



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**Formación Tianguistengo: el registro de un ambiente
fluvial del Triásico en el sur de México (Pue., Oax.)**

T E S I S

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

PRESENTA:
MÓNICA GUADAUPE RAMÍREZ CALDERÓN

Director de tesis:
Dr. Michelangelo Martini
Instituto de Geología

Miembros del Comité tutor:
Dr. Fernando Ortega Gutiérrez
Instituto de Geología
Dr. Timothy Frost Lawton
Centro de Geociencias



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Los datos presentados en esta tesis fueron financiados gracias al Programa de apoyo a proyectos de investigación e innovación tecnológica IA100214 titulado “Análisis petrológico de las areniscas continentales de la Cuenca de Otlaltepec: Una herramienta para descifrar los procesos endógenos y exógenos del planeta Tierra” a cargo del Dr. Michelangelo Martini.

Agradezco a Miche por muchas cosas pero principalmente por su paciencia.

Agradezco a mi comité tutor, el Dr. Fernando Ortega y el Dr. Timothy Lawton, por sus valiosos consejos durante cada una de las evaluaciones semestrales.

Agradezco a los miembros de mi jurado, los Dres. Thierry Calmus, Gilberto Silva, Rafael Barboza y Fernando Ortega por tomarse el tiempo de examinar mi trabajo y por sus correcciones y comentarios.

Agradezco a Mildred, a Javi y a Tony por ayudarme durante el trabajo de campo.

Gracias a mi novio, familia y amistades por distraerme y no dejarme terminar; igual les quiero.

Índice

Índice	I
Índice de figuras.....	IV
Resumen	VIII
Abstract	IX
1. Introducción	1
2. Antecedentes	
2.1 Rocas pre-triásicas del centro y sur de México	5
2.1.1 Rocas del Precámbrico en el centro y sur de México	6
2.1.2 Rocas del Paleozoico	9
2.1.2.1 La Unidad Salada	9
2.1.2.2 Unidad "Sin nombre"	9
2.1.2.3 La Formación Tecomate	9
2.1.2.4 Arco Mexicano del Este.....	12
2.1.2.5 Formación Matzitzí	14
2.2 Rocas del Triásico medio-superior y marco tectónico de México en el Triásico tardío	16
2.2.1 Abanico Potosí	16
2.2.2 Abanico Tolimán.....	18
2.2.3 Formación El Alamar	18
2.2.4 Formación La Mora	19
2.3 La Cuenca Otlaltepec.....	19
2.4 La Formación Tianguistengo.....	23
3. Problema, objetivos e hipótesis	
3.1 Planteamiento del problema.....	24
3.2 Hipótesis de trabajo.....	25
3.3 Objetivo	26
4. Metodología	
4.1 Cartografía de litofacies	28
4.2 Análisis petrográfico de areniscas	29
4.3 Conteo de conglomerados	30
4.4 Análisis de minerales pesados.....	32
4.5 Geocronología de circones detríticos.....	33

4.6 Análisis en la microsonda.....	34
4.7 Trazas de fisión	36
4.8 Análisis (U-Th)/He en circones.....	36

5. Análisis litoestratigráfico y sedimentológico

5.1 Ubicación y relaciones estratigráficas de la Formación Tianguistengo	38
5.1.1 La Falla la Matanza y el Tronco de Totoltepec	38
5.1.1.1 Falla de la Matanza	38
5.1.1.2 El Tronco de Totoltepec	39
5.1.2 Falla Ameyaltepec, Falla Tianguistengo, Formación Tecomate, Unidad Salada y Unidad “Sin nombre”	41
5.1.2.1 Falla Ameyaltepec y la Falla Tianguistengo.....	41
5.1.2.2 Formación Tecomate	42
5.1.2.3 Unidad Salada	42
5.1.2.4 Unidad “Sin nombre”	43
5.1.3 Unidades sobreyacentes al norte	43
5.2 Litofacies de la Formación Tianguistengo.....	44
5.2.1 Litofacies de Conglomerado Masivo Matriz-Soportado (Gmm).....	44
5.2.2 Litofacies de Conglomerado Soportado con Clastos con Gradación Inversa (Gci).....	45
5.2.3 Litofacies de Conglomerado clasto-soportado con estratificación horizontal (Gh).....	45
5.2.4 Litofacies de Conglomerado con Estratificación Cruzada Planar (Gp).....	48
5.2.5 Litofacies de Arenisca con Estratificación Cruzada Planar (Sp).....	51
5.2.6 Litofacies de Arenisca con Estratificación Cruzada Curvada (St).....	53
5.2.7 Litofacies de Arenisca con Rizaduras (Sr)	54
5.2.8 Litofacies de Arenisca con Estratificación Horizontal (Sh).....	55
5.2.9 Litofacies de Lutita, Limolita y Arenisca con Laminación Plano-Paralela Inferior (FI)	58
5.2.10 Litofacies Capa con Raíces (Fr).....	61
5.3 Asociaciones de litofacies	62
5.3.1 Asociación de litofacies I:	62
5.3.2 Asociación de litofacies II:	62
5.3.3 Asociación de litofacies III	63
5.3.4 Asociación de litofacies IV.....	64
5.5 Paleocorrientes	65
5.5 Fallas sinsedimentarias y discordancias internas en la Formación Tianguistengo.....	65

6. Análisis composicional de areniscas y conglomerados

6.1 Petrografía de Roca Total	69
6.1.1 Descripción Petrográfica de las rocas de la Formación Tianguistengo	73
6.1.2 Descripción de los componentes de las asociaciones de litofacies I, II y III: drenaje fluvial	75
6.1.2 Descripción petrográfica de los componentes de las areniscas de la asociación de litofacies IV: drenaje aluvial.....	80
6.2 Conteo de conglomerados	83
7. Petrografía de minerales pesados	
7.1 Petrografía de minerales pesados de la Formación Tianguistengo	91
7.2 Petrografía de minerales pesados de las rocas del basamento	93
7.2.1 Tronco de Totoltepec	93
7.2.2 Complejo Acatlán	94
8. Geocronología U-Pb de circones detríticos	
8.1 Drenaje fluvial de la Formación Tianguistengo	95
8.2 Drenaje aluvial de la Formación Tianguistengo	96
9. Geoquímica de granates	101
10. Termocronología	
10.1 Trazas de fisión: Marco teórico	103
10.1.2 Trazas de fisión: Resultados	109
10.2.1 (U-Th)/He en circones: Marco teórico	118
10.2.2 (U-Th)/He en circones: Resultados	123
10.3 Modelos térmicos	125
11. Discusión	
11.1 Ambiente de depósito.....	128
11.2 Procedencia	134
11.2.1 Procedencia de las Asociaciones de litofacies I, II y III: Drenaje fluvial	134
11.2.2 Procedencia de la Asociación de litofacies IV: Drenaje Aluvial	139
11.3 Modelo tectosedimentario de la Formación Tianguistengo	141
11.4 Entorno climático de la Formación Tianguistengo	143
11.5 Modelo térmico del Tronco de Totoltepec y edad de la Formación Tianguistengo	144

12. Conclusiones	151
Bibliografía	152
Anexo I. Mapa de litofacies de la Formación Tianguistengo	164
Anexo II. Geocronología U-Pb de circones detríticos	165
Anexo III. Composición química de los granates	173
Anexo III. Termocronología de trazas de fisión de apatitos	174

Índice de figuras

1.1 Diagrama del contexto tectónico y los ambientes sedimentarios de los sistemas fluvio-marinos del Triásico en México.....	3
1.2 Mapa geológico del sur de México donde se muestran las áreas de afloramiento de las rocas del Paleozoico del Complejo Acatlán y las sucesiones sedimentarias del Mesozoico y del Paleozoico.....	4
2.1 Reconstrucción paleogeográfica de Pangea occidental durante el Triásico medio-tardío	5
2.2 Mapa modificado de INEGI con la ubicación de las unidades geológicas y las provincias fisiográficas referidas en el texto	7
2.3 Diagramas KDE e histogramas de edades de circones.....	8
2.4 Mapa de los basamentos colindantes con la Formación Tianguistengo.....	11
2.5 Paleogeografía del territorio mexicano y el sector occidental de Pangea en el Pérmico.....	12
2.6 Esquema del emplazamiento del Tronco de Totoltepec.....	14
2.7 Sistemas fluviales y marinos del Triásico superior en el sector occidental de Pangea.....	16
2.8 Mapa geológico de la Cuenca Otlaltepec de Verde-Ramírez (2016).....	22
2.9 Modelo del ambiente de depósito de la Formación Tianguistengo tomado de Verde-Ramírez (2016).....	24
4.1 Esquema de la clasificación de los componentes detríticos de las areniscas para la metodología del conteo de puntos de Dickinson.....	30
5.1 Cartografía geológica del área de Santo Domingo Tianguistengo y cartografía de litofacies de la Formación Tianguistengo.....	40
5.2 Características de la falla La Matanza.....	41
5.3 Depósitos de flujos de detritos en el contacto entre la Formación Tianguistengo y la Formación Piedra Hueca en las cercanías del cerro Xiotillo.....	43
5.4 (Las dos páginas anteriores) Columnas estratigráficas basadas en las figuras de Verde-Ramírez (2016).....	48
5.5 Litofacies Gmm.....	49
5.6 Conglomerado de la litofacies Gh cerca de El Tepehuaje.....	50
5.7 Litofacies Gp erosionando un estrato de arenisca que se acuña hacia la izquierda.....	50
5.8 Litofacies Sp.....	52
5.9 Cargas y flamas en el contacto entre la litofacies Sp y una capa de limolita (color oscuro) en el Río Magdalena.....	52
5.10 Arenisca Sp con laminación convoluta.....	53
5.11 Litofacies St.....	54
5.12 Litofacies Sr.....	56
5.13 Rizaduras en la cima de estratos de arenisca fina.....	57
5.14 Litofacies Sh.....	57
5.15 Pliegue sinsedimentario con intraclastos de limolita.....	58
5.16 Litofacies Fl.....	59

5.17 Estrato de flow rolls.....	60
5.18 Estructuras de escape de fluidos.....	60
5.19 Litofacies Fr.....	61
5.20 Areniscas Sp con foresets de bajo ángulo.....	63
5.21 Afloramiento de la Formación Tianguistengo con discordancias internas.....	67
5.22 Planos de fallas sinsedimentarias corregidos a la horizontal.....	68
6.1 Clasificación de los líticos metamórficos según Garzanti y Vezzoli (2003).....	70
6.2 Diagramas ternarios de clasificación composicional de las areniscas de la Formación Tianguistengo.....	74
6.3 Líticos metapsammiticos/metafelsíticos de las asociaciones de litofacies I, II y III.....	77
6.4 Líticos arcillosos deformados por el aplastamiento entre líticos cuarzosos, dando lugar a una pseudomatriz.....	78
6.5 Lítico metapelítico de rango metamórfico 2.....	78
6.6 Diagrama que muestra la correlación entre el Índice Metamorfico propuesto por Garzanti y Vezzoli (2003) y las temperaturas promedio del pico metamórfico de las fuentes de los detritos de las areniscas analizadas por los mismos autores.....	79
6.7 Líticos volcánicos.....	80
6.8 Histograma con los porcentajes de abundancia de cada tipo de clasto contado en los conglomerados.....	84
6.9 Lítico de tonalita y lítico de gabro de la muestra Máscara.....	85
6.10 Líticos volcánicos de la muestra Máscara.....	86
6.11 Fragmentos de esquisto del grupo de conglomerados 3.....	87
6.12 Areniscas de grano medio-grueso del grupo de conglomerados 3.....	88
7.1 Porcentajes de minerales pesados y categorías del conteo.....	92
7.2 Minerales pesados observados en las areniscas de la Formación Tianguistengo.....	92
7.3 Gráfica comparativa entre el porcentaje de cuarzo y el porcentaje de circón, turmalina y rutilo (ZTR).....	93
7.4 Clinozoisita del Tronco de Totoltepec.....	94
8.1 Diagramas KDE y diagramas de concordia de las 4 muestras analizadas en este trabajo y gráficas de abundancia de las dos muestras analizadas por Verde-Ramírez (2016).....	98
8.2 Gráfica de la relación Th/U contra edad para cada una de las 4 muestras de la Formación Tianguistengo.....	99
8.3 Patrones de REE.....	99
8.4 Patrones de las REE de 3 de las muestras analizadas en la Formación Tianguistengo presentados de acuerdo a su edad.....	100
9.1 Diagrama bipyramidal de Almandino (Alm), Piropo (Pyr), Grosularia (Gro) y Espesartina (Sp).....	102
10.1 Formación de defectos por fisión o trazas de fisión en un sólido cristalino simple.....	104
10.2 Fotografías con luz transmitida y luz reflejada con distintos ejemplos de las configuraciones que pueden tomar las trazas de fisión y que hacen a los apatitos inaptos para el conteo.....	106
10.3 Distribución de las trazas de fisión en una superficie mineral pulida.....	107

10.4 Trayectorias de enfriamiento y distribuciones típicas de las longitudes de las trazas confinadas.....	109
10.5 Mapa geológico de la zona de estudio donde se muestra la ubicación de las muestras para termocronología tanto del Tronco de Totoltepec como de la Formación Tianguistengo y los nombres de las fallas que bordean a la Formación Tianguistengo.....	110
10.6 Diagramas radiales contruidos con RadialPlotter™ (Vermeesch, 2009) de las edades de los apatitos Durango utilizados como estándar.....	114
10.7 Diagramas radiales de los apatitos de las muestras del Tronco de Totoltepec (To1, To2, To3, ToAm y ToGa) y de la Formación Tianguistengo (IV-T1).....	115
10.8 Gráficas de Edad vs. contenido de cloro (porcentaje en peso) para cada una de las muestras cuyos apatitos fueron analizados.....	117
10.9 Los efectos de las distancias considerables del recorrido de las partículas α en la retención de He.....	120
10.10 Resultados del modelo tiempo vs temperatura de las muestras To1, ToAm y ToGa del Tronco de Totoltepec basados en el análisis completo de las trazas de fisión en sus apatitos.....	127
11.1 Modelo esquemático del sub-ambiente de la asociación de litofacies II AFII.....	129
11.2 Modelo sedimentológico de la asociación de litofacies III que representa una llanura de inundación con depósitos de crevasse splay.....	131
11.3 Modelo esquemático del sistema de drenaje fluvial conformado por las asociaciones de litofacies I, II y III.....	132
11.4 Modelo de un abanico aluvial dominado por flujos de detritos.....	134
11.5 Diagramas KDE (Vermeesch, 2012) que muestran la distribución estadística de las edades de los circones de muestras representativas del Complejo Acatlán (Talavera-Mendoza et al., 2005; Morales-Gómez et al., 2009; Kirsch et al., 2012), del Tronco de Totoltepec (Kirsch et al., 2012) y, para comparación, los datos obtenidos en este trabajo para dos muestras del drenaje fluvial de la Formación Tianguistengo.....	137
11.7 Secuencia de la disolución de los minerales y las texturas características a distintas profundidades de enterramiento.....	139
11.8 Diagramas KDE (Vermeesch, 2012) de la distribución de las poblaciones de edad de los circones detríticos del drenaje aluvial de la Formación Tianguistengo (este trabajo) y del Tronco de Totoltepec (Kirsch et al, 2012).....	141
11.9 Modelo tetconosedimentario de la Formación Tianguistengo.....	143
11.10 Las mejores trayectorias de los modelos termocronológicos de las 3 muestras del Tronco de Totoltepec obtenidas con el software HeFTy.....	145
11.11 Diagrama de clasificación composicional Q-F-L de Garzanti (2015).....	147
11.12 Diagramas KDE de muestras representativas de los sistemas sedimentarios marinos y fluviales del Triásico superior.....	148
11.13 Modelo paleogeográfico de la Formación Tianguistengo y del territorio mexicano durante el Triásico tardío.....	150

Resumen

En este trabajo se presentan nuevos datos sedimentológicos y un estudio de procedencia detallado que muestran que la Formación Tianguistengo se depositó a partir de un sistema sedimentario continental mixto, conformado por un drenaje fluvial regional interestratificado con depósitos locales de abanicos aluviales adyacentes al Tronco de Totoltepec, que se exhumaba rápidamente a través de la Falla La Matanza.

En el modelo de enfriamiento del Tronco de Totoltepec, hecho con datos termocronológicos de trazas de fisión en apatitos y de (U-Th)/He en circones, se manifiestan al menos tres exhumaciones tectónicas: en el Triásico medio-Jurásico inferior, en el Jurásico medio-superior y finalmente en el Cretácico. Martini *et al.* (2016) registraron la exhumación del Jurásico medio del Tronco de Totoltepec en las unidades estratigráficas que sobreyacen a la Formación Tianguistengo. En consistencia con ello, en este trabajo se propone que los depósitos de abanicos aluviales de la Formación Tianguistengo se depositaron como producto de la primera exhumación del Tronco de Totoltepec, durante el Triásico medio-Jurásico inferior.

La Formación Tianguistengo se interpreta como una unidad estratigráfica del Triásico medio – Jurásico inferior que se desarrolló por la interacción de abanicos aluviales con un sistema fluvial de escala regional. Este sistema fluvial se infiere análogo a los drenajes fluviales del Triásico superior en la Pangea ecuatorial, ya reconocidos en estudios previos del registro geológico de México.

Abstract

In this thesis I present new sedimentological data and a detailed provenance study in which I show that the Tianguistengo Formation was deposited in a mixed continental sedimentary system composed of a regional fluvial drainage interbedded with local deposits of alluvial fans adjacent to the Totoltepec Stock, which was being rapidly exhumed along the Matanza Fault.

