/Hf (p.ej. granates) debe ser usado un mayor volumen.
- (g) **Esta mezcla de reactivos debe ser utilizada fresca! lo que sobre se debe eliminar.** Para la preparación de 1L de esta mezcla de reactivos se deben seguir los siguientes pasos:
 - (g.1) En botella de teflón de 1L introducir 17.3g de HCit anhidro y disolver en 200mL de MQ (=200mL 0.45M HCit)
 - (g.2) Agregar a este anterior reactivo 32mL 14M HNO_3
 - (g.3) Agregar 33.4mL de 30% H_2O_2
 - (g.4) **Agregar antes que cualquier reactivo 734.6mL de MQ**

- (g.5) **Al introducir este reactivo se debe evitar de levantar resina**, para eso:
- (h.5.1) introducir sólo 1 a 2mL dejar sucesivamente en cada columna
 - (h.5.2) introducir el resto lentamente sin levantar resina hasta completar 10mL
- (g.6) Después de cada 10 ml que pasen por la columna, verificar el color del eluente, anotar en la hoja de seguimiento y desecharlo antes de proseguir. Solo hacer pasos adicionales si el eluente está amarillo. Una vez claro el eluente, solo se debe hacer un paso más.
- (h) Por el momento no es necesario coleccionar
- (i) Para la preparación de **1L** de 6M HCl – 0.06M HF se debe (antes de realizar paso 9):
- (i.1) En botella de teflón de 1L introducir 997.5mL 6M HCl titulado (así queda solución 5.985M HCl)
 - (i.2) Agregar 2.95g de HF concentrado que tendría concentración de 24M, y una densidad de 1.18g/mL,
 - (i.3) agitar,
 - (i.4) Al igual que en los otros pasos al introducir se debe hacerlo con lentitud, agregando primeramente 1 a 2mL y luego hasta completar 10mL
- (j) Colectar en savillex de 15mL, agregar 3 gotas de H₂O₂ y evaporar a 95°C (máx) hasta secar, **estos vasos de 15mL deben ser numerados con el código de la muestra más la abreviatura Hf**,
- (k) Para la preparación de **0.5L** de 6M HCl – 0.2M HF se debe (antes de realizar Etapa 10):
- (k.1) En botella de teflón de 0.5L introducir 495.8mL 6M HCl titulado (así queda solución 5.9496M HCl),
 - (k.2) Agregar 4.956g de HF concentrado, que tendría concentración de 24M, y una densidad de 1.18g/mL,
 - (k.3) Agitar,
 - (k.4) Al igual que en los otros pasos al introducir se debe hacerlo con lentitud, agregando primeramente 1 a 2mL y luego hasta completar 10mL.
- (l) En consideración a la velocidad de elución (0.2-0.3mL/min) se estima que el total del procedimiento de química Lu-Hf debería un máximo de 3 días, siendo repartidos según se detalla en **Tabla 3**.
- (m) Posterior a la colección de Hf se debe realizar el lavado secuencial de la resina.

Para las fracciones de granate se debe hacer una limpieza adicional de la fracción de Hf. Los pasos que se deben seguir se enumeran a continuación:

- Las muestras deben estar secas después de la recolección del Hf.
- Se tratan con 3 gotas de H_2O_2 (30%) + unas gotas de 0.56M HNO_3 + 0.24 HF
- Dejar secar 120 °C.
- Disolver las muestras en 3 ml 6M HCl y disolver durante una hora aproximadamente.
- Asegurarse de que toda la muestra este en el fondo del vial (si hay gotas en las paredes, bajarlas con una pipeta, si hay puntos pegados rasparlos con la pipeta y reunir toda la muestra)
- Diluir con 3 ml MQ H_2O
- Cargar la muestra en las columnas, directamente del vial a la columna. Asegurarse de utilizar el mismo número de columna donde se hizo la primera química de separación.
- Limpiar el beaker con agua MQ, echarle 6 MHCl llenando el fondo y poner cerrados en una plancha caliente. Estos se utilizaran para coleccionar nuevamente el Hf.

Hacer solamente los siguientes pasos de la tabla 2: 1, 2, 3, 4 y solo una vez el 5, luego pasar al paso 10, elución del Hf. Finalmente hacer los pasos de lavado de las columnas.

Preparación de la muestra y pre-diluciones antes de análisis en espectrómetro de masas

En los savillex donde fueron colectados el Lu y el Hf se debe agregar ciertos reactivos para removilizar aquellos elementos. Así:

En los savillex donde fue colectado el Lu deben ser agregados aprox. 0.6mL (600 μ L) de 0.1M HNO_3 , estos savillex deben cerrarse y dejarse a 80°C por una noche para removilizar el Lu, luego la muestra debe introducirse en microtubos de 1.5mL previamente lavados en el mismo reactivo.

Procedimiento: luego de lavar los tubos en el reactivo, se bota el reactivo y se lava con agua MQ. Luego se pone aproximadamente 1 mL de 0.1M HNO_3 y se agregan 20 microlitros de muestra. (Esto se hace con el fin de medir la señal en el espectrómetro y luego hacer las diluciones).

Para las pre-diluciones se midió en el espectrómetro de manera rápida la señal aproximada de las masas 174, 175 y 176 en los detectores de Faraday H1, H2 y H3, respectivamente, y se apuntaron los valores en la libreta de laboratorio. Después se calcula con una simple regla de 3 cuantos microlitros de cada muestra se deben de agregar a un mL de 0.1M HNO_3 , para obtener una señal en la masa 175 similar a la del estándar y es así como se preparan las soluciones para la medición subsiguiente.