In the cooling model of the Totoltepec Stock, made with thermochronological data of apatite fission tracks and zircon (U-Th)/He, at least three tectonic exhumations manifest: in the middle Triassic-early Jurassic, in the middle-late Jurassic and finally in the Cretaceous period. Martini et al. (2016) document the middle Jurassic exhumation of the Totoltepec Stock in the stratigraphic units that overlay the Tianguistengo Formation. In agreement, I propose in this work that the alluvial fans deposits of the Tianguistengo Formation were deposited as a consequence of the first exhumation of the Totoltepec Stock, during middle Triassic-early Jurassic.

I interpret the Tianguistengo Formation as a stratigraphic unit deposited in middle Triassic-early Jurassic as a product of the interaction between alluvial fans and a regional scale fluvial system. I infer this fluvial system was analogous to the drainages of the late Triassic period in the equatorial Pangea that have already been recognized in the geological record of southern Mexico.

CAPÍTULO 1.

INTRODUCCIÓN

El supercontinente Pangea se formó como producto de la colisión entre los paleocontinentes Gondawana y Laurencia a través del cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora, en el Paleozoico tardío (Poole *et al.*, 2005). Durante el Triásico tardío, la margen occidental de Pangea ecuatorial, que corresponde actualmente con el territorio mexicano, era el sitio de acumulación de grandes abanicos submarinos (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Silva Romo *et al.*, 2000; Centeno-García, 2005). A principios del Jurásico, una reorganización global de las placas tectónicas produce la disgregación progresiva de Pangea (e.g. Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1988; Dickinson y Lawton, 2001) con el desarrollo de cuencas de *rift*, una de ellas la cuenca del Golfo de México.

Los terrenos paleozoicos y precámbricos del centro y sur de México constituían el margen occidental de Pangea ecuatorial durante el depósito de los abanicos del Triásico superior, denominados en la literatura como Abanico Potosí y Abanico Tolimán (Silva-Romo *et al.*, 2000; Ortega-Flores *et al.*, 2014). Se infiere que dichos abanicos eran alimentados por grandes sistemas fluviales que drenaban Pangea ecuatorial (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Silva Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Ortega-Flores y Ortega-Obregón, 2014; Silva-Romo *et al.*, 2015) (Fig. 1.1). Hasta el momento, solo se han documentado en escasos afloramientos dos de los hipotéticos sistemas fluviales triásicos, denominados El Alamar (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010) y Sanozama-La Mora (Silva-Romo *et al.*, 2018). Se ha propuesto que dichos ríos tenían procedencia perigondwánica y fluían hacia el oeste, hasta desembocar en lo que actualmente es el centro del territorio mexicano.

La sucesión fluvial perteneciente a la Formación Tianguistengo está expuesta al sureste del territorio mexicano, aproximadamente a 30 km al norte de los depósitos del sistema fluvial Sanozama-La Mora (Fig. 1.2). Para varios autores, la Formación Tianguistengo es el registro estratigráfico más antiguo de la cuenca jurásica de Otlaltepec, originada durante el rompimiento de Pangea (Ortega-Guerrero, 1989; Morán-Zenteno, 1993; Verde-Ramírez, 2016). De manera antitética, algunos estudios de restos de plantas fósiles pobremente preservadas en la Formación Piedra Hueca, que sobreyace a la Formación Tianguistengo, sugieren que ésta última podría ser tan antigua como el Paleozoico (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2000). Las edades de los circones detríticos contenidos en la Formación Tianguistengo refutan dicha

hipótesis: los más jóvenes, que registran la edad máxima para el depósito esta unidad, tienen edad U-Pb de 237Ma (Verde-Ramírez, 2016). Dadas sus semejanzas litológicas y geocronológicas, se ha interpretado que la Formación Tianguistengo es equivalente a la Formación La Mora (Silva-Romo *et al.*, 2015; Verde-Ramírez, 2016, Silva-Romo *et al.*, 2018) y, por lo tanto, podría representar parte de los sistemas fluviales del Triásico que alimentaban al Abanico Potosí y al Abanico Tolimán.

Como consecuencia de lo anterior, resulta de gran importancia esclarecer el significado tectonosedimentario y la edad de la Formación Tianguistengo. En este trabajo se caracterizaron sedimentológicamente y composicionalmente las sucesiones sedimentarias de la Formación Tianguistengo y se describieron petrográficamente los basamentos sobre los que ésta yace, con el objetivo de comparar las características de los sedimentos con las de las posibles fuentes. Para el estudio de procedencia se utilizaron petrografía de roca total, petrografía de minerales pesados, conteo de conglomerados, fechamientos U-Pb en circones y, para restringirla con mejor precisión, geoquímica de circones y granates. Además, se realizó la cartografía de litofacies que permitió caracterizar la geometría de la cuenca donde se depositó la Formación Tianguistengo.

Esta tesis se enfoca también en la aplicación de los métodos termocronológicos de trazas de fisión en apatitos y de (U-Th)/He en circones en las rocas del basamento del sur de México, las que fungieron como fuentes de los detritos de la sucesión sedimentaria de la Formación Tianguistengo, como método indirecto para obtener la edad de depósito de la misma.

Este estudio sugiere que, en efecto, la Formación Tianguistengo era parte de los drenajes fluviales que desembocaban en la margen occidental de Pangea en el Triásico y su depósito fue influenciado por la activación de dos fallas con orientaciones NE-SW y E-O que exhumaban los basamentos del sur de México.

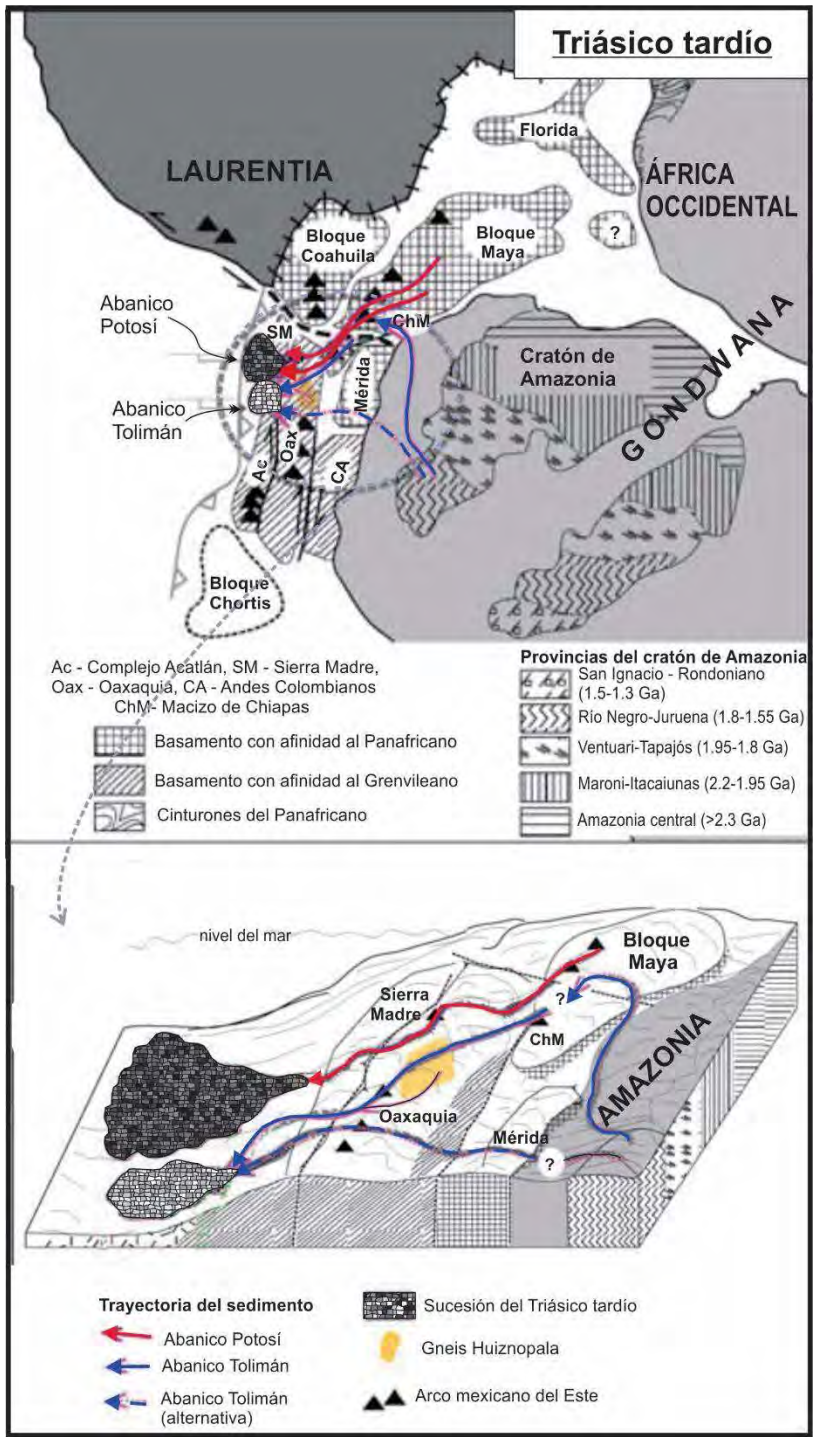


Figura 1. 1 Diagrama del contexto tectónico y los ambientes sedimentarios de los sistemas fluvio-marinos del Triásico en México. A) reconstrucción de la configuración de los terrenos de Pangea occidental durante el Triásico y trayectorias y fuentes de los sedimentos que desembocaban en la margen del Paleopacífico. B) Durante el Triásico superior, la dispersión de los sedimentos era básicamente hacia el Oeste. El sedimento de los abanicos Potosí y Tolimán procedía de fuentes perigondwánicas. (Modificado de Ortega-Flores y Ortega-Obregón, 2014).

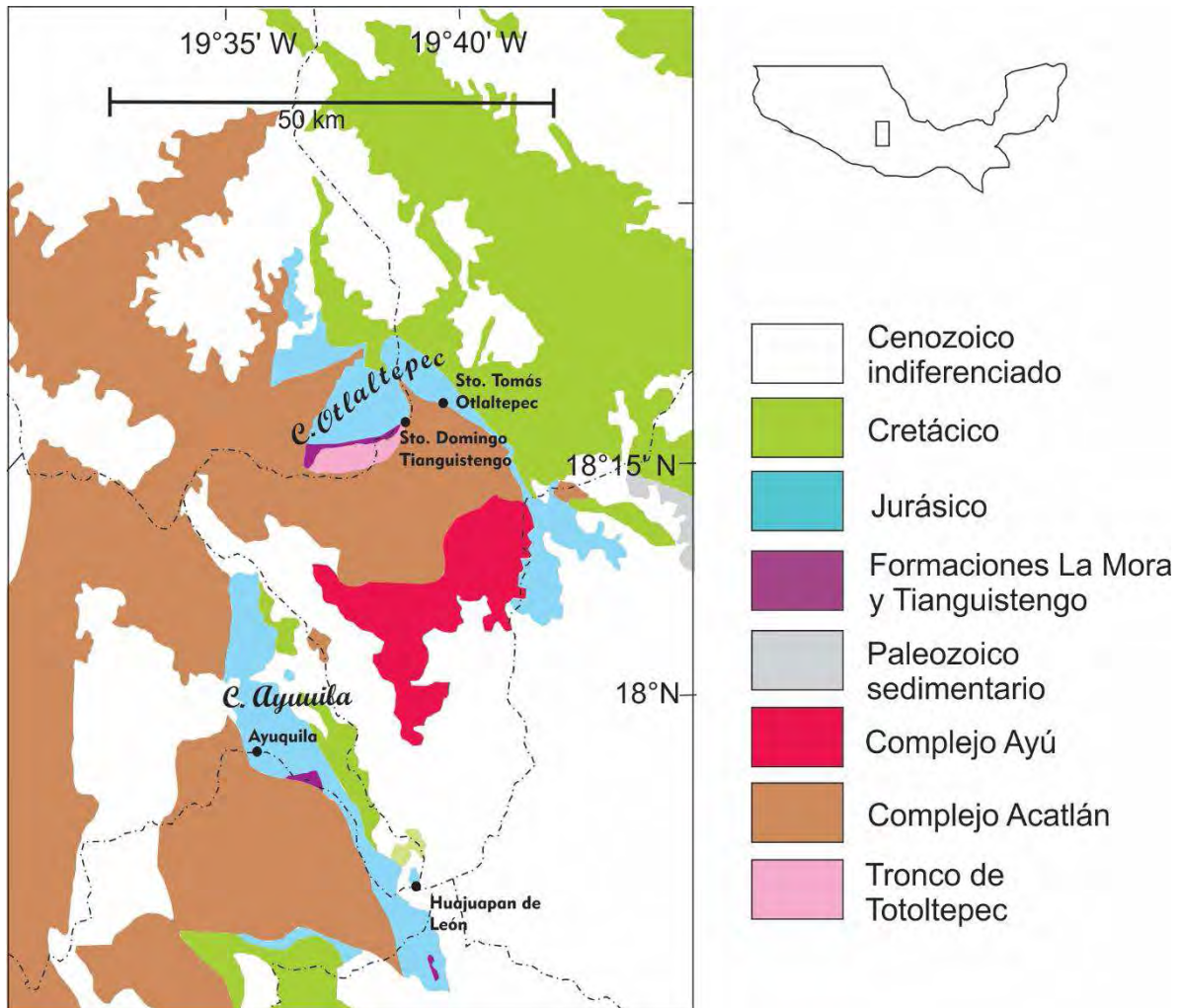


Figura 1. 2 Mapa geológico del sur de México donde se muestran las áreas de afloramiento de las rocas del Paleozoico del Complejo Acatlán y las sucesiones sedimentarias del Mesozoico y del Paleozoico. Se muestran las ubicaciones de la Formación Tianguistengo, en la Cuenca Otlaltepec, y de la Formación La Mora, en la Cuenca Ayuquila, a proximadamente a 30km de distancia En color rosa se muestra la ubicación del Tronco de Totoltepec. (Modificado de Campos-Madrigal et al., 2013 y Silva-Romo et al., 2015).

CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

2.1 ROCAS PRE-TRIÁSICAS DEL CENTRO Y SUR DE MÉXICO

Las rocas del Triásico superior en el centro y sur de México guardan el registro de las últimas etapas de la evolución del supercontinente Pangea previas a su disgregación que, en el territorio mexicano, inició en el Jurásico temprano (Pindell y Kennan, 2009; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016).

Hasta que Pangea comenzó a desintegrarse, las rocas del Precámbrico y del Paleozoico del territorio mexicano se ubicaban en el sector centro-occidental de aquel supercontinente, en las latitudes tropicales del hemisferio norte (Pindell y Kennan, 2009) (Figura 2.1). En los siguientes apartados se describen las rocas del Precámbrico y del Paleozoico del centro y sur de México, con especial énfasis en las unidades cercanas geográficamente a la Formación Tianguistengo.

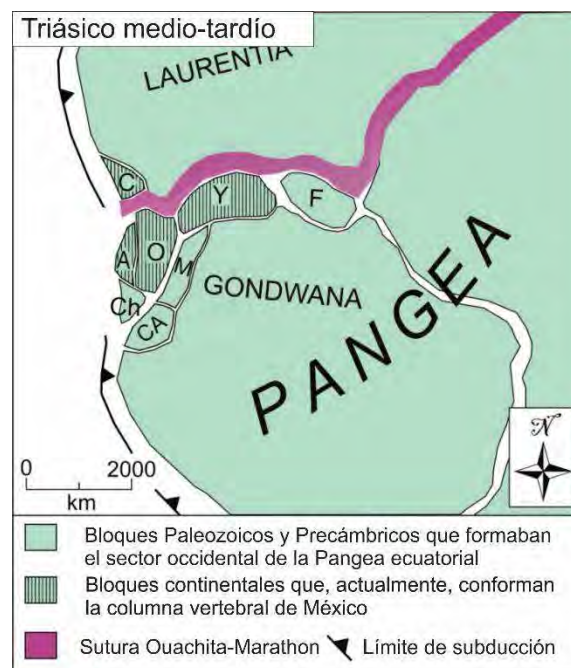


Figura 2. 1 Reconstrucción paleogeográfica de Pangea occidental durante el Triásico medio-tardío (modificado de Martini y Ortega, 2016). Los bloques que actualmente constituyen el territorio mexicano están resaltados con un achurado vertical: A: Complejo Acatlán; C: Terreno Caborca; CA:

2.1.1 Rocas del Precámbrico en el centro y sur de México

Las rocas del Precámbrico se encuentran en la parte oriental de México. Los basamentos afines al Grenvilliano están representados por el microcontinente Oaxaquia, que constituye la columna vertebral de México (Fig. 2.2). El microcontinente Oaxaquia está definido por cuatro afloramientos principales: el Gneis Novillo, el Gneis Huiznopala, el Gneis Guichicovi y el Complejo Oaxaqueño (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995) (Fig. 2.2). El Gneis Novillo, el Gneis Huiznopala y el Complejo Oaxaqueño están constituidos por macizos de anortosita relacionados con ortogneis bandeados ricos en granate y charnokitas que, en conjunto, intrusionan metapelitas y mármoles impuros ricos en magnesio (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995). En el Gneis Guichicovi también se presentan ortogneis y paragneis similares. Todos estos gneises del Grenvilliano están metamorfoseados en facies de granulita (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995). Las edades U-Pb de los circones del Complejo Oaxaqueño varían desde ca. 940 Ma hasta 1,400 Ma (Solari *et al.*, 2014) (Fig. 2.3).

En el subsuelo del terreno Maya del sur de México se hallan esquistos y gneises del ciclo Panafricano (Krogh *et al.*, 1993; Dickinson y Lawton, 2001). Estas rocas son producto de las orogenias que ocurrieron durante el ensamble de Gondwana, desde el Neoproterozoico hasta el Paleozoico temprano (≈ 870 a ≈ 550 Ma; Kröner y Stern, 2005).

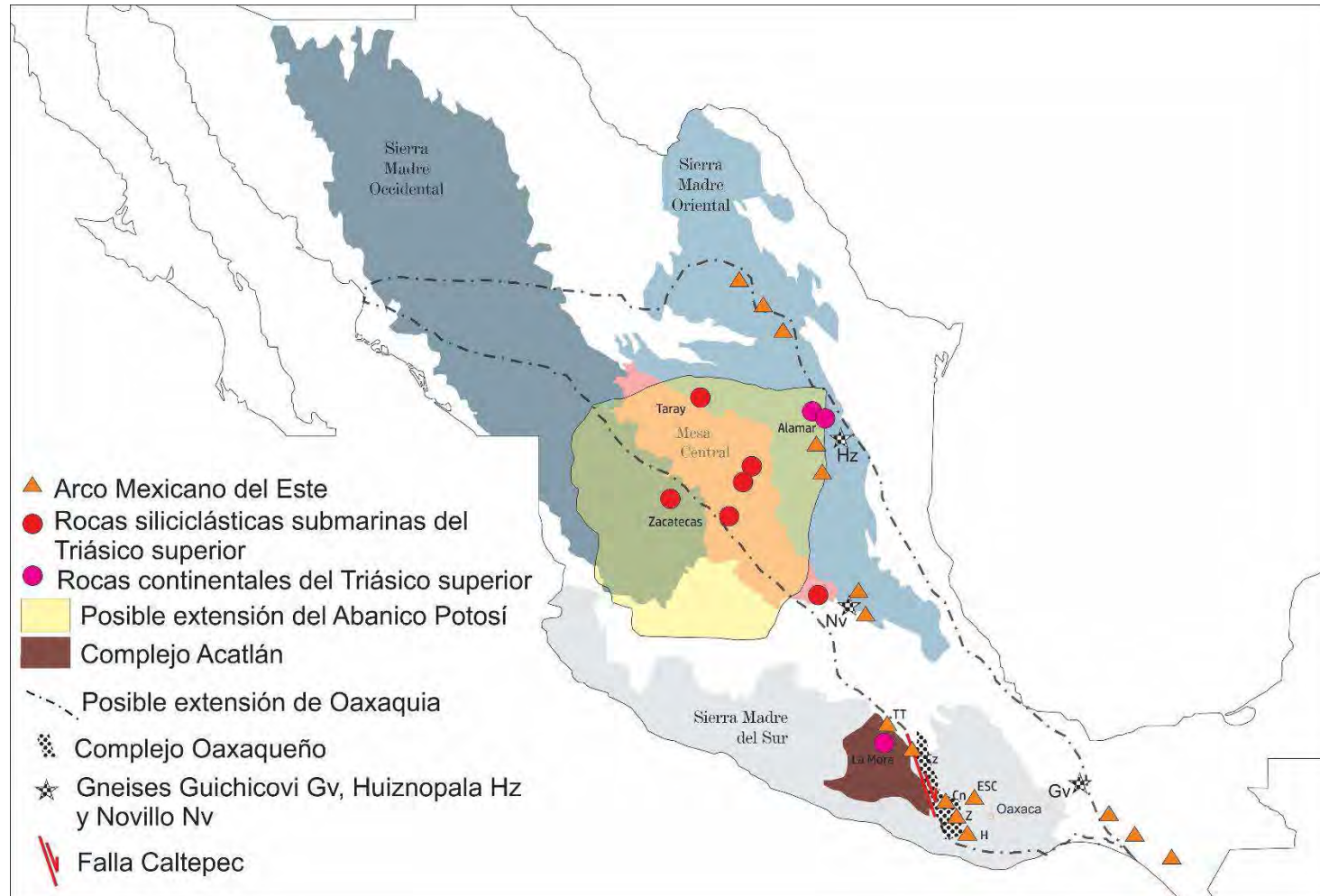


Figura 2.2 Mapa modificado de INEGI con la ubicación de las unidades geológicas y las provincias fisiográficas referidas en el texto. TT: Totoltepec; Cz: Coahuico; ESC: Etila, Sosola y Carbonera; Cn: Cuanana; Z: Zanitzio; H: Honduras. La traza del microcontinente Oaxaquia se hizo con base en Ortega-Gutiérrez, 1995 y Campa y Coney, 2000. Las ubicaciones de los cuerpos ígneos del Arco Mexicano del Este se realizaron con base en la recopilación hecha por Ortega-Flores, 2014 y Ortega-Obregón, 2013. Los afloramientos de las rocas del Triásico superior se localizaron con base en los trabajos de Barboza-Gudiño et al., 2010, Silva-Romo et al., 2015 y Ortega-Flores et al., 2014.

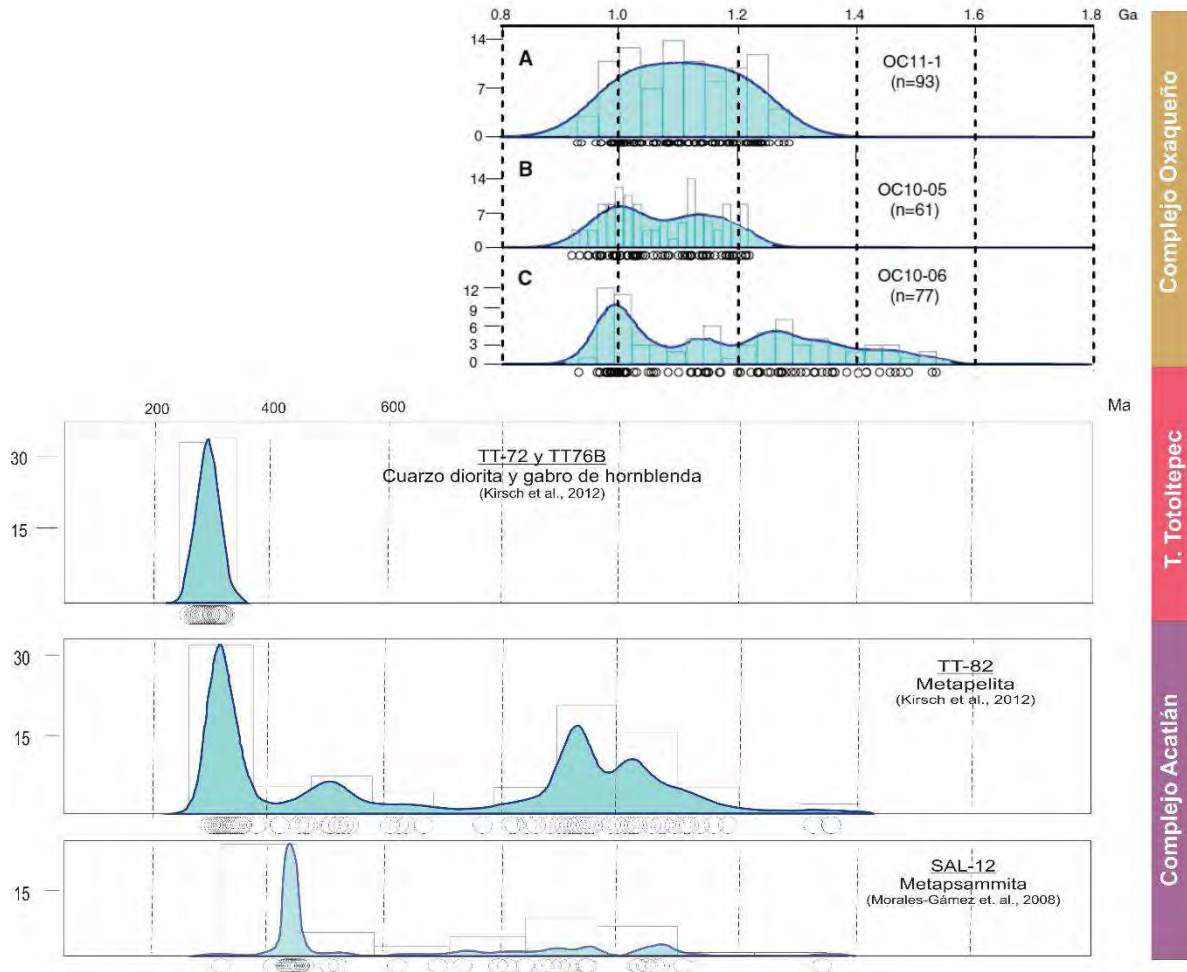


Figura 2. 3 Diagramas KDE e histogramas de tres muestras de circones del Complejo Oaxaqueño (Modificado de Solari et al., 2014), del Tronco de Totoltepec (con datos de Kirsch et al., 2012) y del Complejo Acatlán (con datos de Kirsch et al., 2012 y Morales-Gómez et al., 2008)

2.1.2 Rocas del Paleozoico

El basamento más extenso del Paleozoico en el sur de México es el Complejo Acatlán (Fig. 2.2). Definido originalmente por Ortega-Gutiérrez (1976), el Complejo Acatlán está en contacto con las rocas del Complejo Oaxaqueño por medio de la Falla Caltepec (Fig 2.2), una zona de cizalla lateral derecha del Pérmico temprano con orientación N-S (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002). El Complejo Acatlán está conformado por rocas paleozoicas meta-sedimentarias y meta-ígneas polideformadas, con un grado metamórfico variable desde la facies de esquistos verde a la de eclogita (e. g. Ortega-Gutiérrez, 1981; Nance *et al.*, 2006; Keppie *et al.*, 2008; Ramos-Arias y Keppie, 2011). Las rocas del Complejo Acatlán han sido interpretadas como el registro de una cuenca de *rift* del Ordovícico que se desarrolló en el margen occidental del Complejo Oaxaqueño durante la apertura del paleo-océano Réico (Keppie *et al.*, 2008). Los sedimentos

de dicha cuenca fueron posteriormente agregados por medio de subducción y colisión continental a la margen de Laurencia en el Paleozoico superior, durante el ensamble del súper-continente Pangea (Keppie *et al.*, 2008).

La Formación Tianguistengo colinda con algunas unidades del Complejo Acatlán cuyas características geológicas, por considerarlas de importancia para este trabajo, se describen a continuación:

2.1.2.1 LA UNIDAD SALADA

En el área del estudio, la Unidad Salada define una franja N-S que está en contacto con la Formación Tecomate por medio de una falla de orientación N-S (Fig. 2.4). Morales-Gómez (2011) describe a la Unidad Salada como metapelitas y metapsamitas en facies de esquistos verdes constituidas por cuarzo, moscovita, clorita y minerales opacos accesorios. Los diques máficos toleíticos con rumbo NNE que cortan a la unidad Salada la distinguen de otras unidades metasedimentarias del Complejo Acatlán; dichos diques máficos están formados por anfíbol, clorita, feldespato, epidota y minerales opacos accesorios, quienes atestiguan su carácter metamórfico en facies de esquistos verdes (Morales-Gómez, 2011).

La Unidad Salada probablemente es el equivalente de la Formación Cosoltepec del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1999; Morales-Gómez, 2008): los diques máficos que la cortan parecen tener continuidad lateral a rumbo con los diques máficos que, más al sur, cortan a la Formación Cosoltepec y la distribución de las edades de los circones detríticos de ambas es muy similar.

Las poblaciones de edades de los circones detríticos de la Unidad Salada comprenden 4 intervalos: 500-700Ma, 900-1200Ma, 1500-1600Ma y 352-360Ma (Morales-Gómez, 2008) (Fig. 2.3). El circón más joven de las rocas de la Unidad Salada tiene una edad de 352 ± 3 Ma (Morales-Gómez, 2008).

2.1.2.2 UNIDAD “SIN NOMBRE”

En contacto con la Formación Tianguistengo a través de la Falla Tianguistengo, se encuentra una unidad de rocas metamórficas formada por esquistos granatíferos y cuarcitas con diques de anfíbolita esporádicos (Kirsch *et al.*, 2012).

2.1.2.3 LA FORMACIÓN TECOMATE

La Formación Tecomate se distribuye en distintos sectores de la parte central del Complejo Acatlán. En la zona de estudio, constituye una franja NE-SW que está en contacto a través de la Falla Ameyaltepec con la Formación Tianguistengo, al occidente del área cartografiada.

La Formación Tecomate está constituida por intercalaciones multideformadas y polimetamorfoseadas en facies de esquistos verdes de metapelitas, metapsamitas, mármoles, metaconglomerados, tobas y lavas de composición máfica, así como escasos cuerpos volcánicos félsicos (Keppie *et al.*, 2004; Morales-Gómez *et al.*, 2009; Kirsch *et al.*, 2012). Las metapsamitas de la Formación Tecomate están constituidas por cuarzo, moscovita y clorita en la parte noroeste de la Cuenca Otlaltepec (Morales-Gómez *et al.*, 2009); mientras que las metapsamitas cercanas al sur del Tronco de Totoltepec contienen, además, feldespato potásico, plagioclasa y biotita parcialmente cloritizada (Kirsch *et al.*, 2012). Los clastos de los conglomerados incluyen trondhjemitas, rocas volcánicas, metapsamitas, cuarzo de veta y, en algunas localidades, mármol (Morales-Gómez *et al.*, 2009; Kirsch *et al.*, 2012).

Los mármoles en la localidad tipo de la Formación Tecomate, localizada al sur de Acatlán de Osorio, y en la localidad cercana a Los Hornos de Zaragoza, contienen fósiles de conodontes y fusulínidos que restringen la edad de la Formación Tecomate entre el Pensilvánico tardío y el Pérmico medio (Keppie *et al.*, 2004).

La firma de edad de los circones detríticos de la Formación Tecomate es diversa. Cerca de Acatlán de Osorio, los circones más jóvenes de la Formación Tecomate tienen entre 450 y 500 Ma, aunque la mayor población la constituyen circones entre 900 y 1400 Ma; estos patrones han sido interpretados como resultado del reciclaje de los Granitoides Esperanza del Complejo Acatlán (Sánchez-Zavala *et al.*, 2004). En contraste, la Formación Tecomate en la localidad al sur del Tronco de Totoltepec presenta gran variabilidad en sus poblaciones de edades U-Pb de circones detríticos: mientras que hacia la base de la unidad las rocas solo contienen circones con edades entre 900 y 1600 Ma, hacia la cima ocurren poblaciones importantes de circones de entre 900 y 1230 Ma, 600-400 Ma y, los más jóvenes y numerosos, entre 330 y 282 Ma (Kirsch *et al.*, 2012). Los circones de los clastos de trondhjemitas de los metaconglomerados de la Formación Tecomate al sur del Tronco de Totoltepec arrojan edades cercanas a los 290 Ma, lo que sugiere un reciclaje del Tronco de Totoltepec (Keppie *et al.*, 2004).

La interpretación actual es que la Formación Tecomate, junto con otras unidades sedimentarias del Pérmico en el sur de México, representan depósitos sedimentarios marinos y continentales periféricos al Arco Mexicano del Carbonífero-Pérmico (Keppie *et al.*, 2004; Kirsch *et al.*, 2012). En particular, el depósito de la Formación Tecomate debió haber iniciado antes del desarrollo del arco en el sur de México, lo que explicaría la ausencia de circones paleozoicos en las rocas más antiguas de dicha formación (Kirsch *et al.*, 2012).