En los Savillex donde fue colectado el Hf se debe agregar 1mL de 0.56M HNO₃ – 0.24M HF. Cerrar y dejar a 80°C por una noche para removilizar el Hf, luego la muestra debe introducirse en microtubos de 1.5 ml previamente lavados en el mismo reactivo. Al igual que con el Lu primero deben hacerse pre-diluciones para verificar la señal en el espectrómetro. Para las pre-diluciones se midió en el espectrómetro de manera rápida la señal aproximada de las masas masas en los detectores faraday 176, 177 y 180 en Ax, H1 y H4, respectivamente, y se apuntaron los valores en la libreta de laboratorio. Después se calcula con una simple regla de 3.

Para la preparación de 250 ml de 0.1M HNO₃ se deben tomar 1.8mL de HNO₃ concentrado (~14M) y agregar primeramente a la piseta de PFA (perfluoroalcóxido - Teflón® traslúcido) 248.2mL de H₂O MQ.

Para la preparación de 250 ml de 0.56M HNO₃ – 0.24M HF se deben tomar 10mL de HNO₃ concentrado (~14M), 2.9mL de HF concentrado (~24M) y agregar primeramente a la piseta de PFA 237.5mL de H₂O MQ.

Tabla con las concentraciones y las composiciones isotópicas de los spikes utilizados para el fechamiento con el método Lu-Hf

Al poner el spike tratar de que $^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ sea 3
 Si la relación es menor que 2 se puso menos Spike del debido y esto resultará en una magnificación del error en el valor Lu/Hf.
 Si la relación está por encima de 7 se puso más Spike del debido y la medición de la composición isotópica estará sujeta a magnificación del error durante *spike stripping*.

Si es posible, tratar de que $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} > 0.08$ y < 0.5 para minimizar la magnificación del error Lu/Hf. (esto principalmente se aplica para los granates, ya que es fácil ponerles menos *spike*.)

Spike	WR-1	Gt-2
$^{174}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0	0
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.242147	0.242147
$^{177}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1.000000	1.000000
$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2.670976	2.670976
$^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2.836299	2.836299
$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	382.511	382.511
$^{175}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$	1.000000	1.000000
$^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$	2.52242	2.52242
mol total Hf / g spike	4.39495E-09	1.10687E-09
mol total Lu / g spike	7.42700E-10	1.2455E-08
abund. 180Hf	0.98266	0.98266
abund 176Lu	0.71610	0.71610
mol 180Hf / g spike	4.31875E-09	1.08768E-09
mol 176Lu / g spike	5.31851E-10	8.91908E-09

* $^{174}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ no fue medido, pero es menor que el valor natural.

Apéndice 2. Datos Lu-Hf para muestras de roca total y fracciones de granate.

fracción	Muestra	Lu, ppm	Hf, ppm	$^{176}\text{Lu}/$ ^{177}Hf	est. %2s.d. ext. uncert.	$^{176}\text{Hf}/$ ^{177}Hf	±2s.e. 106	est. %2s.d. ext. uncert.
AO-2	3 II 9D wr-2 (b+)	0.308	2.36	0.01853	0.25	0.28286	5	0.0028
AO-2 Ext rep	3 II 9D wr-2 (b+)		2.36			0.28289	8	0.0056
AO-6	3 II 9D grt-1 fine (tt)	0.814	0.186	0.6204	0.25	0.28683	14	0.0079
AO-7	3 II 9D grt-2 coarse (tt)	0.710	0.231	0.4359	0.25	0.28560	14	0.0076
AQ-1	3 II 9D grt-3 fine (tt)	0.843	0.191	0.6272	0.25	0.28693	12	0.0084
AO-3	ME-1003-13 wr-2 (b+)	0.461	4.14	0.01581	0.25	0.28280	6	0.0035
AO-3 Ext rep	ME-1003-13 wr-2 (b+)		4.14			0.28281	7	0.0065
AO-8	ME-1003-13 grt-1 fine (tt)	1.67	0.162	1.466	0.25	0.29233	13	0.0072
AQ-2	ME-1003-13 grt-2 fine (tt)	1.70	0.197	1.229	0.25	0.29081	19	0.0132
AQ-3	ME-1003-13 grt-3 fine (tt)	1.72	0.202	1.210	0.25	0.29070	19	0.0132
AO-4	3 II 9B wr-1 (b+)	0.450	6.47	0.0099	0.25	0.28279	5	0.0028
AO-4 Ext rep	3 II 9B wr-1 (b+)	0.449						
AO-9	3 II 9B grt-1 fine (tt)	2.13	0.466	0.6506	0.25	0.28702	10	0.0057
AO-9 Ext rep	3 II 9B grt-1 fine (tt)	2.14						
AO-10	3 II 9B grt-2 coarse xtals (tt)	1.95	0.454	0.6104	0.25	0.28675	9	0.0047
AQ-4	3 II 9B grt-3 fine (tt)	2.41	0.626	0.5483	0.25	0.28636	9	0.0064
AQ-5	3 II 9B grt-4 fine (tt)	2.19	0.676	0.4595	0.25	0.28576	9	0.0064
AQ-6	3 II 9B grt-5 coarse xtals (tt)	1.97	0.475	0.5900	0.25	0.28665	8	0.0056
AQ-7	3 II 9B grt-6 coarse xtals (tt)	1.95	0.601	0.4617	0.25	0.28579	10	0.0072