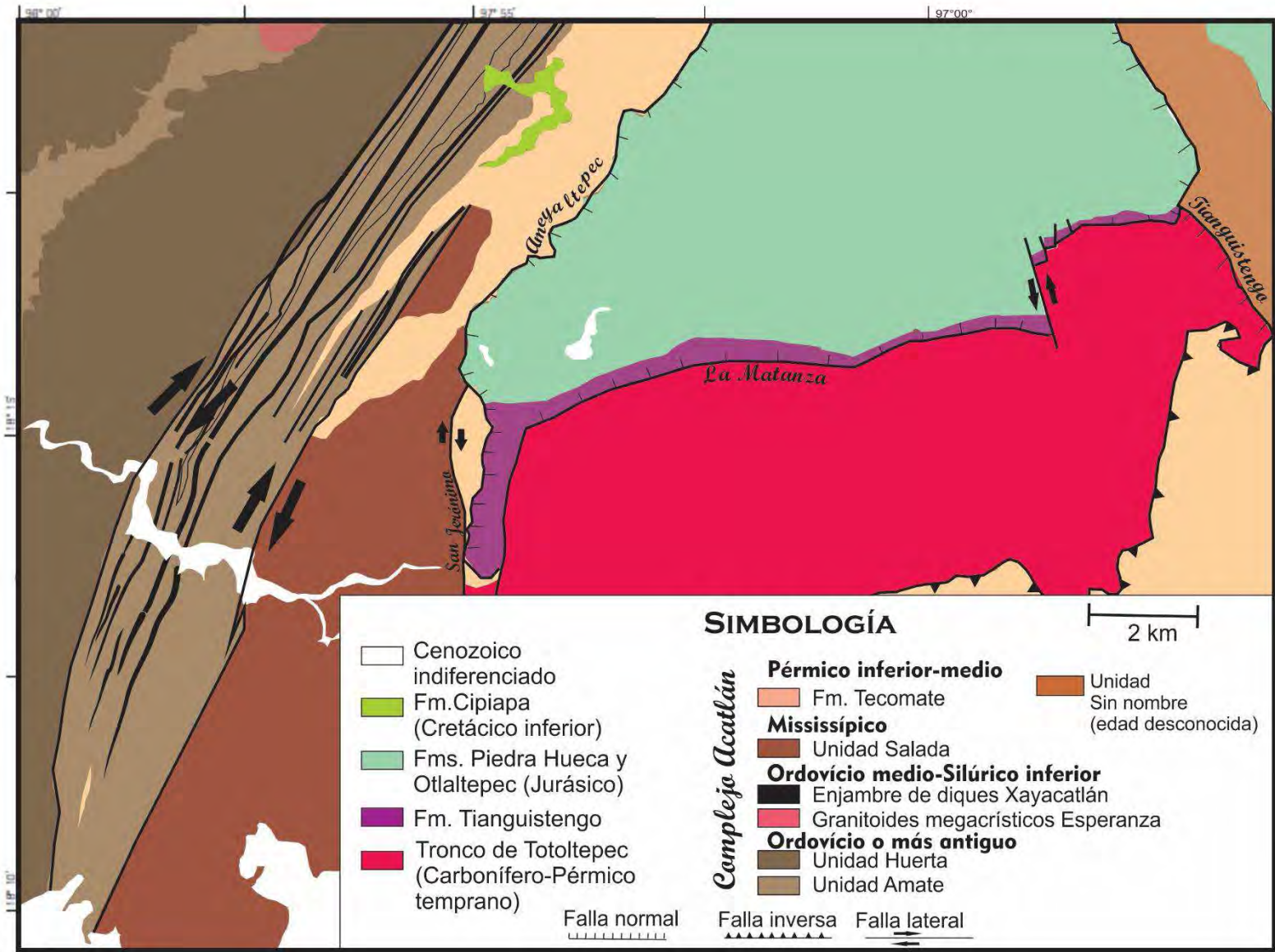


Figura 2.4 Mapa de los basamentos colindantes con la Formación Tianguistengo (Modificado de Morales-Gómez et al., 2012; Kirsch et al., 2012; Verde-Ramírez, 2016)

2.1.2.4 ARCO MEXICANO DEL ESTE

Se considera que durante el Carbonífero-Pérmico, mientras Gondwana y Laurentia se aproximaban para configurar Pangea, los terrenos de México fueron sometidos a una convergencia tectónica que propició el desarrollo de un arco magmático que, actualmente, se ubica al este del territorio mexicano y al sur del territorio estadounidense (Torres *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García, 2005; Elías-Herrera *et al.*, 2005; Kirsch *et al.*, 2012) (Fig. 2.4). Dicho arco se expresa en forma de afloramientos de rocas principalmente plutónicas, aunque también se han descrito algunas volcánicas, como la Riolita Sosola. Debido a su cercanía y posible influencia en el depósito de la Formación Tianguistengo, en esta sección se describen las rocas ígneas del Arco Mexicano del Este que afloran en el sur de México.

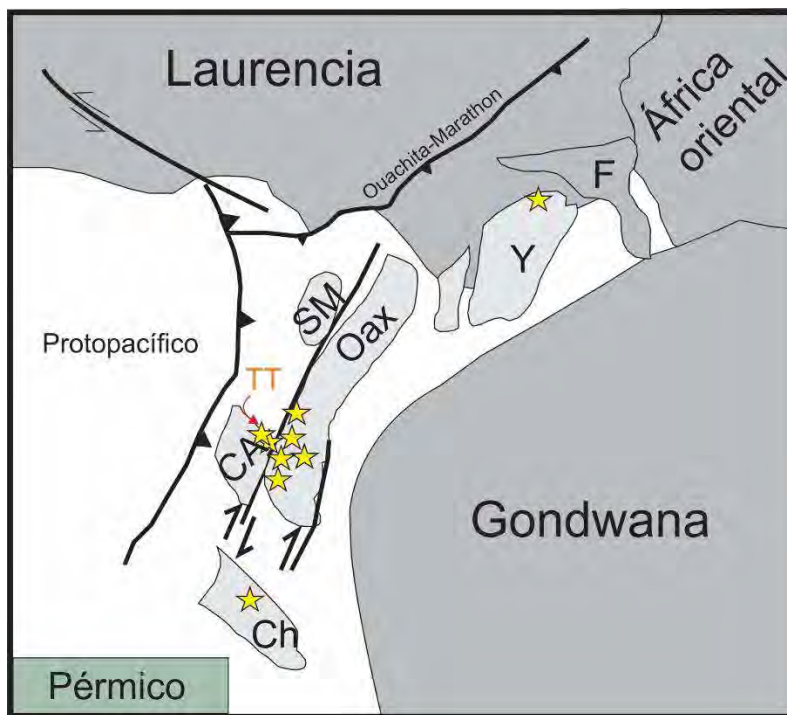


Figura 2. 5 Paleogeografía del territorio mexicano y el sector occidental de Pangea en el Pérmico. CA: Complejo Acatlán; Ch: Chortis; F: Florida; Oax: Oaxaquia; SM: Sierra Madre; Y: Yucatán. Las estrellas representan las rocas ígneas del Arco Mexicano del Este. (Modificado de Ortega-Obregón *et al.*, 2014). TT: Tronco de Totoltepec

2.1.2.4.1 Riolita Sosola

La Riolita Sosola es el único cuerpo extrusivo del Arco Mexicano del Este documentado en el sur de México. Éste cuerpo está emplazado paralelamente a los planos de foliación de los gneises del Complejo Oaxaqueño. Dicha riolita posee texturas de golfos de disolución en los cuarzos, plagioclasa esqueletal y fenocristales de feldespatos alcalinos en una matriz

criptocristalina (Ortega-Obregón *et al.*, 2013). Como minerales accesorios, la Riolita Sosola presenta circón, biotita verde y apatito (Ortega-Obregón *et al.*, 2013). Este cuerpo ígneo contiene circones detríticos heredados del Complejo Oaxaqueño y del Complejo Acatlán. La edad de cristalización de la Riolita Sosola, obtenida a partir del fechamiento U-Pb en circones, es de 270 ± 3 Ma (Ortega-Obregón, 2014).

2.1.2.4.2 Granito Cozahuico

El Granito Cozahuico es un granito sintectónico emplazado en la frontera entre el Complejo Acatlán y el Complejo Oaxaqueño, a lo largo de la Falla Caltepec (Elías-Herrera *et al.*, 2005). Dicho intrusivo está compuesto principalmente por granito, en parte milonitizado, cuya edad de emplazamiento ha sido constreñida en 270 Ma con base en el fechamiento U-Pb en circones (Elías-Herrera *et al.*, 2005).

2.1.2.4.3 Tronco de Totoltepec

El Tronco de Totoltepec está en contacto con la Formación Tianguistengo a través de la Falla de la Matanza (Fig. 2.4), que representa el límite norte del mismo; aunque también se ha documentado un contacto discordante entre ambas unidades (Kirsch *et al.*, 2012; Verde-Ramírez, 2016). Los límites al este y oeste del Tronco de Totoltepec están representados por las fallas Tianguistengo y San Jerónimo, respectivamente, que lo contraponen con rocas del Complejo Acatlán.

El Tronco de Totoltepec es un ensamble de rocas ígneas intrusivas de composición, en orden descendente, trondhjemítica, tonalítica, diorítica, gabrónica, monzogranítica-granodiorítica y escaza hornblendita (Kirsch *et al.*, 2012). La plagioclasa es el mineral dominante en las rocas del Tronco de Totoltepec (Kirsch *et al.*, 2012).

La edad U-Pb de las rocas máficas del tronco es de 306 ± 2 Ma (Kirsch *et al.*, 2012); mientras que el cuerpo principal del tronco de composición intermedia-félsica tiene edades U-Pb que varían de 287 ± 2 Ma a 289 ± 2 Ma (Yáñez *et al.*, 1991; Kirsch *et al.*, 2012).

En todo el tronco, el maclado albítico de las plagioclasas muestra dobleces periclinales y se presentan crecimientos mirmequíticos y los cuarzos presentan texturas en subgranos prismáticos (tablero de ajedrez), bordes suturados entre cristales y textura poligonal (Kirsch *et al.*, 2012b).

Kirsch *et al.* (2012) concluyen que el Tronco de Totoltepec se emplazó a lo largo de una falla extensional con dirección NE-SW que se desarrolló entre la Falla de San Jerónimo y la Falla Caltepec (Fig. 2.6): cuando la actividad de la falla San Jerónimo disminuyó, el desplazamiento lateral derecho regional fue transferido a la zona de falla de Caltepec a través de una

cabalgadura, cuya actividad debió provocar el cierre del conducto magmático que alimentaba al Tronco de Totoltepec y el levantamiento tectónico del mismo. Con base en los datos termobarométricos obtenidos a partir de Al-en-hornblenda y la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida en moscovita, Kirsch *et al.* (2012b) documentan que el levantamiento y exhumación del Tronco de Totoltepec asociado a la cabalgadura ya mencionada ocurrió entre los 283 y los 287 Ma a una tasa de 2.25 km/Ma.

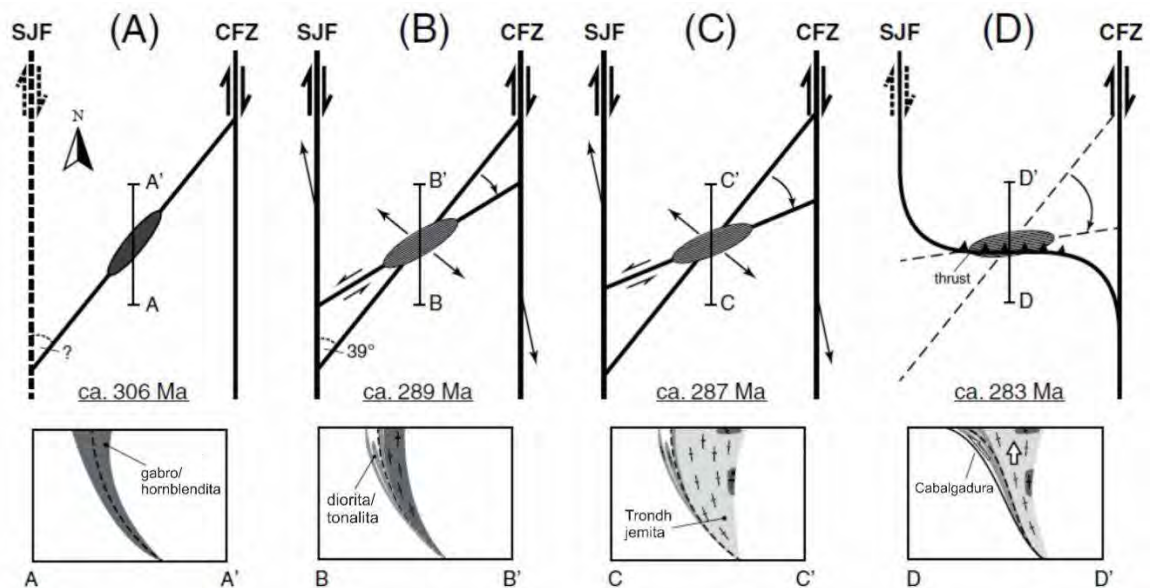


Figura 2. 6 Esquema del emplazamiento del Tronco de Totoltepec. A) Etapa inicial del emplazamiento de las rocas máficas a lo largo de una zona de transferencia entre la falla San Jerónimo (SJF) y la falla Caltepec (CFZ); B) segunda etapa en el emplazamiento del Tronco de Totoltepec, emplazamiento de diques de diorita y tonalita; C) emplazamiento del cuerpo trondhjemítico principal del plutón; D) cierre del conducto magmático porque se desactiva la falla de San Jerónimo y se genera una cabalgadura. Modificado de Kirsch *et al.* (2012).

2.1.2.5 FORMACIÓN MATZITZI

La Formación Matzitzí es la unidad sedimentaria más antigua que sobreyace en contacto discordante tanto al Complejo Oaxaqueño como al Complejo Acatlán. Centeno-García *et al.* (2009) interpretan a la Formación Matzitzí como un depósito de drenaje fluvial anastomosado constituido por 6 principales asociaciones de litofacies que representan los rellenos de canal, las barras fluviales y las planicies de inundación asociadas. La edad de la Formación Matzitzí ha sido establecida en el Paleozoico superior con base en el estudio de flora fósil (Hernández-Láscares, 2000). Centeno-García *et al.*, en 2009, han interpretado que existía vulcanismo coetáneo a la sedimentación de la Formación Matzitzí, aunque éste se concentró en una sola área y generó un depósito lenticular de composición félsica

llamado Toba Atolotitlán cuya edad U-Pb arrojó edades del Triásico (Bedoya, <<en preparación>>).

ROCAS DEL TRIÁSICO MEDIO-SUPERIOR Y MARCO TECTÓNICO DE MÉXICO EN EL TRIÁSICO TARDÍO

Sucesiones turbidíticas marinas del Triásico superior en el norte-centro de México han sido interpretadas como un sistema de abanicos submarinos desarrollados a lo largo del margen occidental de Pangea ecuatorial (Silva-Romo *et al.*, 2000; Centeno-García, 2005). Hasta el momento, dichas turbiditas del Triásico superior han sido agrupadas en dos abanicos submarinos distintos: Abanico Potosí y Abanico Tolimán (Centeno-García, 2005; Ortega-Flores *et al.*, 2013).

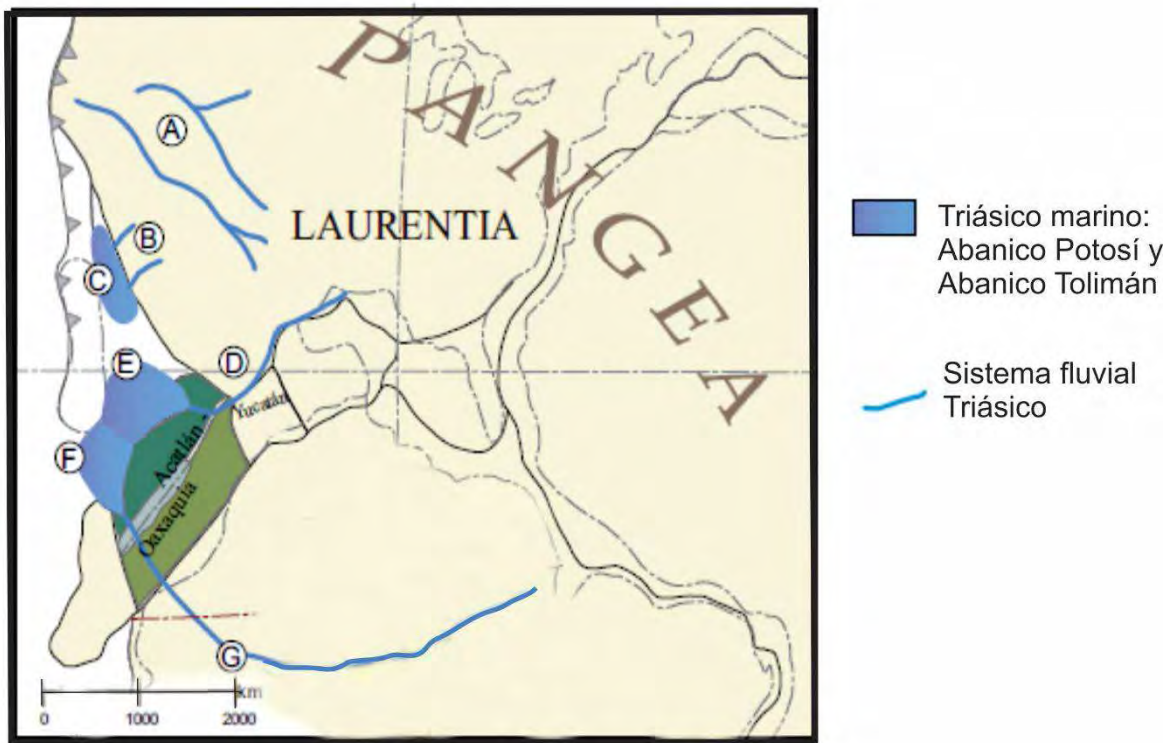


Figura 2. 7 Sistemas fluviales y marinos del Triásico superior en el sector occidental de Pangea: A: Sistema Chinle-Dockurn, B: Barranca; C: Antimonio; D: Sistema fluvial El Alamar; E: Abanico Potosí; F: Abanico Tolimán; G: Sistema fluvial La Mora (Modificado de Silva-Romo *et al.*, 2015).

2.2.1 Abanico Potosí

Las rocas del Abanico Potosí están restringidas a algunos pequeños afloramientos en la Mesa Central y en La Sierra Madre Oriental. Dichas rocas son sobreyacidas por sucesiones vulcano-sedimentarias del Jurásico depositadas durante la apertura del Golfo de México, por unidades

calcáreas del Cretácico y por rocas volcánicas o aluviales del Cenozoico (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010).

En la Mesa Central, las rocas del Triásico medio-superior pertenecen a las Formaciones Zacatecas, La Ballena, La Boca y los Complejos Taray y El Chilar (Silva-Romo *et al.*, 2000; Centeno-García, 2005; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Ortega-Flores *et al.*, 2014).

La Formación Zacatecas está conformada por sucesiones turbidíticas dispuestas en estratos delgados que afloran en la Sierra de Catorce y al norte de la ciudad de Zacatecas. Esta unidad sedimentaria contiene fósiles de amonitas y pelecípodos del Cárnico (Silva-Romo *et al.*, 2000) y es afectada por un metamorfismo parcial en facies de Esquistos Verdes (Silva-Romo *et al.*, 2000). Las areniscas de la Formación Zacatecas son enriquecidas en clastos de cuarzo de origen ígneo y metamórfico y algunos clastos de cuarcitas (Silva-Romo *et al.*, 2000).

Constituida por interestratificaciones de areniscas y lutitas interpretadas como secuencias turbidíticas, la Formación La Ballena se localiza entre las ciudades de San Luis Potosí y Zacatecas (Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Los estratos de turbiditas están compuestos por areniscas líticas con amonitas y pelecípodos del Triásico medio-tardío (Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010).

El Complejo Taray, el que aflora al norte de Zacatecas, está constituido por limolitas, lutitas y areniscas líticas intensamente deformadas, interpretadas como sucesiones turbidíticas de un ambiente marino profundo (Díaz-Salgado *et al.*, 2003; Centeno-García *et al.*, 2005); esporádicamente, en la sucesión se intercalan conglomerados, horizontes de pedernal y horizontes de caliza (Silva-Romo *et al.*, 2000; Centeno-García *et al.*, 2005; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). El Complejo Taray contiene crinoides, gasterópodos, corales y bivalvos esporádicos (Silva-Romo *et al.*, 2000; Centeno-García *et al.*, 2005; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010), según los cuales se le ha asignado una edad del Triásico tardío. Embebidos en las turbiditas deformadas de este complejo hay bloques de pedernal, basaltos almohadillados, serpentinitas y algunas calizas recristalizadas (Díaz-Salgado *et al.*, 2003). Las edades de los circones detríticos del Complejo Taray arrojan poblaciones de edades de 970 - 1260 Ma, 480 - 690 Ma y 260 - 390 Ma (Díaz-Salgado *et al.*, 2003).

Silva-Romo *et al.* (2000) y Barboza-Gudiño *et al.* (2010) correlacionan al Complejo Taray con las rocas de las Formaciones Zacatecas y La Ballena con base en su litología y posición estratigráfica similar.

2.2.2 Abanico Tolimán

El Complejo El Chilar está conformado por metafilita, meta-arenisca y algunos lentes de metaconglomerado que localmente preservan estructuras sedimentarias típicas de la secuencia Bouma, lo que ha permitido interpretar esta sucesión metasedimentaria como turbiditas (Ortega-Flores *et al.*, 2014). Las rocas del Complejo El Chilar han experimentado metamorfismo en facies de esquisto verde y una fuerte deformación que incluye dos generaciones de plegamiento y cabalgamiento y zonas de cizalla localizadas (Fitz *et al.*, 2012). Las metareniscas de este complejo están constituidas por cuarzo monocristalino, feldespato potásico, plagioclasa y pedernal (Ortega-Flores *et al.*, 2014).

Los grupos de edades U-Pb de los circones del Complejo El Chilar son, en orden decreciente, 900-1250Ma, 1300-1650 Ma, 450-700 Ma y del 240-300 Ma (Ortega-Flores *et al.*, 2014). Ortega-Flores *et al.*, (2014) interpretan las edades entre 1300 y 1650Ma como la evidencia del reciclaje de rocas de los basamentos de Sudamérica, que para el Triásico medio-superior se encontraban al sureste de Oaxaquia. Dado que dentro de las fuentes de los detritos del Complejo El Chilar se encuentra el cratón de Sudamérica, inexistentes en otras rocas marinas del Triásico en México, Ortega-Flores *et al.* (2014) proponen que el Complejo El Chilar se depositó en un abanico distinto al Abanico Potosí: el Abanico Tolimán.

2.2.3 Formación El Alamar

La Formación El Alamar se localiza entre los estados de Tamaulipas y Nuevo León, en tres afloramientos, el más extenso en el anticlinorio Huizachal-Peregrina. La Formación El Alamar sobreyace por medio de una discordancia al basamento del Precámbrico y del Paleozoico o está en contacto por falla con rocas intrusivas presumiblemente del Pérmico según Barboza-Gudiño *et al.* (2010), quienes describen esta unidad como una sucesión de areniscas cuarzo-feldespáticas y cuarzo-feldespáticas líticas de grano medio a grueso dispuestas en estratos gruesos de colores grises, verdes claros o rojos parduzcos, los cuales contienen horizontes de conglomerados de grano medio en la base y areniscas, limolitas y lutitas laminadas hacia la cima. Dichas sucesiones han sido interpretadas por los mismos autores como rellenos de canal sobreyacidos por planicies de arenisca (*sand flats*) y depósitos de llanura de inundación. En los depósitos de canal abundan los troncos petrificados y en los depósitos de limolitas y lutitas se han identificado rizolitos; las estructuras sedimentarias más frecuentes en las rocas de la Formación El Alamar son laminaciones

cruzadas y curvadas y las paleocorrientes medidas en éstas y en los troncos orientados indican una dirección de transporte hacia el sur y suroeste (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010).

En la Formación El Alamar se ha encontrado flora del Triásico superior (Cárnico) (Weber, 1997 *en* Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Las edades U-Pb de los circones detríticos de dicha formación se agrupan en poblaciones del Permo-Triásico (280-245 Ma), Panafricano (700-500 Ma) y Grenvilliano (1300-900 Ma), aunque algunos estratos contienen circones del Ordovícico-Silúrico (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). El grupo más joven de circones tienen 245 Ma.

La Formación El Alamar se interpreta como parte de uno o varios sistemas fluviales que drenaban extensamente el sector occidental de Pangea y que finalmente desembocaban en el Paleopacífico, en el Abanico Potosí (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010).

2.2.4 Formación La Mora

La Formación La Mora aflora 30 km al sur de la Formación Tianguistengo, en la cuenca Ayuquila (Fig.1.2). Dicha formación está conformada por estratos delgados de lutita y arenisca fina a media, con algunos lentes de conglomerado que contienen intraclastos de lutita (Silva-Romo *et al.*, 2015). Icnofósiles de diferentes tipos son comunes en las superficies de los estratos, así como el desarrollo de paleosuelos incipientes (Silva-Romo *et al.*, 2015). Con base en sus características sedimentarias y petrológicas, la Formación La Mora ha sido interpretada como el registro de una planicie aluvial extensa desarrollada bajo condiciones de clima árido (Silva-Romo, *et al.*, 2014). La edad de depósito de la Formación La Mora está pobremente constreñida entre 210 Ma, edad de sus circones detríticos más jóvenes, y 164 Ma, edad U-Pb en circón de cuerpos hipabisales de composición granítica que la cortan (Campos-Madrigal *et al.*, 2013; Silva-Romo *et al.*, 2015). La Formación La Mora tiene un contenido significativo de circones con edades del Paleoproterozoico superior, los cuales han sido interpretados por Silva-Romo *et al.* (2015) como la evidencia de una llanura de inundación de un sistema fluvial de gran longitud, que transportaba y descargaba importantes cantidades de sedimento desde el cratón de Amazonia hasta la margen occidental de Pangea ecuatorial y que alimentaba al Abanico Tolimán.

2.3 LA CUENCA OTLALTEPEC

La Cuenca Otlaltepec, localizada en los estados de Oaxaca y Puebla, cerca del poblado de Santo Domingo Tianguistengo (Fig. 2.8), está conformada por una sucesión de origen continental, transicional

y marino que sobreyace de manera discordante a las rocas del Complejo Acatlán y del Tronco de Totoltepec.

La parte continental de la sucesión sedimentaria ha sido subdividida en cuatro formaciones que, desde la más antigua a la más joven, son: las Formaciones Tianguistengo, Piedra Hueca, Otlaltepec y Magdalena (Ramos-Leal, 1989; Morán-Zenteno et al., 1993; Ortega-Guerrero, 1989; Verde-Ramírez, 2016; Martini *et al.*, 2016) (Fig. 2.8)

Las rocas de la Formación Tianguistengo han sido agrupadas, desde el trabajo de Morán-Zenteno et al. (1993), con la sobreyacente Formación Piedra Hueca para formar una unidad informal nombrada Piedra Hueca. Sin embargo, desde 1989 Ramos-Leal había propuesto la subdivisión de la unidad Piedra Hueca en las formaciones Tianguistengo y Piedra Hueca; ésta idea es secundada por Verde-Ramírez (2016) y Martini *et al.*, (2016). Dado que es el objeto de estudio de este trabajo, la Formación Tianguistengo se describirá en el siguiente apartado.

La Formación Tianguistengo se encuentra sobreyacida por medio de una discordancia angular por la Formación Piedra Hueca (Ramos-Leal, 1989; Verde-Ramírez, 2016; Martini *et al.*, 2016). Ésta última conformada por una iteración de sucesiones granodecrecientes —desde conglomeráticas en la base a pelíticas en la cima— delimitadas por superficies de erosión irregulares y canalizadas, interestratificadas con depósitos esporádicos de flujos de detritos y areniscas con laminación horizontal, en conjunto, interpretados como un abanico aluvial o río trezado (Martini *et al.*, 2016; Silva-Romo *et al.*, 2018).

Martini *et al.*, (2016) proponen que las areniscas feldespátocuarzosas a cuarzofeldespáticas de la Formación Piedra Hueca son producto del reciclaje de rocas faneríticas deformadas del Complejo Oaxaqueño y rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán. Como antítesis, Silva-Romo *et al.*, (2018) proponen que las areniscas de la Formación Piedra Hueca proceden de fuentes locales de detritos: el Tronco de Totoltepec, que aportaría los líticos faneríticos cuarzo-feldespáticos deformados, y la Formación Tianguistengo, que aportaría los circones del Grenvilliano y los líticos sedimentarios.

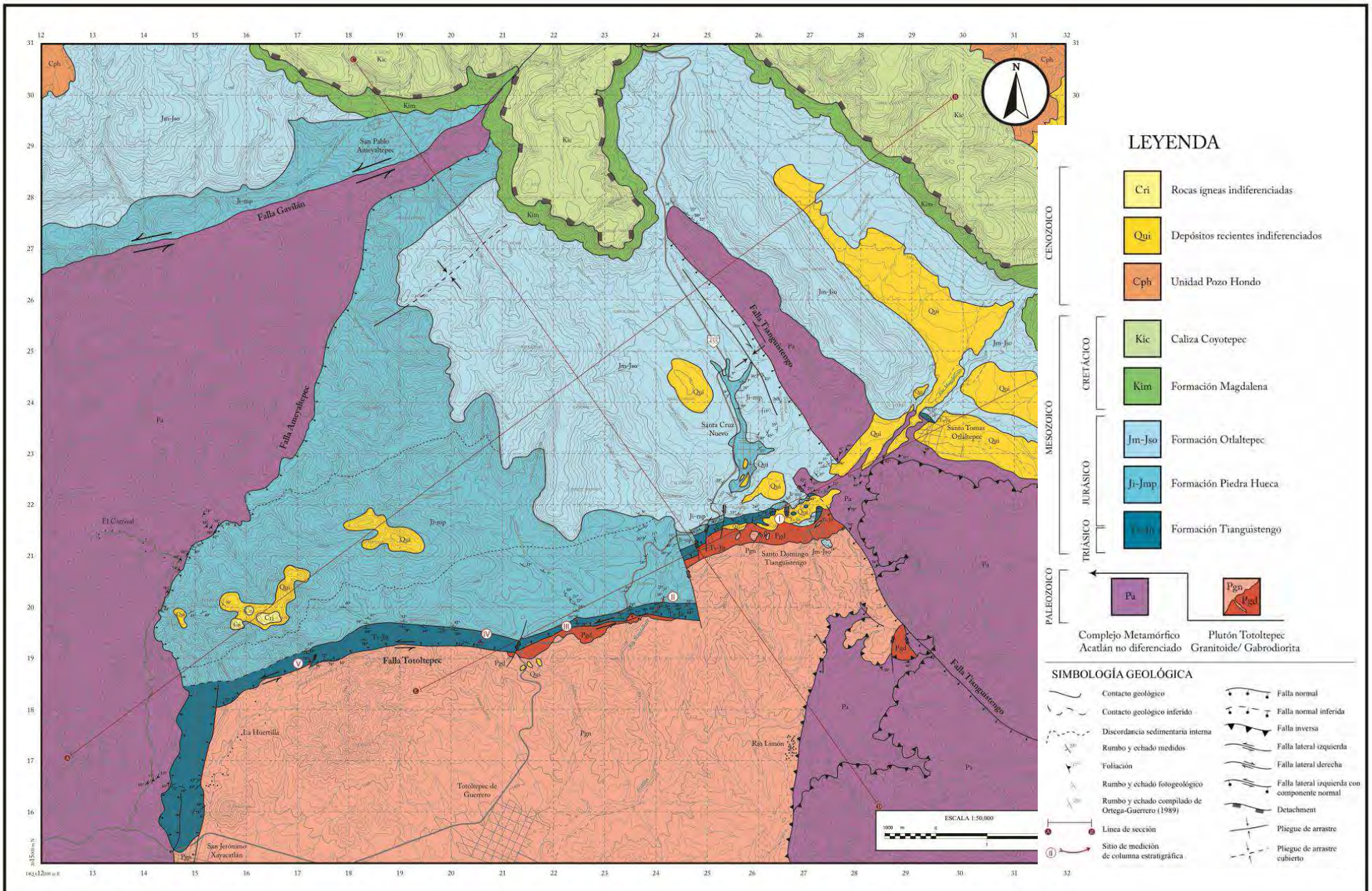
Probablemente, durante las etapas iniciales del depósito de la Formación Piedra Hueca, la Formación Tianguistengo conformó un alto estructural que alimentó los depósitos conglomeráticos con líticos de limolitas y lutitas rojizas que abundan en la base de la Formación Piedra Hueca (Silva-Romo et al., 2018). Sin embargo, el contenido menor al 3% de circones con edades del Tronco de Totoltepec en el resto de la columna de Piedra Hueca sólo puede explicarse con una procedencia ajena tanto al propio tronco como a la Formación Tianguistengo, que son fuentes muy enriquecidas en circones con estas edades (Martini *et al.*, 2016).

La edad máxima de depósito de estas areniscas es del Jurásico temprano (Martini *et al.*, 2016; Silva-Romo *et al.*, 2018).

La Formación Piedra Hueca es sobreyacida a través de una discordancia angular por la Formación Otlaltepec (Ortega-Guerrero, 1989; Morán-Zenteno *et al.*, 1993). La Formación Otlaltepec es una superposición de sucesiones granodecrecientes —de conglomeráticas a pelíticas— que presentan paleosuelos con moldes de raíces en posición de vida hacia la cima; en conjunto, interpretadas como una planicie de inundación (Martini *et al.*, 2016). La Formación Otlaltepec presenta gran diversidad de frondas de helechos conservadas como impresiones carbonosas (Morales-Toledo, 2016). Las areniscas de la Formación Otlaltepec reciclan rocas del Complejo Oaxaqueño y del Tronco de Totoltepec, el que se exhumaba a lo largo de la Falla La Matanza (Martini *et al.*, 2016). La edad de la Formación Otlaltepec se restringe al intervalo entre $167 \pm 4\text{Ma}$ y 163.5Ma (Martini *et al.*, 2016)

Finalmente, la Formación Otlaltepec es sobreyacida en discordancia angular por la Formación Santa Lucía (Silva Romo *et al.*, 2018), previamente llamada Formación Magdalena (Morán-Zenteno *et al.*, 1993), la cual está conformada por dos miembros, el miembro basal conformado por facies fluviales de areniscas feldespáticas con laminaciones cruzadas y el miembro superior por facies transicionales (Silva-Romo *et al.*, 2018). La Formación Santa Lucía, posiblemente de Cretácico temprano, representa las primeras etapas de invasión del mar procedente del Golfo de México que culminaron en una transgresión marina representada por las sobreyacentes calizas del Albiano-Cenomaniano de la Formación Cipiapa (Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Silva-Romo *et al.*, 2018).

En la página siguiente [Figura 2.8 Mapa geológico de la Cuenca Otlaltepec de Verde-Ramírez \(2016\)](#)



2.4 LA FORMACIÓN TIANGUISTENGO

La Formación Tianguistengo, reportada por primera vez por Ramos-Leal (1979), es descrita por Verde-Ramírez (2016) como una alternancia de areniscas y limolitas de un color rojizo característico, dispuestas en estratos tabulares con superficies planas e interestratificaciones de conglomerados matriz soportados que contienen clastos de granito, esquisto, arenisca y roca volcánica; además la autora describe marcas de raíces, moldes de troncos y plantas y ostrácodos.

Las edades de los circones detríticos de la Formación Tianguistengo van del Mesoproterozoico (1536 Ma) al Triásico temprano-medio (240 Ma) (Verde-Ramírez, 2016).

Pese a que la Formación Tianguistengo ha sido estudiada por múltiples autores, su significado tectonosedimentario es impreciso. Es hasta 2016 que la Formación Tianguistengo es estudiada como una unidad litoestratigráfica diferente e independiente de la Formación Piedra Hueca (Verde-Ramírez, 2016). A la Formación Tianguistengo se le ha relacionado con las formaciones sedimentarias del Paleozoico con base en estudios paleontológicos de flora fósil en las unidades sobreyacentes (Silva-Romo y Mendoza Rosales, 2000). Por la cercanía entre sus áreas de afloramiento, también se le ha relacionado con las unidades continentales del Jurásico pertenecientes a la Cuenca Otlaltepec, originadas durante la apertura del Golfo de México (Ortega-Guerrero, 1989; Morán-Zenteno, 1993; Verde-Ramírez, 2016).