AO-5	229 D wr-1 (b+)	0.407	2.86	0.020	0.25	0.28290	6	0.0034
AO-5Ext rep	229 D wr-1 (b+)		2.86			0.28289	6	0.0060
AO-5Ext rep	229 D wr-1 (b+)		2.86			0.28290	7	0.0048
AO-11	229 D grt-1 fragments (tt)	1.49	0.261	0.8106	0.25	0.28812	7	0.0038
AO-11	229 D grt-1 fragments (tt)	1.49						
AO-12	229 D grt-2 coarse xtals (tt)	1.51	0.301	0.7123	0.25	0.28740	8	0.0044
AQ-8	229 D grt-3 fragments (tt)	1.48	0.288	0.7284	0.25	0.28755	8	0.0056
AQ-9	229 D grt-4 fragments (tt)	1.46	0.263	0.7907	0.25	0.28796	9	0.0064
AQ-11	229 D grt-2 coarse xtals (tt)	1.56	0.316	0.7018	0.25	0.28737	9	0.0064
AQ-12	229 D grt-2 coarse xtals (tt)	1.66	0.284	0.8310	0.25	0.28824	10	0.0068

Apéndice 3. Análisis de geocronología U-Pb por LA-ICPMS.

Muestra	U ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $\pm 1\sigma$ %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $\pm 1\sigma$ %	Error corr.	Edades aparentes (Ma)					
							$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$			
CJ69-27	418	1.73E+04	0.33	0.5198 3.9	0.0673 2.6	0.67	420	11	425	14	452	64
CJ69-33	436	2.49E+04	1.56	0.5430 3.3	0.0696 2.0	0.62	434	8	440	12	474	57
CJ69-42	616	2.76E+04	1.15	0.5650 4.8	0.0718 4.6	0.94	447	20	455	18	493	35
CJ69-32	265	1.13E+04	0.65	0.5652 4.5	0.0728 3.1	0.68	453	13	455	17	464	74
CJ69-15	2039	8.24E+03	0.32	0.5820 7.7	0.0729 7.2	0.93	454	32	466	29	526	61
CJ69-38	702	4.27E+04	0.45	0.5649 3.2	0.0734 3.0	0.92	457	13	455	12	445	28
CJ69-6	335	1.63E+04	0.85	0.5862 3.2	0.0738 2.3	0.73	459	10	468	12	516	48
CJ69-12	502	2.49E+04	0.59	0.5787 2.7	0.0739 1.9	0.71	460	8	464	10	483	42
CJ69-31	190	1.58E+04	0.70	0.5767 5.9	0.0748 3.1	0.53	465	14	462	22	448	112
CJ69-8	499	2.65E+04	0.85	0.5933 3.2	0.0748 2.9	0.89	465	13	473	12	510	32
CJ69-6	454	2.96E+04	0.53	0.5946 3.8	0.0750 3.1	0.83	466	14	474	14	512	46
CJ69-36	357	1.92E+04	0.97	0.5934 5.3	0.0751 2.3	0.43	467	10	473	20	503	104
CJ69-35	491	2.44E+04	0.42	0.5796 3.9	0.0751 3.1	0.80	467	14	464	15	450	52
CJ69-10	391	2.13E+04	0.79	0.6005 2.8	0.0752 2.2	0.80	467	10	478	11	527	37
CJ69-25	508	3.89E+04	0.49	0.5991 1.6	0.0755 1.0	0.60	469	4	477	6	512	29
CJ69-9	1695	1.89E+04	0.49	0.5951 1.0	0.0758 0.6	0.61	471	3	474	4	490	18
CJ69-24	388	2.22E+04	0.54	0.6041 2.7	0.0764 1.9	0.71	474	9	480	10	506	42
CJ69-16	326	2.06E+04	0.81	0.6063 4.2	0.0773 2.4	0.58	480	11	481	16	488	76
CJ69-30	251	1.67E+04	0.63	0.6106 4.1	0.0775 3.5	0.85	481	16	484	16	496	48
CJ69-41	265	1.32E+04	0.74	0.6140 5.5	0.0787 2.8	0.51	488	13	486	21	476	105
CJ69-17	600	1.15E+04	0.36	0.7171 4.4	0.0891 3.9	0.89	550	20	549	19	543	44
CJ69-34	608	3.02E+04	0.13	0.7542 1.8	0.0904 1.2	0.64	558	6	571	8	623	30
CJ69-3	426	4.74E+04	0.02	1.469 4.4	0.1517 3.8	0.88	911	32	918	26	934	43
CJ69-2	300	3.90E+04	0.01	1.549 2.7	0.1590 2.2	0.82	951	19	950	17	949	32