A través del fechamiento U-Pb de circones detríticos, se ha determinado que la edad máxima de depósito de la Formación Tianguistengo es del Triásico medio-tardío (Verde-Ramírez, 2016) y, en concordancia con ello, también se le ha relacionado con la Formación La Mora (Silva-Romo *et al*, 2015; Verde-Ramírez, 2016), un sistema fluvial del Triásico tardío que alimentaba al Abanico Tolimán.

Verde-Ramírez (2016) realizó un estudio detallado de la sedimentología de la Formación Tianguistengo a través de cinco levantamientos de columnas estratigráficas. En dicho trabajo observa que las litofacies más gruesas (los canales) se concentran en la parte occidental de la zona de estudio y hacia el oriente las más finas (la planicie de inundación). Por ello, concluye que la Formación Tianguistengo representa un abanico aluvial que divergía hacia el oriente y se originaba en la falla Ameyaltepec, donde se exhumaba el Complejo Acatlán (Fig. 2.9).

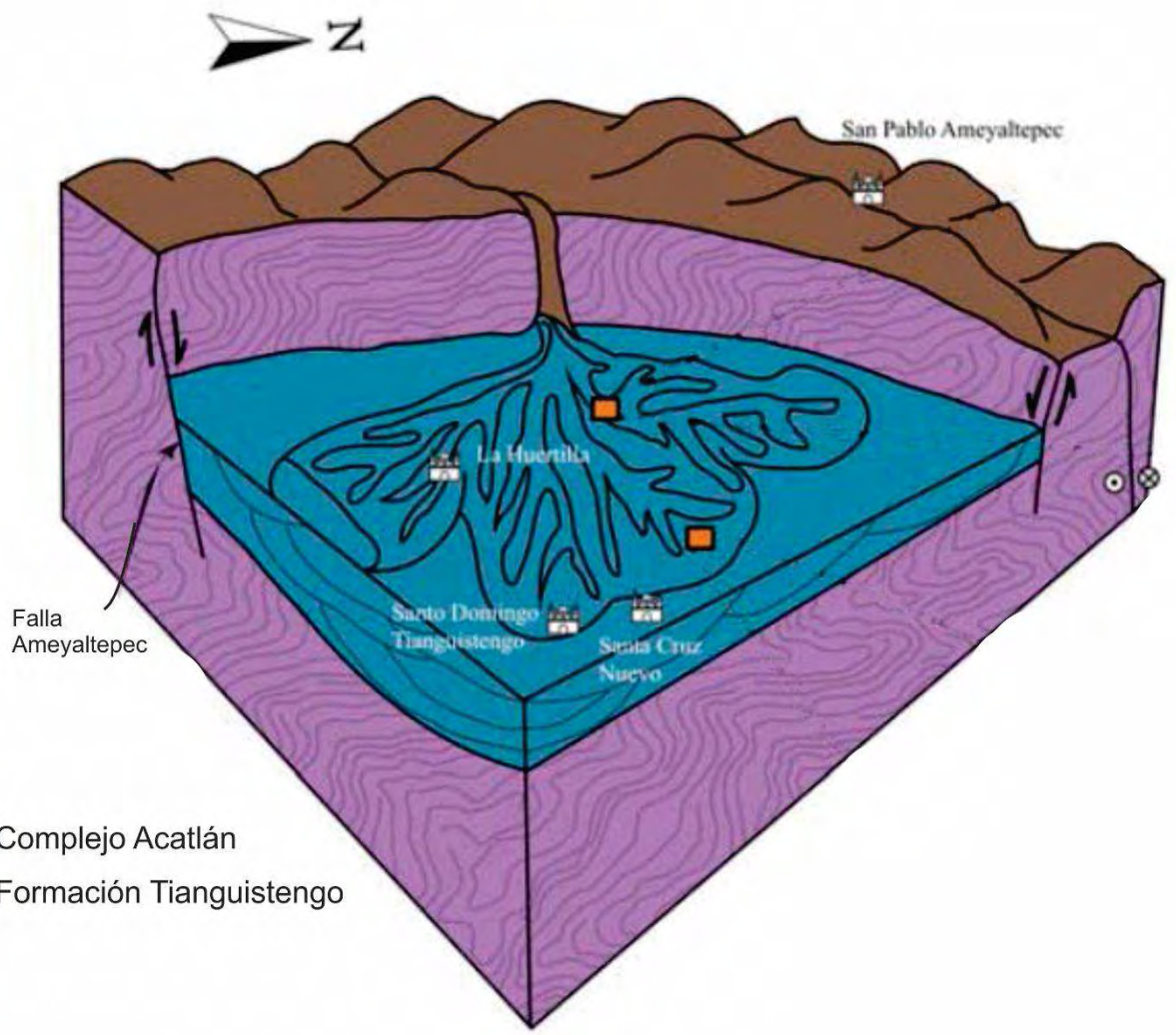


Figura 2. 9 Modelo del ambiente de depósito de la Formación Tianguistengo tomado de Verde-Ramírez (2016)

CAPÍTULO 3. PROBLEMÁTICA A RESOLVER Y OBJETIVOS

3.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La escasez de datos actualmente disponibles para la Formación Tianguistengo abre la puerta a diferentes preguntas que todavía quedan por resolver. A continuación se enlistan las problemáticas principales a las que se intentará dar respuesta en este trabajo.

1. La Formación Tianguistengo ha sido estudiada recientemente por Verde-Ramírez (2016), quien la entiende como el registro estratigráfico de un abanico aluvial proximal a distal asociado a la falla Ameyaltepec, con orientación NE-SW, la cual representa actualmente el límite occidental de la Cuenca de Otlaltepec. Sin embargo, las primeras observaciones realizadas en campo durante el desarrollo de este proyecto permitieron determinar que la composición de las litofacies conglomeráticas interpretadas originalmente como la parte proximal del abanico tienen una composición sustancialmente diferente a las litofacies de areniscas interpretadas como las partes distales. Dicha variación composicional no puede explicarse con el modelo de un abanico aluvial. Por lo tanto, en este trabajo se propone un estudio sedimentológico y composicional de sus rocas con el objetivo de reinterpretar el significado tectonosedimentario de la Formación Tianguistengo.
2. Se ha interpretado por autores previos que la edad de la Formación Tianguistengo podría restringirse tanto al Paleozoico, como al Triásico o al Jurásico (Ortega-Guerrero, 1989; Morán-Zenteno et al., 1993; Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2000; Verde-Ramírez, 2016), sin que hasta el momento haya consenso, en parte porque no existe registro fósil indicativo de la edad de esta formación (Verde-Ramírez, 2016). Por ello, en este trabajo se pretende utilizar el estudio de las etapas de exhumación de las fuentes de los detritos de la Formación Tianguistengo, con base en técnicas de datación por termocronología, como una herramienta para determinar de manera indirecta la edad de depósito de la sucesión sedimentaria de la Formación Tianguistengo.

3. Estudios previos han documentado la existencia de sistemas fluviales continentales que drenaban el oeste de Pangea ecuatorial durante el Triásico medio-tardío, los que podrían extenderse geográficamente hasta parte de Sudamérica y el sur de Estados Unidos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Silva-Romo *et al.*, 2015). Dichos sistema fluviales desembocaban en el paleopacífico y formaban al menos dos abanicos submarinos, denominados Abanico Potosí y Abanico Tolimán (Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Ortega-Flores y Ortega-Obregón, 2014; Silva-Romo *et al.*, 2015). Sin embargo, los estudios de este sistema fluvial-abanico submarino en México son limitados dada la escasez de afloramientos de rocas del Triásico. Específicamente, en el sur de México, sólo se ha documentado que las rocas de la Formación La Mora, de posible edad triásica (Silva-Romo *et al.*, 2015), podrían representar un antiguo sistema fluvial que drenaba Sudamérica, la antigua Amazonia, y el este de México. Por lo tanto, se considera que el presente estudio podría resultar de gran importancia para la reconstrucción paleogeográfica del sur de México durante el Triásico.

3.2 HIPÓTESIS DE TRABAJO

La Formación Tianguistengo está compuesta por rocas depositadas en dos subambientes sedimentarios distintos. En particular, se plantea la hipótesis que las litofacies conglomeráticas representen depósitos de borde de cuenca que se desarrollaron bajo la actividad de fallas E-O y NE-SW, mientras que las litofacies de grano fino podrían representar el registro estratigráfico de un drenaje más extenso que surcaba la parte central de la cuenca.

Se valorará la hipótesis propuesta por Verde-Ramírez (2016) y Silva-Romo *et al.*, (2014) de que existe una posible correlación entre la Formación Tianguistengo y la Formación La Mora, la cual está expuesta 30 km al sur. Además, se discutirá el escenario en el que estas dos unidades representen los sistemas fluviales que, durante el Triásico tardío, drenaban Pangea ecuatorial y alimentaban el sistema de abanicos submarinos Potosí-Tolimán.

3.3 OBJETIVO

El objetivo general de este trabajo es reinterpretar con base en la literatura existente (Verde-Ramírez, 2016) y con datos nuevos el significado tectonosedimentario de la Formación Tianguistengo y asignar una edad de depósito a la misma. Específicamente, se pretende realizar un estudio de los ambientes sedimentarios de depósito y la procedencia de la Formación Tianguistengo con el objetivo de caracterizar la geometría de la cuenca de depósito y establecer las fuentes de los detritos de la Formación

Tianguistengo. Con base en un modelo termocronológico, se pretende correlacionar uno de los periodos de enfriamiento de la fuente de los detritos con el depósito sintectónico de la Formación Tianguistengo.

Los objetivos específicos son los siguientes:

- Identificar los distintos ambientes de depósito registrados en las litofacies de la Formación Tianguistengo y realizar una cartografía de litofacies.
- Analizar la procedencia de cada una de las asociaciones de litofacies identificadas con base en la petrografía de roca total de areniscas y matrices de conglomerados, conteo de cantos de conglomerados, análisis de minerales pesados, geocronología de circones detríticos y geoquímica de granates y circones.
- Con base en los datos termocronológicos de las fuentes de los detritos de la Formación Tianguistengo, caracterizar la historia térmica de alguno de los basamentos que alimentaba a la Formación Tianguistengo y que se exhumaba a lo largo de una de las fallas que limitaban la cuenca.
- Discutir la posibilidad de que alguno de los eventos de exhumación de las fuentes sea el preludeo del depósito de los detritos de la Formación Tianguistengo.
- Interpretar el significado geológico de la Formación Tianguistengo en el contexto tectónico existente durante su depósito.

CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA

4.1 CARTOGRAFÍA DE LITOFACIES

Se realizó la cartografía geológica del área de estudio y la cartografía de las litofacies de la Formación Tianguistengo con base en los datos vectoriales de las cartas topográficas Ixcaquixtla (clave E14B74) y Petlalcingo (clave E14B84) disponibles en el sitio web de INEGI.

Para realizar la cartografía geológica, se identificaron las distintas unidades estratigráficas que habían sido previamente descritas en el área de estudio por Ortega-Guerrero (1989) y por Verde-Ramírez (2016), se describieron en detalle afloramientos de contactos estratigráficos y estructurales entre la Formación Tianguistengo y las otras unidades en el área y se recolectaron muestras para petrografía, fechamientos de circones y termocronología tanto de la formación Tianguistengo como de las unidades litoestratigráficas y litodémicas que la rodean.

La cartografía de litofacies se realizó con base en las columnas estratigráficas levantadas por Verde-Ramírez (2016). A través de caminamientos por todos los arroyos, veredas, caminos y carreteras de la zona entre Santo Domingo Tianguistengo (Oax.) y San Jerónimo Xayacatlán (Pue.), se identificaron en detalle las litofacies predominantes en cada afloramiento de la Formación Tianguistengo según las estructuras sedimentarias, la geometría y relaciones de contacto entre los estratos y, si estaba presente, el contenido fósil; aunado a ello, se identificó la composición de los clastos de las distintas rocas. De manera paralela a la identificación de litofacies, se realizaron mediciones de paleocorrientes a partir de estructuras sedimentarias, como la laminación o estratificación cruzada.

Las litofacies se clasificaron de acuerdo al esquema propuesto por Miall (2006). Para darles dimensiones cartografiables, las litofacies se agruparon en Asociaciones de Litofacies que representan distintas partes de un ambiente sedimentario o subambientes sedimentarios.

La información recopilada de la cartografía geológica y de la cartografía de litofacies se plasmó en un mapa elaborado con el software QGIS.

Finalmente, se recolectaron muestras de arenisca y matriz de conglomerado de diferentes niveles estratigráficos para el análisis composicional. En cada sitio de muestreo se extrajo una cantidad de aproximadamente 15-20 kg del estrato de interés. Se procuró recolectar las muestras de estratos con muy poca o nula meteorización, con el objetivo de minimizar tanto como sea posible la presencia de componentes secundarios y la sustitución de los componentes detríticos originales.

4.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE ARENISCAS

El método de conteo de puntos de Gazzi-Dickinson precisa que debe colocarse una muestra de lámina delgada sobre la superficie de la platina del microscopio, donde previamente se instaló el contador de puntos. El contador de puntos es un soporte metálico con dos brazos ortogonales que permite desplazar la lámina delgada a lo largo de dos direcciones y que, además, tiene una escala milimétrica labrada en cada uno de sus brazos, lo que permite determinar de manera cuantitativa el desplazamiento de la lámina. De esta manera, el contador permite un desplazamiento regular, progresivo, lateral y vertical de una lámina delgada. La metodología del conteo de puntos establece que debe deslizarse de manera repetitiva la lámina delgada de manera que, con las líneas de escala del microscopio, se esboce una rejilla rectangular por encima de ésta y se cuenten los clastos en las intersecciones. Por lo tanto, este método permite la determinación exacta de los porcentajes modales –número de frecuencia de grano en Galehouse, 1969- de los diferentes tipos de componentes que conforman la roca detrítica objeto de estudio.

A diferencia de otros métodos de conteo de puntos, la metodología Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970) permite independizar la composición modal de una arenisca de su tamaño de grano (Ingersoll *et al.*, 1984; Zuffa, 1985). Lo anterior sucede porque el método Gazzi-Dickinson establece que:

- 1) todos los componentes monominerales se cuenten como clastos monocristalinos (Fig. 4.1);
- 2) los granos policristalinos compuestos por cristales de tamaño mayor a 0.0625 mm (*v. g.* fragmentos de rocas intrusivas y arenisca) se cuenten como granos monocristalinos de acuerdo al tipo de componente de este fragmento que se encuentre en el cruce de las escalas del microscopio (Fig. 4.1);
- 3) los granos policristalinos compuestos por cristales de tamaño inferior a 0.0625 mm (por ej. fragmentos de lutita, vidrio volcánico, radiolarita, rocas metamórficas micro- a cripto-cristalinas) se cuenten como fragmentos líticos (Fig. 4.1);

4) los granos policristalinos mixtos, constituidos por elementos tanto mayores como menores a 0.0625 mm (v. g. clastos de rocas volcánicas porfíricas), se cuentan como granos monocristalinos o fragmentos líticos según el tamaño de grano del componente que se encuentre bajo el cruce de las escalas del microscopio (Fig. 4.1).



Figura 4.1 Esquema de la clasificación de los componentes detríticos de las areniscas para la metodología del conteo de puntos de Dickinson (modificado de Zuffa, 1985)

Actualmente, no hay un consenso sobre el número de puntos mínimo que se requiere contar por cada lámina delgada de arenisca. Van der Plas y Tobi (1965) han demostrado estadísticamente que con un número mínimo de 300 puntos se obtienen errores 2σ comprendidos entre el 5.8% y 4% (nivel de confianza del 95%), mientras que un conteo de 500 puntos reduce el error dentro de un rango comprendido entre el 4.4 y 3.1%. Es decir, encima de los 300 puntos, el error disminuye muy poco y, por lo tanto, el conteo de una cantidad mayor de puntos es poco fructífero. En este trabajo, para cada muestra de arenisca o matriz de conglomerado se contaron entre 300 y 400 puntos.

Previo al conteo, las láminas fueron teñidas con rodizonato de potasio para distinguir de forma inequívoca feldespatos potásicos de cuarzos.

4.3 CONTEO DE CONGLOMERADOS

El objetivo del conteo de clastos de conglomerados es determinar de manera cuantitativa los porcentajes de uno o más clastos dentro de una determinada población de ellos. La población objetivo del conteo varía dependiendo del objetivo del trabajo. En este caso, el objetivo fue determinar la composición promedio de los conglomerados pertenecientes a la Formación Tianguistengo, por lo tanto, la población objetivo es el volumen total de clastos que componen la Formación Tianguistengo.

No existe aún un acuerdo común para llevar a cabo dicho conteo. Algunos autores utilizan el método de rejilla (o conteo de puntos) (Sanquini, 2010); sin embargo, en este trabajo se descartó esta posibilidad debido a que los conglomerados objeto de estudio son pobremente clasificados y el conteo estaría sesgado hacia los clastos más gruesos; además de que no es posible saber en los afloramientos si la superficie expuesta refleja el volumen total de un clasto. Otros autores han realizado conteo clasto por clasto para un total de cien clastos en un solo estrato y en un área dada (Li *et al.*, 2017) o han contado entre cien y cuatrocientos clastos por afloramiento (Nystuen y Saether, 1979; Yang, 2017).

Con base en el trabajo cartográfico y el reconocimiento geológico previo, se seleccionaron 6 afloramientos de conglomerados lo suficientemente grandes para llevar a cabo la metodología propuesta por Howard (1993) que se describe a continuación.

Los requerimientos principales para contar una población estadísticamente representativa con el método de Howard son dos: (1) las muestras contadas deben ser representativas del volumen total de conglomerados, esto es imposible de saber a menos que la formación objeto de estudio esté completamente expuesta en superficie, en este trabajo se contaron absolutamente todos los afloramientos de conglomerados disponibles como una manera de aproximar la composición de todos los conglomerados presentes en la Formación Tianguistengo; (2) el encuentro con un clasto particular de esa muestra debe estar basado solo en la abundancia de éste y no debe sesgarse por la importancia que el científico crea que tiene o porque se encuentre más al alcance en el afloramiento que otros clastos, ni por ningún otro motivo.

La magnitud del error de muestreo debe reducirse por medio de la replicación de conteos de clastos separados por algunos metros en un determinado afloramiento y deben contarse la mayor cantidad de clastos posibles por afloramiento. Howard (1993), con base en varios experimentos, concluye que deben hacerse al menos 4 réplicas del conteo por afloramiento y deben contarse al menos 400 clastos. Es decir, por cada afloramiento deben elegirse 4 subáreas para contar 100 clastos por cada una.

Howard recomienda que el conteo se haga por el método del área (o *Ribbon method*) donde el ancho del área debe medir, por lo menos, 2.5 veces más que el clasto más grande del afloramiento. En este trabajo se contaron 400 clastos aproximadamente, en 4 subáreas cuyo tamaño era 4 veces más grande que el diámetro del clasto más grande.

Existen diversas formas de presentar los resultados del conteo según distintos autores. Algunos grafican la frecuencia de cada clasto en diagramas de pastel (Nystuen y Saether, 1979; Li *et al.*, 2017), otros solo presentan los porcentajes de abundancia en tablas (Sanquini, 2010; Obrist-Farner y Yang,

2017), algunos realizan diagramas ternarios o racionalizaciones¹(Howard, 1993) y, finalmente, otros realizan histogramas (Trop *et al.*, 2003; Cardona *et al.*, 2012). En este trabajo los datos del conteo se presentan en histogramas.

4.4 ANÁLISIS DE MINERALES PESADOS

Dieciocho muestras, entre areniscas, matrices de conglomerado y rocas intrusivas y metamórficas del basamento, de aproximadamente 15 kg cada una, fueron seleccionadas para la separación de minerales pesados.

El proceso de separación se realizó de acuerdo a la metodología clásica establecida por Morton (1985) y Mange y Maurer (1992). Dicha metodología consiste en 4 pasos fundamentales: 1) molienda, 2) separación por tamaño de grano, 3) concentración de minerales pesados por vía húmeda y 4) decantación en líquidos de alta densidad.

La molienda de las muestras se realizó en el Taller de Separación de Minerales del Instituto de Geología de la UNAM por medio de una prensa hidráulica usada específicamente para la trituración de rocas. El material obtenido de la molienda fue posteriormente tamizado y la fracción de tamaño de grano inferior a 0.180 mm fue procesada con la Mesa Wilfley en dos etapas para obtener la concentración de minerales pesados por vía húmeda. En la primera etapa en la mesa se procesaron los materiales menores a 0.125mm y en la segunda etapa el material cuyo tamaño de grano era mayor a 0.125 (tamiz #120) pero menor a 0.177mm (tamiz #80). Esto con el objetivo de separar minerales con tamaños equivalentes.

Finalmente, el material obtenido de la concentración por vía húmeda fue depurado de todas las partículas de minerales ligeros restantes por medio de la decantación en líquidos de alta densidad. En este caso, se usó específicamente el bromoformo, como ha sido sugerido por Morton (1985).

Los minerales pesados obtenidos del proceso de separación fueron montados en láminas delgadas para realizar el conteo de puntos. El conteo de puntos se realizó empleando el método del listón (*ribbon method* en Galehouse, 1969 y Mange y Maurer, 1992). Para cada lámina fueron contados alrededor de 300 puntos de minerales no opacos. En algunas láminas al porcentaje de minerales no opacos respecto

¹ Las razones entre clastos se utilizan para identificar direcciones de transporte de sedimento. Por ejemplo, la razón Granito/Cuarcita disminuirá conforme el sedimento se aleje de la fuente porque el granito es menos resistente que la cuarcita (Howard, 1993).

a los minerales opacos era muy bajo, por lo que se contaron todos y cada uno de los minerales no opacos de dichas láminas.

Diversas categorías fueron consideradas en el conteo de puntos de minerales pesados, sumando 23 en total. Con el fin de realizar un análisis de variedad dentro de las distintas clases de minerales pesados (e.g. Morton y Hallsworth, 1999), se tomaron en cuenta también la morfología externa y el color de los cristales en la definición de las categorías del conteo de puntos.

4.5 GEOCRONOLOGÍA DE CIRCONES DETRÍTICOS

Cuatro muestras fueron seleccionadas para el fechamiento de circones detríticos, tres de arenisca y una de matriz de conglomerado. Por cada muestra, se seleccionaron manualmente bajo el microscopio binocular más de 200 granos de circón. Los circones elegidos se montaron en una probeta de resina epóxica. Las probetas de resina se desgastaron utilizando papel abrasivo (1500 grit) hasta llegar aproximadamente a la mitad del grosor de los granos de circón. Posteriormente, la probeta de resina epóxica con los circones se pulió con abrasivo de diamante en suspensión (6 y 1 μ m) para obtener una superficie lo más homogénea posible. Con el fin de poder observar la textura interna de los cristales y poder seleccionar de manera adecuada los puntos de análisis, los circones montados y pulidos fueron fotografiados bajo catodoluminiscencia (CL) utilizando un luminoscopio ELM3R montado sobre un microscopio binocular, este último conectado con una cámara digital.

Los análisis isotópicos se efectuaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM, por medio de ablación láser y espectrometría de masas de plasma inducido acoplado (*laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*, LA-MC-ICP-MS). La ablación de los circones se realizó con un láser Resolution M-50/Lambda Physik LPX 220 Excimer, que trabaja con una longitud de onda de 193 nm, acoplado con un cuadrupolo ICP-MS Thermo XseriesII. Los detalles sobre la metodología analítica se pueden encontrar en Solari *et al.* (2010) y http://www.geociencias.unam.mx/~solari/index_files/LEI/LA-ICPMS.html. Para la reducción de los datos se utilizó la metodología descrita en Solari y Tanner (2012), la cual emplea el estándar Plěsovice (± 337 0.4 Ma, Slama *et al.*, 2008). La corrección para el plomo común se realizó empleando las ecuaciones de Andersen (2002), asumiendo la composición inicial de plomo reportada por Stacey y Kramers (1975) debido a la imposibilidad de medir de manera detallada el ^{204}Pb . Los errores relacionados con la calibración del estándar, la edad del estándar, la composición del plomo común y la constante de decaimiento de uranio se reportan al nivel 2σ . Una vez realizada la reducción y corrección, se descartaron los datos que presentan pérdida de plomo, errores mayores al 5% y porcentajes de discordancias superiores al 17%, en cuanto que se considera que éstos datos no tienen algún significado geológico real. Los resultados fueron graficados en el diagrama de concordia Tera-Wasserburg (1972) por medio

del programa de *Isoplot*, versión 4.0 (Ludwig, 2008). Con este mismo programa, se graficaron los modelos de probabilidad de densidad, los cuales se utilizaron para interpretar las poblaciones de circones contenidas en las muestras de arenisca.

4.6 ANÁLISIS EN LA MICROSONDA

Con el objetivo de determinar su composición y compararla con la información disponible para otras unidades metamórficas del sur de México, se seleccionaron 5 muestras de areniscas de las asociaciones de litofacies I, II y III para el análisis de elementos mayores de granates detríticos. Se utilizaron las láminas de minerales pesados pulidas y cubiertas por grafito. Los elementos mayores se determinaron con la microsonda electrónica de barrido marca JEOL, modelo A8900-R del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Se analizaron 19 cristales de granate de la Formación Tianguistengo, cada uno seleccionado de manera cuidadosa para evitar fracturas o inclusiones. Debido a que la superficie del pulido de los granates no era totalmente plana, sino que tenían perfiles cóncavos, se utilizó sólo el espectrómetro ED, que puede utilizarse para analizar superficies oblicuas y cuyos resultados son compatibles con los de WD, al menos en concentraciones mayores al 1% (Reed, 2005)². Es decir, el análisis con espectrómetros ED es una herramienta útil para determinar los elementos mayores en los silicatos formadores de roca (Reed, 2005). Los datos se obtuvieron con un voltaje de aceleración de 20kv y una corriente de 2×10^{-8} A, con una resolución de 1.024x1.024 pixeles con un tiempo de adquisición de 1 a 3 minutos.

Los espectrómetros ED (dispersión de energía) registran los rayos X de todas las energías simultáneamente de manera efectiva y producen como resultado una gráfica de intensidad vs energía fotónica de los rayos X. La efectividad del detector EDS depende del tamaño del detector y de la distancia de este a la fuente de rayos X; es decir, de la extensión del arco de detección de ángulos de emisión. La eficiencia en la detección de rayos X es mucho mayor para los rayos más energéticos; mientras que para los elementos que producen rayos poco energéticos la detección disminuye considerablemente. Estos elementos son Be, B, C, N (Reed, 2005). Puesto que para la turmalina no es posible detectar elementos ligeros por este método, solo se realizó el estudio en granates.

La detección en los espectrómetros ED se hace a través de pulsos, que son un promedio de todos los rayos emitidos por algunos milisegundos. La cantidad de pulsos depende sobre todo del tiempo

² Aunque cabe mencionar que la microsonda cuenta tanto con espectrómetro ED como WD

de detección disponible. Puesto que una mayor cantidad de pulsos favorece la precisión de las mediciones, tiempos de detección mayor a 1 minuto mejoran de manera considerable la precisión del método y los resultados pueden ser comparables a aquellos del espectrómetro WDS.

Los datos obtenidos se graficaron en un diagrama bipiramidal cuyos vértices son los miembros finales de la solución sólida de los granates.

4.7 TRAZAS DE FISIÓN

El proceso para fechamiento por trazas de fisión para apatitos fue descrito por Abdullin *et al.* (2014) como sigue.

Para los experimentos se seleccionaron más de 200 fragmentos de los apatitos de las muestras To1, To2, To3, ToGa, ToAm y IV-T1 con tamaños de 500 a 1500 μm en diámetro. Observando bajo un microscopio binocular y usando unas pinzas de acero, los fragmentos fueron adheridos con cinta de doble cara a una base dentro de un aro de plástico de 2.5 cm de diámetro, el cual se rellenó con resina epóxica (EpoFix), en una proporción preestablecida de resina/catalizador (7/1). El tiempo de solidificación completa de la mezcla es de 12 horas. Luego, la cara de la probeta con los cristales montados se pulió primero con lijas húmedas de número P1500/2500 (12.6/8.3 μm de carburo de silicio) para desbastar. El pulido se terminó gradualmente usando suspensiones de alúmina de 5, 1, 0.25 y 0.05 μm . Todo el proceso se realizó manualmente y cada vez, al cambiar el paño y el abrasivo, la probeta se limpió con agua destilada en un baño ultrasónico durante ~ 10 min. Al final, la probeta se limpió con alcohol y se secó al aire libre (30 min). Durante todo el proceso de preparación de la probeta es necesario controlar la calidad del pulido bajo un microscopio óptico con luz reflejada. El pulido debe ser lo más perfecto posible (el equivalente a un pulido para microsonda electrónica o mejor), de lo contrario será complicado observar las trazas espontáneas después de la reacción química. Todos los pasos de la preparación de muestra se realizaron en el Laboratorio de Separación de Minerales del Centro de Geociencias, UNAM. El ataque químico (*etching*) se realizó usando la metodología convencional, con 5.5 M HNO_3 (20 ± 0.5 s; 21 ± 1 °C, e.g., Donelick *et al.*, 2005). Al terminar el ataque químico, la probeta se limpió inmediatamente con agua destilada y se secó al aire libre.

Después del ataque químico, el análisis TF empieza con la observación de las trazas espontáneas bajo un microscopio óptico de luz transmitida. En este estudio se usó un Olympus BX51 instalado en el Centro de Geociencias, UNAM. Se utilizó un *software* general de tratamiento de imágenes (ImageProPlus) para mediciones de áreas, *etc.*, el cual permite también realizar un conteo

semiautomático de trazas espontáneas. La escala de medición del *software* se calibró para los objetivos usando una lámina micrométrica.

La datación por TF LAICP- MS requiere muestreos puntuales con láser dentro de los mismos campos para los cuales se calcularon las densidades de trazas espontáneas (Hasebe *et al.*, 2004; Donelick *et al.*, 2005; Chew y Donelick, 2012).

La selección del área para el conteo de trazas depende principalmente del tamaño de cristal y de la homogeneidad de la distribución de trazas. Para el conteo de trazas se usaron oculares 15× y objetivos 40× y 100× con un aumento total de 600× y 1500×, respectivamente. La observación detallada de los apatitos montados permitió seleccionar 80 fragmentos sin inclusiones visibles y con una distribución de trazas aparentemente homogénea.

Mediciones de elementos con LA-ICP-MS

Las mediciones de las concentraciones de uranio se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM, utilizando un sistema de ablación láser de excímeros Resonetics M050 193 nm ArF, acoplado a un espectrómetro de masas cuadrupolar con fuente de plasma inductivamente acoplado (ICP-MS). Para la ablación se usó una fluencia de 6 J·cm⁻², un *spot* de ablación de 44 μm de diámetro y una frecuencia de 5 Hz. De acuerdo con mediciones previas (Solari *et al.*, 2010), la tasa de penetración es de 0.15 μm por cada disparo. En un tiempo de ablación de 30 segundos, la penetración corresponde a unos 22 μm. Por cada 10 *spots* en el apatito Durango se realizaron 1 – 2 *spots* en el vidrio NIST612 de composición elemental conocida. Los resultados obtenidos usando NIST612 fueron normalizados al estándar interno de ⁴³Ca tomando un promedio de CaO para DUR de 54.5% (Goldoff *et al.*, 2012). Se analizaron un total de 104 *spots* en 12 fragmentos de DUR, en los dominios en los cuales se contaron previamente las trazas espontáneas. Los elementos de las primeras 54 ablaciones se midieron con un ICP-MS Thermo Xseries II y los otros 50 *spots* se analizaron con un Thermo iCAP Q.

4.8 ANÁLISIS (U-TH)/HE EN CIRCONES

Los análisis de (U-Th)/He en circones se realizaron en el laboratorio de geotermocronometría (U-Th)/He y U-Pb de la Escuela de Geociencias de Jackson, Universidad de Texas en Austin.

Según Wolfe y Spike (2010) y Colleps *et al.* (2018), los procedimientos analíticos aplicados en dicho laboratorio son:

Granos de circón fueron seleccionados e inspeccionados en estereomicroscopios Nikon SMZ-U/100 y fotografiados con una cámara Nikon digital ColorView. Los granos fueron seleccionados según

su similitud morfológica, claridad y tamaño (65-120 μ m de ancho). Cada grano se midió morfométricamente con el software AnalySIS para la corrección por eyección de α .

Alícuotas de un solo grano de circón envueltas en una hoja de platino fueron calentadas con láser tipo 20WNd:YAG por 10 minutos a 1300°C y recalentadas repetidamente para asegurar la desgasificación completa de la muestra.

El gas extraído fue clavetado con un trazador de ^3He , purificado criogénicamente y medido por disolución de isótopos en un espectrómetro de masas cuadrupolar de gases nobles.

Después de la extracción del He, los granos de circón fueron extraídos y liberados del tubo de Pt antes del procedimiento de digestión del recipiente de presión. Incluyendo el claveteado con un trazador enriquecido en ^{230}Th , ^{235}U , ^{149}Sm y REE, se realizó una disolución subsecuente en 2 etapas: (1) una mezcla de HF-HNO₃ por 72 horas a 225°C y (2) 6 N HCL por 12 horas a 200°C.

Todas las concentraciones de los núcleos padre fueron medidas por disolución de isótopos en un ICPMS cuadrupolar VG PQII, comparando el pico con una solución normal gravimétrica a 1ppb U-Th-Sm-REE. Las edades (U-TH)/He fueron calculadas contra correcciones estándar Ft (Farley et al, 1996).

CAPÍTULO 5. ANÁLISIS LITOESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO

5.1 UBICACIÓN DE LA FORMACIÓN TIANGUISTENGO

La Formación Tianguistengo está constituida por una sucesión de estratos de areniscas, conglomerados y lutitas con rumbo E-W. Estas rocas se encuentran en contacto por falla con rocas del Complejo Acatlán al poniente y al oriente y con el Tronco de Totoltepec al sur, mientras que hacia el Norte son sobreyacidas discordantemente por sucesiones fluviales del Jurásico.

Los afloramientos de la Formación Tianguistengo ocurren en una franja con orientación este-oeste paralela a la falla La Matanza y hacia el oeste del área cartografiada en una franja angosta con orientación norte-sur, paralela a la falla Ameyaltepec (Fig. 5.1). Las discrepancias entre la cartografía de este trabajo y la realizada por Verde-Ramírez (2016) se discutirán en cada apartado.