Muestra	U ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $\pm 1\sigma$ %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $\pm 1\sigma$ %	Error	Edades aparentes (Ma)					
							$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^*$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ Ma $\pm 1\sigma$ %		
CJ69-43	287	4.23E+04	0.43	1.693 4.0	0.1694 3.9	0.97	1009	36	1006	25	1000	20
CJ69-19	92	1.07E+04	0.55	1.681 4.9	0.1681 1.3	0.27	1002	12	1001	31	1001	97
CJ69-14	214	3.21E+04	0.34	1.630 2.9	0.1628 2.4	0.82	972	21	982	18	1003	33
CJ69-44	713	1.07E+05	0.43	1.668 2.1	0.1656 2.0	0.93	988	18	996	14	1015	16
CJ69-29	235	2.82E+04	0.01	1.588 4.4	0.1548 4.2	0.95	928	36	966	27	1053	27
CJ69-18	211	7.60E+03	1.56	1.589 3.7	0.1542 3.1	0.83	924	27	966	23	1061	42
CJ69-5	750	1.03E+05	0.41	1.574 3.9	0.1524 3.7	0.95	915	32	960	24	1066	24
CJ69-39	168	3.14E+04	0.32	2.153 2.6	0.1984 2.4	0.92	1166	25	1166	18	1165	19
CJ69-4	502	8.16E+04	0.05	1.795 1.6	0.1650 1.6	0.96	985	15	1044	11	1170	9
CJ69-20	147	2.58E+04	0.6	2.6124 3.1	0.2199 2.5	0.80	1281.6	28.6	1304.1	22.6	1341.5	36.0
CJ69-28	113	1.79E+04	0.4	2.4810 3.7	0.2068 2.9	0.79	1211.9	32.6	1266.5	27.1	1360.5	44.4
CJ69-37	518	4.93E+04	0.5	2.8908 4.8	0.2254 4.7	0.97	1310.5	55.5	1379.5	36.5	1488.0	22.9
CJ69-45	59	1.17E+04	2.6	3.1771 2.1	0.2474 1.6	0.79	1425.1	20.7	1451.6	15.8	1490.6	23.7
CJ69-1	151	3.95E+04	0.6	3.2087 3.7	0.2472 3.6	0.98	1424.0	46.4	1459.3	28.8	1511.0	15.1
CJ69-23	425	5.93E+04	0.2	3.4795 8.5	0.2441 8.4	0.99	1407.9	106.4	1522.6	67.0	1685.8	20.2
CJ69-21	160	3.66E+04	0.4	4.3853 3.1	0.2988 3.1	0.98	1685.2	45.8	1709.6	26.0	1739.6	10.8
CJ69-22	367	9.22E+04	0.2	4.6879 2.1	0.3138 2.0	0.94	1759.2	30.6	1765.1	17.6	1772.1	12.7
CJ1-11	78	6.07E+03	0.2	0.4948 9.3	0.0654 3.9	0.42	408.6	15.5	408.2	31.3	405.4	189.5
CJ1-13	692	4.50E+04	0.1	0.5051 6.7	0.0672 4.6	0.69	419.2	18.7	415.1	22.7	392.5	108.1
CJ1-18	127	1.68E+04	0.3	0.5099 6.2	0.0688 3.1	0.51	428.7	13.1	418.4	21.3	362.1	120.6
CJ1-17	19	2.75E+03	0.2	0.6186 29.1	0.0710 1.7	0.06	442.2	7.2	489.0	113.2	714.6	628.7
CJ1-8	65	7.30E+03	0.2	0.5045 13.7	0.0716 1.7	0.12	445.9	7.4	414.7	46.7	244.7	314.6
CJ1-1	137	1.20E+04	0.3	0.5409 6.7	0.0717 5.0	0.75	446.2	21.5	439.0	23.7	401.2	98.7
CJ1-20	144	2.91E+04	0.3	0.5378 9.7	0.0726 0.7	0.07	451.5	3.0	437.0	34.6	361.0	219.6
CJ1-19	101	1.22E+04	0.3	0.4991 15.9	0.0727 1.8	0.11	452.5	7.9	411.1	54.0	184.8	370.9
CJ1-3	119	1.70E+04	0.2	0.5439 15.6	0.0732 3.7	0.24	455.3	16.2	441.0	55.8	367.0	343.2
CJ1-16	49	2.33E+03	0.3	0.6864 24.3	0.0737 4.6	0.19	458.3	20.3	530.6	100.7	855.2	502.1
CJ1-7	68	6.34E+03	0.2	0.4840 26.0	0.0741 2.5	0.10	460.6	11.0	400.8	86.3	68.9	625.0
CJ1-14	57	6.02E+03	0.3	0.4693 27.8	0.0741 4.8	0.17	460.7	21.3	390.7	90.3	-5.0	670.5
CJ1-5	153	3.36E+04	0.2	0.5750 7.8	0.0741 1.1	0.14	461.0	5.0	461.3	29.0	462.3	172.0
CJ1-2	234	2.63E+04	0.4	0.5917 5.8	0.0742 3.4	0.59	461.1	15.2	471.9	21.8	524.7	101.8
CJ1-10	110	1.41E+04	0.4	0.5612 8.9	0.0745 4.0	0.45	463.0	17.9	452.3	32.6	398.2	178.9

Muestra	U ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $\pm 1\sigma$ %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $\pm 1\sigma$ %	Error corr.	Edades aparentes (Ma)					
							$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^*$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ Ma $\pm 1\sigma$ %		
CJ1-6	107	1.04E+04	0.3	0.5687 6.6	0.0745 2.3	0.35	463.4	10.4	457.2	24.5	425.9	139.0
CJ1-12	95	5.40E+03	0.3	0.6215 11.1	0.0762 2.2	0.20	473.6	10.1	490.8	43.3	571.9	237.9
CJ1-4	139	3.31E+04	0.3	0.5889 4.7	0.0767 0.7	0.16	476.2	3.4	470.2	17.6	440.8	102.8
CJ1-9	68	1.72E+04	0.2	0.7246 7.9	0.0769 0.8	0.10	477.9	3.8	553.4	33.9	877.5	163.6
CJ71-5A	307	1.03E+04	0.9	0.4915 3.4	0.0654 2.0	0.59	408.2	8.0	405.9	11.5	393.3	62.5
CJ71-10	24	1.58E+03	1.8	0.3929 28.7	0.0666 4.2	0.15	415.5	16.9	336.5	82.3	-179.7	720.2
CJ71-5B	181	1.31E+04	0.6	0.4936 11.5	0.0679 1.7	0.15	423.3	7.0	407.4	38.5	318.1	258.7
CJ71-8	49	2.74E+03	0.8	0.5321 16.3	0.0689 1.2	0.07	429.8	4.9	433.2	57.6	451.3	363.5
CJ71-29	378	8.50E+03	0.2	0.5272 4.6	0.0690 2.7	0.58	430.3	11.2	429.9	16.2	428.0	83.6
CJ71-2	227	2.05E+04	0.6	0.5381 4.1	0.0694 1.4	0.35	432.5	6.0	437.2	14.7	461.8	85.9
CJ71-18	282	4.29E+03	0.9	0.5664 7.8	0.0701 3.9	0.51	436.7	16.6	455.7	28.5	552.3	146.2
CJ71-6	224	1.10E+04	1.0	0.5195 6.0	0.0709 2.5	0.42	441.8	10.7	424.8	20.9	333.4	123.8
CJ71-17	1254	5.34E+04	1.0	0.5447 1.9	0.0710 1.7	0.91	442.2	7.4	441.5	6.9	438.2	17.6
CJ71-5	418	2.34E+04	0.5	0.5495 2.1	0.0711 1.3	0.62	443.0	5.6	444.7	7.5	453.4	36.2
CJ71-1	255	1.60E+04	2.4	0.5440 4.6	0.0712 3.1	0.66	443.2	13.1	441.1	16.5	429.9	76.9
CJ71-30	754	3.90E+04	0.5	0.5472 2.9	0.0712 2.8	0.94	443.4	11.8	443.2	10.6	442.0	23.1
CJ71-28	166	1.27E+04	0.6	0.5495 4.2	0.0713 0.8	0.19	444.0	3.5	444.6	15.2	448.0	92.2
CJ71-23	719	2.41E+04	0.7	0.5469 1.7	0.0713 0.8	0.49	444.0	3.5	443.0	6.0	437.6	32.3
CJ71-26	76	3.26E+03	0.8	0.4643 19.8	0.0716 2.5	0.13	445.6	10.8	387.3	63.9	52.0	473.5
CJ71-4	157	1.53E+04	0.9	0.5573 9.6	0.0716 3.0	0.31	445.8	12.7	449.8	35.0	470.3	203.3
CJ71-3	237	1.73E+04	0.8	0.5553 3.1	0.0716 2.0	0.66	445.9	8.8	448.5	11.3	461.4	52.1
CJ71-12	42	2.25E+03	0.7	0.5835 19.4	0.0720 2.1	0.11	448.2	9.0	466.7	72.7	558.9	424.1
CJ71-16	190	9.51E+03	0.7	0.5398 7.2	0.0721 2.5	0.35	448.7	10.9	438.3	25.8	384.2	152.9
CJ71-22	1522	6.83E+04	0.6	0.5593 2.1	0.0725 1.9	0.91	451.3	8.2	451.1	7.5	449.6	19.2
CJ71-19	196	1.55E+04	1.0	0.5637 3.3	0.0735 1.9	0.58	457.4	8.5	453.9	12.1	436.5	59.7
CJ71-27	366	1.41E+04	0.7	0.5726 4.1	0.0735 2.9	0.71	457.5	12.8	459.7	15.2	470.7	64.6

Muestra	U ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $\pm 1\sigma$ %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $\pm 1\sigma$ %	Error corr.	Edades aparentes (Ma)			
							$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ Ma $\pm 1\sigma$ %
CJ71-24	175	6.16E+03	0.6	0.5478 4.7	0.0742 1.2	0.25	461.6 5.2	443.6 17.0	351.3	103.7
CJ71-14	193	1.10E+04	1.2	0.5617 7.4	0.0746 1.2	0.16	463.5 5.3	452.7 26.9	397.6	163.4
CJ71-13	115	6.90E+03	0.6	0.6014 6.7	0.0747 1.5	0.23	464.1 6.9	478.1 25.5	545.8	142.4
CJ71-15	653	3.92E+04	0.4	0.5807 2.5	0.0748 2.3	0.93	464.7 10.5	464.9 9.5	465.9	21.2
CJ71-20	257	2.14E+04	0.7	0.5632 5.3	0.0750 2.9	0.55	466.1 13.1	453.6 19.5	390.6	100.2
CJ71-21	301	1.89E+04	0.6	0.5955 4.9	0.0764 2.1	0.43	474.6 9.6	474.4 18.5	473.3	97.6
R33-4	598	4.26E+04	0.3	0.7168 2.3	0.0892 1.8	0.79	550.8 9.7	548.8 9.8	540.4	31.0
CJ71-25	145	2.27E+04	0.3	1.5577 3.0	0.1575 1.4	0.45	943.0 11.8	953.6 18.6	978.0	54.9
CJ71-7	124	1.81E+04	0.4	1.6986 3.4	0.1664 2.0	0.60	992.0 18.4	1008.0 21.4	1042.9	54.4
CJ71-9	99	2.24E+04	0.5	2.6014 3.3	0.2250 2.3	0.70	1308.0 27.5	1301.0 24.2	1289.5	45.6
CJ44B-21	605	3.35E+04	0.6	0.5202 4.4	0.0682 4.1	0.92	425.0 16.8	425.3 15.4	426.7	38.4
CJ44B-19	211	1.63E+04	0.9	0.5205 5.4	0.0693 2.6	0.49	431.9 11.1	425.5 18.9	391.0	106.8
CJ44B-10	908	5.68E+04	0.9	0.5319 2.6	0.0695 2.1	0.82	432.9 8.9	433.1 9.1	434.2	32.6
CJ44B-7	1731	8.92E+04	1.1	0.5384 3.4	0.0695 3.3	0.99	433.3 14.0	437.4 12.0	458.8	11.6
CJ44B-11	906	4.30E+04	0.9	0.5397 1.9	0.0698 1.7	0.88	435.2 7.2	438.2 6.9	454.1	20.1
CJ44B-16	872	1.29E+05	1.3	0.5388 3.2	0.0701 3.0	0.92	436.5 12.5	437.7 11.5	443.5	28.2
CJ44B-5	139	9.58E+03	0.9	0.5472 9.3	0.0701 3.7	0.40	436.6 15.8	443.1 33.2	477.0	187.4
CJ44B-15	1514	3.82E+04	0.8	0.5487 3.4	0.0702 2.8	0.83	437.6 11.8	444.2 12.1	478.6	41.2
CJ44B-25	65	4.40E+03	0.6	0.4655 11.1	0.0704 2.0	0.18	438.7 8.7	388.1 35.9	96.6	259.5
CJ44B-23	1028	2.13E+04	0.4	0.5434 4.8	0.0708 4.6	0.97	440.8 19.8	440.6 17.2	439.9	27.5
CJ44B-20	890	4.87E+04	0.6	0.5535 2.0	0.0709 1.7	0.84	441.8 7.2	447.3 7.3	475.5	23.9
CJ44B-18	883	5.59E+04	0.9	0.5513 2.7	0.0710 2.5	0.92	442.0 10.6	445.8 9.8	465.6	24.1
CJ44B-5	79	4.14E+03	1.1	0.6015 16.8	0.0710 3.1	0.18	442.1 13.2	478.2 64.0	655.1	355.8
CJ44B-8	924	3.90E+04	1.0	0.5483 2.0	0.0712 1.7	0.85	443.6 7.2	443.9 7.2	445.6	23.5
CJ44B-12	1248	7.67E+04	1.0	0.5525 2.4	0.0712 2.4	0.97	443.6 10.1	446.6 8.8	462.0	12.6
CJ44B-6	1119	6.30E+04	1.2	0.5550 1.9	0.0714 1.6	0.85	444.8 6.9	448.3 6.8	466.2	22.1

Muestra	U ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ $\pm 1\sigma$ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $\pm 1\sigma$ %	Error corr.	Edades aparentes (Ma)			
							$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ Ma $\pm 1\sigma$ %
CJ44B-14	1197	1.04E+05	0.9	0.5559 1.7	0.0715 1.6	0.90	445.0 6.7	448.8 6.3	468.4 6.3	468.4 16.6
CJ44B-22	1414	1.12E+05	0.7	0.5553 2.4	0.0717 2.2	0.94	446.4 9.6	448.4 8.6	458.9 8.6	458.9 18.4
CJ44B-17	1388	8.09E+04	0.7	0.5642 3.2	0.0724 3.1	0.96	450.3 13.5	454.3 11.9	474.3 11.9	474.3 20.9
CJ44B-4	939	5.92E+04	1.2	0.5567 3.0	0.0724 2.9	0.98	450.5 12.8	449.4 10.8	443.6 11.7	443.6 11.7
CJ44B-1	822	5.70E+04	0.6	0.5642 3.5	0.0734 3.2	0.92	456.5 14.2	454.3 12.8	442.7 30.6	442.7 30.6
CJ44B-3	347	3.03E+04	0.8	0.5627 3.2	0.0736 1.9	0.58	457.8 8.2	453.3 11.7	430.4 58.5	430.4 58.5
CJ44B-13	736	5.09E+04	0.7	0.5722 3.7	0.0744 3.5	0.92	462.3 15.4	459.5 13.8	445.2 32.4	445.2 32.4
CJ44B-24	1302	2.10E+04	0.3	0.5992 2.4	0.0772 1.8	0.74	479.3 8.3	476.7 9.2	464.6 36.4	464.6 36.4
CJ66B-1	1249	7.49E+03	2.1	0.5856 3.5	0.0742 3.1	0.90	461.6 13.9	468.0 13.0	499.8 32.5	499.8 32.5
CJ66B-2	577	1.29E+04	1.0	0.5849 1.8	0.0741 1.4	0.75	460.6 6.0	467.6 6.8	501.9 26.5	501.9 26.5
CJ66B-3	1321	7.08E+04	0.6	0.5776 3.2	0.0743 3.1	0.98	461.8 13.9	462.9 11.9	468.5 13.9	468.5 13.9
CJ66B-4	774	5.22E+04	0.5	0.5893 3.4	0.0760 3.2	0.92	472.1 14.4	470.4 12.9	461.9 29.9	461.9 29.9
CJ66B-5	1648	4.07E+04	2.2	0.5820 5.0	0.0742 4.9	0.99	461.5 22.0	465.7 18.7	486.9 19.1	486.9 19.1
CJ66B-6	1577	9.45E+03	2.6	0.5980 3.4	0.0756 3.1	0.91	469.6 14.1	475.9 12.9	506.6 30.7	506.6 30.7
CJ66B-7	1557	7.01E+04	2.4	0.6090 4.8	0.0773 4.8	0.99	480.1 22.0	483.0 18.4	496.6 12.5	496.6 12.5
CJ66B-8	1080	5.84E+04	2.5	0.5812 3.3	0.0740 3.2	0.97	460.0 14.2	465.3 12.3	491.1 18.5	491.1 18.5
CJ66B-10	747	5.79E+04	0.1	0.5738 3.0	0.0740 2.5	0.84	460.2 11.1	460.5 11.0	461.9 35.2	461.9 35.2
CJ66B-11	1409	1.69E+04	1.2	0.5791 3.9	0.0734 3.7	0.96	456.9 16.5	463.9 14.5	498.6 24.3	498.6 24.3
CJ66B-12	1533	1.95E+05	2.5	0.5895 5.5	0.0750 5.4	0.99	466.2 24.2	470.6 20.6	492.0 20.0	492.0 20.0
CJ66B-13	1980	6.54E+04	2.9	0.5949 3.8	0.0759 3.8	0.99	471.4 17.2	474.0 14.6	486.5 13.5	486.5 13.5
CJ66B-14	1409	9.97E+04	2.4	0.5909 3.2	0.0753 2.9	0.92	468.2 13.2	471.4 11.9	487.1 27.1	487.1 27.1
CJ66B-15	1614	7.20E+04	2.5	0.5897 2.6	0.0756 2.5	0.95	470.1 11.3	470.7 9.9	473.7 18.1	473.7 18.1
CJ66B-16	2011	5.20E+04	0.4	0.5509 5.3	0.0703 5.2	0.98	437.7 22.1	445.6 19.3	486.4 25.3	486.4 25.3
CJ66B-17	547	1.29E+04	0.2	0.5555 3.1	0.0707 2.1	0.69	440.1 9.1	448.6 11.3	492.5 49.9	492.5 49.9
CJ66B-18	492	9.83E+03	0.6	0.5972 4.1	0.0778 3.6	0.87	483.1 16.8	475.5 15.6	438.7 44.4	438.7 44.4
CJ66B-19	1112	3.48E+04	2.3	0.5650 3.9	0.0729 3.8	0.99	453.5 16.8	454.7 14.2	461.2 11.5	461.2 11.5

Muestra	U ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ $\pm 1\sigma$ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $\pm 1\sigma$ %	Error corr.	Edades aparentes (Ma)					
							$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Ma $\pm 1\sigma$
CJ66B-20	441	7.80E+03	0.2	0.5650 5.6	0.0722 5.0	0.89	449.6	21.7	454.8	20.5	480.8	55.5
CJ66B-21	1266	6.91E+04	1.6	0.5726 3.5	0.0734 3.5	0.99	456.5	15.2	459.7	12.8	475.8	7.8
CJ66B-22	1010	2.36E+04	1.4	0.5713 4.6	0.0727 4.1	0.90	452.5	18.1	458.9	17.0	490.8	44.6
CJ66B-23	465	1.11E+04	0.5	0.5703 4.9	0.0729 4.5	0.92	453.5	19.5	458.2	17.9	482.1	43.0
CJ66B-24	557	1.85E+04	1.0	0.5572 4.7	0.0718 4.1	0.88	447.1	17.8	449.7	17.0	463.1	48.8
CJ66B-25	1598	6.59E+04	3.1	0.5874 2.1	0.0754 2.0	0.97	468.4	9.3	469.2	7.9	473.1	10.4
CJ66B-26	909	2.94E+04	1.8	0.5827 3.7	0.0753 3.6	0.96	468.1	16.1	466.2	13.8	456.9	22.1
CJ66B-27	1547	2.95E+04	2.4	0.5741 1.9	0.0734 1.4	0.72	456.7	6.0	460.7	7.0	480.7	28.8
CJ66B-28	1356	9.81E+04	3.6	0.5777 2.2	0.0738 2.1	0.97	459.3	9.4	463.0	8.2	481.4	12.8
CJ66B-29	1310	3.94E+04	3.1	0.5747 2.6	0.0738 2.5	0.93	458.9	10.9	461.0	9.8	471.6	21.1
CJ66B-28	1388	7.46E+04	3.4	0.5830 2.1	0.0746 1.9	0.89	463.6	8.6	466.4	8.0	480.1	21.7
CJ66B-30	1374	1.00E+04	2.4	0.5699 4.7	0.0723 2.4	0.51	449.7	10.3	457.9	17.3	499.3	89.1
CJ4-7	86	1.53E+04	0.3	1.7416 5.4	0.1726 1.5	0.27	1026.7	13.9	1024.1	34.7	1018.5	104.9
CJ4-34	130	8.29E+03	0.3	1.7042 4.7	0.1715 3.6	0.77	1020.5	34.2	1010.1	30.3	987.6	62.0
CJ4-19	359	4.96E+04	0.3	1.4989 1.9	0.1511 1.6	0.83	907.2	13.2	929.9	11.4	984.2	21.1
CJ4-3	566	7.19E+04	0.4	1.5418 3.9	0.1556 3.8	0.98	932.2	32.7	947.2	23.8	982.2	16.5
CJ4-35	827	9.36E+04	0.6	1.5176 2.0	0.1532 2.0	0.98	918.7	17.0	937.5	12.5	982.1	8.9
CJ4-39	90	1.20E+04	0.7	1.4738 6.4	0.1493 4.5	0.71	896.8	38.1	919.7	38.9	975.0	92.6
CJ4-11	58	9.53E+03	0.5	1.6621 9.1	0.1683 3.2	0.35	1002.9	29.9	994.2	57.9	974.9	174.3
CJ4-43	265	3.22E+04	0.4	1.4864 3.3	0.1506 2.8	0.86	904.3	23.8	924.8	19.9	974.2	33.6
CJ4-12	54	8.29E+03	0.4	1.5011 4.1	0.1523 3.2	0.79	913.6	27.6	930.8	25.1	971.8	51.9
CJ4-26	1821	1.47E+05	0.3	1.4816 1.9	0.1504 1.9	0.99	903.5	15.9	922.9	11.5	969.6	6.0
CJ4-30	617	7.59E+04	0.1	1.4379 4.6	0.1465 4.5	0.98	881.1	37.4	904.8	27.8	963.2	20.0
CJ4-20	146	2.46E+04	0.4	1.5497 2.2	0.1579 0.4	0.18	945.0	3.6	950.4	13.6	962.9	44.2
CJ4-44	315	3.09E+04	0.2	1.5836 4.3	0.1614 4.2	0.98	964.4	37.6	963.8	26.8	962.4	19.5
CJ4-5	81	1.03E+04	0.4	1.6264 4.2	0.1658 2.7	0.66	989.0	25.0	980.5	26.2	961.4	64.2

Muestra	U ppm	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ $\pm 1\sigma$ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $\pm 1\sigma$ %	Error corr.	Edades aparentes (Ma)							
							$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ $\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ $\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ $\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ $\pm 1\sigma$		
CJ4-37	578	6.92E+04	0.2	1.4686	5.1	0.1498	5.0	1.00	899.9	42.3	917.5	30.6	960.2	9.5
CJ4-36	579	1.33E+05	0.2	1.3381	4.5	0.1367	4.5	0.99	826.2	34.6	862.4	26.3	956.6	14.3
CJ4-45	119	1.77E+04	0.2	1.4795	3.9	0.1516	3.3	0.85	909.7	28.3	922.0	23.9	951.7	42.7
CJ4-38	101	1.44E+04	0.7	1.4710	6.1	0.1507	3.1	0.50	905.0	26.0	918.5	36.9	951.1	108.1
CJ4-42	131	1.78E+04	0.3	1.4717	5.1	0.1512	4.0	0.79	907.6	33.9	918.8	30.7	945.8	63.8
CJ4-33	144	3.15E+04	0.8	1.6405	4.7	0.1685	4.2	0.89	1004.1	39.3	985.9	29.9	945.7	44.2
CJ4-8	45	6.81E+03	0.3	1.5022	8.1	0.1547	2.2	0.27	927.1	18.8	931.3	49.7	941.3	161.1
CJ4-10	89	1.21E+04	0.3	1.4874	3.3	0.1551	2.8	0.83	929.4	24.0	925.2	20.3	915.3	38.3
CJ4-32	66	5.12E+03	0.6	1.4338	4.7	0.1526	3.2	0.69	915.8	27.6	903.1	27.8	872.3	69.4
CJ4-41	52	8.59E+03	0.4	1.3840	6.0	0.1523	4.0	0.67	913.8	34.1	882.1	35.2	803.6	92.7
CJ4-40	554	4.97E+04	0.2	0.7513	1.7	0.0919	1.2	0.69	566.6	6.4	569.0	7.5	578.4	27.0
CJ4-1	684	3.38E+04	0.4	0.5229	2.8	0.0671	1.9	0.69	418.4	7.7	427.1	9.6	474.1	43.9
CJ4-22	5433	1.06E+05	0.4	0.4680	3.1	0.0653	3.1	0.99	407.8	12.2	389.8	10.0	284.3	7.3
CJ4-23	726	2.58E+04	0.2	0.3258	7.4	0.0441	6.7	0.91	278.4	18.3	286.4	18.4	351.9	68.0
CJ4-14	3952	1.08E+05	0.2	0.3001	1.4	0.0419	1.2	0.83	264.5	3.1	266.5	3.3	284.5	18.3
CJ4-24	5410	2.22E+05	0.2	0.2884	6.8	0.0404	6.8	1.00	255.1	17.0	257.3	15.5	277.2	9.9
CJ4-16	3247	9.71E+04	0.2	0.2828	2.6	0.0395	2.4	0.92	249.5	5.9	252.8	5.8	283.9	23.2
CJ4-31	4070	1.23E+05	0.3	0.2818	4.6	0.0392	4.6	0.99	247.9	11.2	252.1	10.4	290.8	11.5
CJ4-17	2502	8.02E+04	0.1	0.2795	2.1	0.0392	1.6	0.80	247.7	4.0	250.3	4.5	274.7	28.4
CJ4-25	3345	9.44E+04	0.2	0.2833	3.2	0.0391	3.1	0.97	247.0	7.5	253.3	7.2	311.7	19.1
CJ4-4	2627	7.20E+04	0.1	0.2775	3.2	0.0390	3.0	0.94	246.3	7.3	248.6	7.0	270.5	24.2
CJ4-6	1906	4.98E+04	0.2	0.2764	3.3	0.0388	3.0	0.88	245.3	7.1	247.8	7.4	272.2	36.1
CJ4-18	2085	5.84E+04	0.2	0.2752	3.3	0.0384	3.0	0.91	242.8	7.3	246.8	7.3	284.9	31.4
CJ4-15	3201	8.52E+04	0.2	0.2779	9.2	0.0377	8.8	0.95	238.3	20.6	249.0	20.4	351.0	63.2
CJ4-9	4841	1.27E+05	0.1	0.2665	5.5	0.0372	5.5	0.99	235.3	12.7	239.9	11.8	285.4	15.1
CJ4-21	2477	5.24E+04	0.2	0.2660	2.5	0.0370	2.1	0.85	234.3	4.9	239.5	5.3	290.8	29.4
CJ4-29	500	1.13E+04	0.4	0.2742	4.2	0.0369	2.0	0.48	233.8	4.6	246.1	9.2	364.9	83.3
CJ4-27	3366	5.49E+04	0.2	0.2607	2.5	0.0363	2.2	0.89	230.2	5.0	235.2	5.3	286.2	26.6