A continuación, se presenta una descripción detallada de los contactos y de las rocas de los basamentos de la Formación Tianguistengo: primero se describen las características de los contactos con el basamento al sur, después con los basamentos al oriente y al poniente y, finalmente, el contacto con las unidades jurásicas subyacentes.

5.1.1 LA FALLA LA MATANZA Y EL TRONCO DE TOTOLTEPEC

5.1.1.1 Falla de la Matanza

La falla La Matanza representa el límite meridional de la Formación Tianguistengo y contrapone a ésta última con el Tronco de Totoltepec (Fig. 5.2C). La Matanza es una falla normal sinistral con una traza aproximada este-oeste (Fig. 5.2B) que se caracteriza por una zona de brecha de aproximadamente 1 metro de espesor con clastos de la Formación Tianguistengo y del Tronco de Totoltepec. Algunos clastos dentro de esta zona de falla tienen formas muy redondeadas (Fig. 5.2A), lo que podría indicar que dentro de esta brecha se reciclaron conglomerados que se encontraban en el contacto entre la

Formación Tianguistengo y el Tronco de Totoltepec y que, por lo tanto, el contacto original entre el Tronco de Totoltepec y la Formación Tianguistengo era una inconformidad.

5.1.1.2 Tronco de Totoltepec

Dado que el Tronco de Totoltepec representa una de las fuentes probables de los detritos de la Formación Tianguistengo, se recolectaron algunas muestras de distintos tipos de rocas intrusivas pertenecientes a este cuerpo ígneo con el objetivo de describir su textura y composición y comparar dichas observaciones con aquellas de los clastos de las areniscas de la Formación Tianguistengo.

Las trondhjemitas del Tronco de Totoltepec son rocas holocristalinas, faneríticas, equigranulares, de grano medio constituídas por cristales euhedrales de plagioclasa con maclado polisintético o Carlsbad en contactos interdigitados con cristales anhedrales de cuarzo con extinción ondulosa y dominios de recristalización en subgranos; moscovitas o biotitas están en contacto neto con los cristales de plagioclasa o de cuarzo y pueden estar dobladas. Estas rocas pueden tener circones o apatitos como minerales accesorios.

La parte diorítica del Tronco de Totoltepec está conformada por rocas holocristalinas, faneríticas, inequigranulares de grano medio a fino constituidas por cristales euhedrales de plagioclasa con maclado polisintético y Carlsbad y cristales de grano fino de cuarzo anhedral que ocupan los espacios intersticiales entre las plagioclasas. La paragénesis de las dioritas del Tronco de Totoltepec, además, está conformada por anfíbol con maclado simple.

Tanto en las throndhjemitas como en las dioritas es común encontrar maclas acuñadas y maclas periclinales en las plagioclasas.

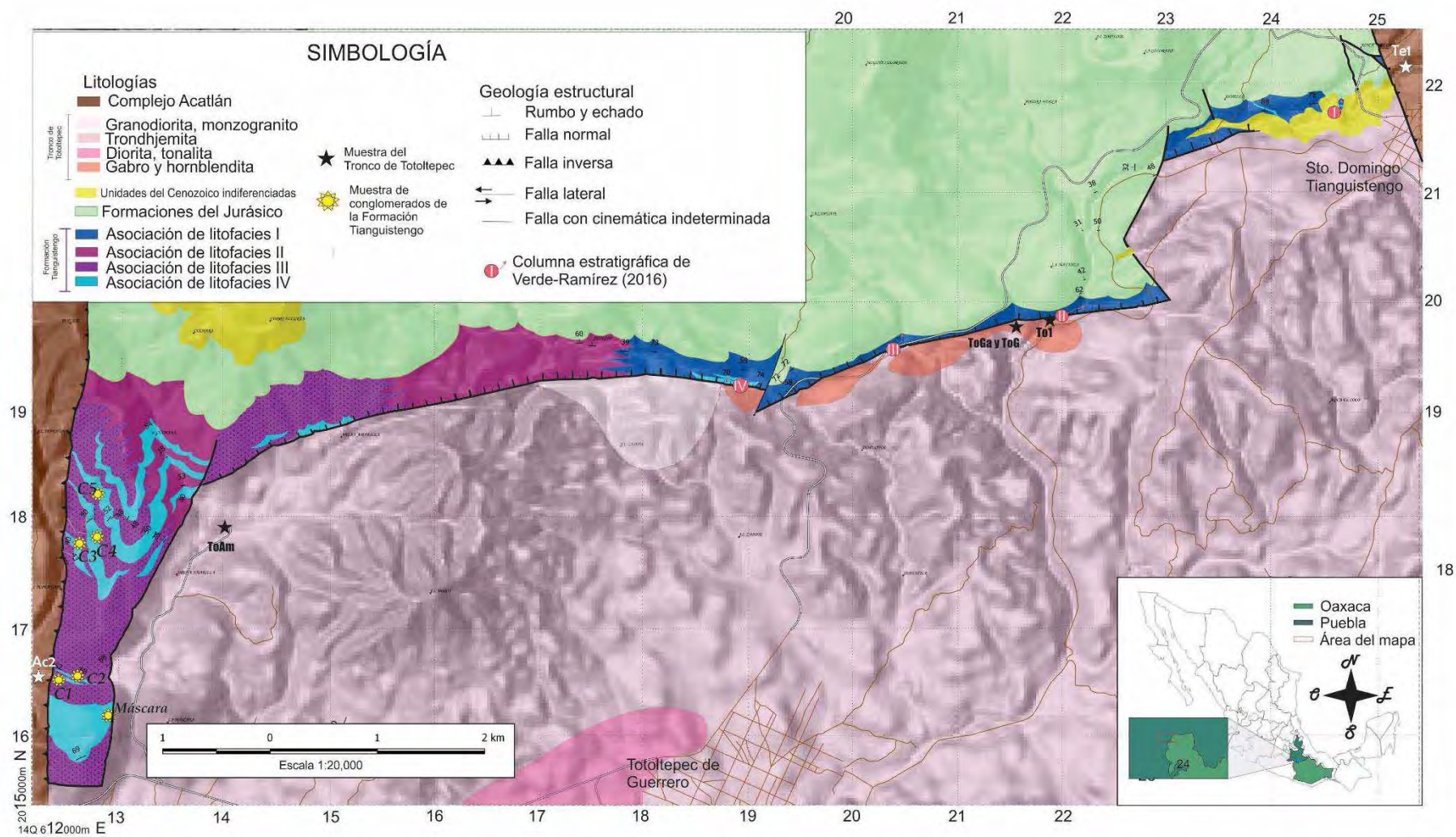


Figura 5. 1 Cartografía geológica del área de Santo Domingo Tianguistengo y cartografía de litofacies de la Formación Tianguistengo. Las asociaciones de litofacies de la Formación Tianguistengo se explican en la sección 5.3.

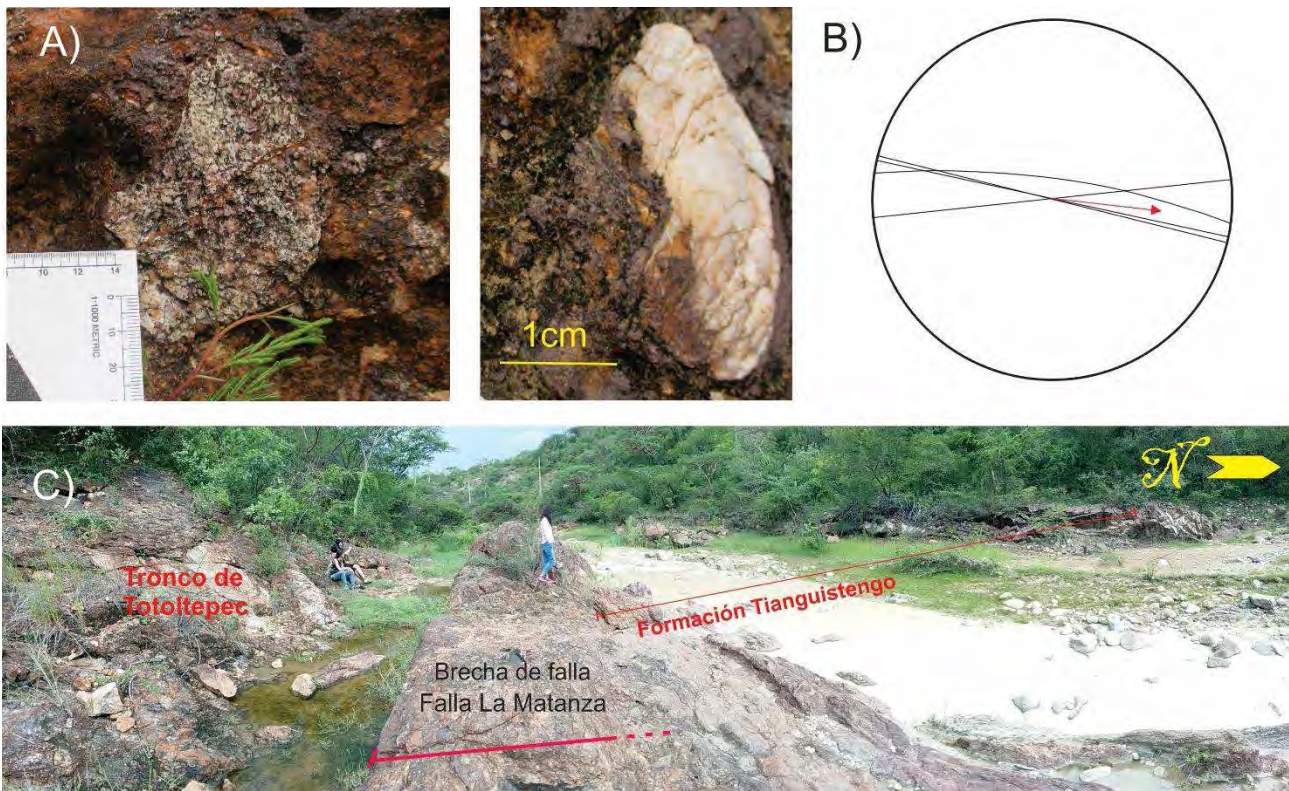


Figura 5. 2 Características de la falla La Matanza: A) clastos de cuarzo y tonalita con evidencias de una morfología original redondeada y posteriormente rotos al ser incorporados en la zona de falla; B) planos de falla medidos dentro de la falla La Matanza, la flecha roja indica las direcciones de las estrías con una componente sinistral; C) vista panorámica de un afloramiento de la falla La Matanza donde se puede observar al extremo izquierdo al Tronco de Totoltepec, en la zona central la zona de falla y en la parte derecha las rocas de la formación Tianguistengo.

5.1.2 FALLA AMEYALTEPEC, FALLA TIANGUISTENGO, FORMACIÓN TECOMATE, UNIDAD SALADA Y UNIDAD “SIN NOMBRE”

5.1.2.1 La Falla Ameyaltepec y la Falla Tianguistengo

La falla Ameyaltepec y la falla Tianguistengo limitan los afloramientos de la Formación Tianguistengo hacia el oeste y hacia el este, respectivamente, y ponen en contacto a las rocas de la Formación Tianguistengo con rocas del Complejo Acatlán. Ambas fallas tienen una orientación N-S y muestran evidencias estructurales de dos periodos de actividad tectónica en el régimen frágil. A diferencia de Verde-Ramírez (2016) quien las reporta como fallas normales, en este trabajo se encontraron indicios de cinemática inversa. En el Río Acatlán se pudieron reconocer dos sistemas de

estrías dentro de la Falla Tianguistengo que indican un periodo inicial de actividad lateral y después un periodo compresivo que la reactivó como una falla inversa, posiblemente asociado al acortamiento durante la generación del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano, pues se encuentran pliegues asociados a esta falla que afectan a la Formación Otlaltepec del Jurásico tardío. Asimismo, se reconocieron los mismos episodios de actividad en la Falla Ameyaltepec. Por ello, en el mapa geológico estas fallas se indican como fallas inversas, a sabiendas de que originalmente tuvieron un periodo de actividad lateral de edad desconocida (Fig. 5.1). El movimiento lateral de fallas con orientaciones similares a las fallas Ameyaltepec y Tianguistengo desplazó el contacto entre el Tronco de Totoltepec y la Formación Tianguistengo en distintos segmentos que son evidentes en el mapa de la figura 5.1.

5.1.2.2 Formación Tecomate

En este trabajo se recolectó una muestra de la Formación Tecomate, por considerar que ésta podría representar una de las fuentes de los detritos de la Formación Tianguistengo.

La Formación Tecomate está formada por metapelitas que en lámina delgada tienen un tamaño de grano de alrededor de 0.2 mm y están conformadas por diversas láminas milimétricas que se pueden distinguir por cambios en el tamaño de grano y el contenido de óxidos y micas. Todas las láminas en conjunto presentan microplegamiento. En las láminas de grano más fino, la moscovita es el mineral dominante y posee una orientación preferente que define un clivaje muy delgado, de menos de 0.01mm, paralelo y con morfología suave, dentro de estas zonas de clivaje se conservan algunos porfidoclastos de cuarzo y plagioclasa. En las láminas de grano más grueso dominan el cuarzo y la moscovita sin una orientación preferencial.

5.1.2.3 Unidad Salada

En este trabajo, se analizó una muestra petrográfica de la unidad Salada y los resultados se describen a continuación:

La unidad Salada se caracteriza por una esquistosidad —que se entiende como un clivaje formado por minerales de un tamaño mayor a 0.65 μm — zonal, espaciada e irregular que, lateralmente, se mantiene de paralela a anastomosada. El cambio entre dominios de clivaje y dominios de microlitos es un contacto discreto.

Los dominios de clivaje están constituidos enteramente por moscovita. Mientras que los dominios de microlitones están constituidos por cuarzo de grano fino (< 65 μm) equidimensionales, con extinción ondulada y en contacto por bordes suturados y por óxidos. En algunas zonas se observan regiones con porfidoclastos de cuarzo de hasta 1.5mm con extinción ondulosa y dominios de subgranos.

5.1.2.4 Unidad “Sin nombre”

En este trabajo se recolectaron dos muestras de la unidad “Sin nombre” para su análisis petrográfico, los resultados de dicho análisis son los siguientes:

La unidad Sin nombre está conformada por dominios de clivaje zonal, que define una foliación S1, disyuntivo con geometría anastomosada y dominios de microlitones, ambos de grano fino (0.15mm en promedio). Entre los dominios de clivaje y de microlitones se exhibe un contacto gradacional. Se observa una segunda deformación perpendicular a la foliación S1 que provoca el plegamiento de los dominios de microlitos.

En los dominios de clivaje se presentan biotitas, moscovitas y epidotas; mientras que en los dominios de microlitones se muestran cristales de cuarzo, biotita, zoisita y pistachita.

5.1.3 UNIDADES SOBREYACENTES

Hacia el norte, la Formación Tianguistengo está sobreyacida a través de una discordancia angular por una sucesión fluvial del Jurásico procedente del Complejo Oaxaqueño denominada Formación Piedra Hueca (Martini *et al.*, 2016). Sobre la Formación Tianguistengo se encuentran conglomerados matriz soportados constituidos por clastos decimétricos subangulosos de la Formación Tianguistengo y algunos clastos centimétricos de granitos foliados. Estos conglomerados se interpretan como abanicos aluviales producto del reciclaje repentino de las rocas de la Formación Tianguistengo (Fig. 5.3).



Figura 5. 3 Depósitos de flujos de detritos en el contacto entre la Formación Tianguistengo y la Formación Piedra Hueca en las cercanías del cerro Xiotillo; dichos depósitos están constituidos principalmente por clastos decimétricos de la Formación Tianguistengo.

5.2 LITOFACIES DE LA FORMACIÓN TIANGUISTENGO

La Formación Tianguistengo está constituida por diversas litologías interestratificadas, a partir de las cuales es posible establecer distintas litofacies reconocidas por sus características sedimentológicas pero también por sus características composicionales.

A pesar de que no fue vista en el trabajo de campo de este estudio, se considera que la base de la Formación Tianguistengo es una discordancia con las rocas del Tronco de Totoltepec según las inferencias hechas a partir de las características de la brecha de la falla La Matanza (sección 5.1.1.1); esta aseveración concuerda con lo dicho en la tesis de Verde-Ramírez (2016), quien pudo observarla en las cercanías del Cerro La Matanza.

La base del trabajo de reconocimiento de litofacies fueron las columnas estratigráficas levantadas por Verde-Ramírez (2016). La columna I “Santo Domingo” fue levantada en el lecho del Río Magdalena, en las cercanías del poblado Santo Domingo Tianguistengo; la columna II “Magdalena” fue levantada en el lecho del Río Magdalena, en las cercanías del cerro La Matanza; la columna III “Cazahuate” fue levantada en la barranca que lleva el mismo nombre y la columna “Tedigno” fue levantada en la barranca del mismo nombre, en las cercanías al periférico Ixcaquixtla (Verde-Ramírez, 2016) (Fig. 5.1).

La descripción, clasificación y nomenclatura de las litofacies fueron hechas con base en el esquema propuesto por Miall (2006) para ambientes fluviales.

5.2.1 Litofacies de Conglomerado Masivo Matriz-Soportado (Gmm)

La litofacies Conglomerado Masivo matriz-soportado (Gmm) (Fig. 5.5) se distribuye principalmente en la parte occidental del área de estudio. La litofacies Gmm está constituida por conglomerados dispuestos en estratos de hasta dos metros de espesor cuya base es un contacto neto y plano. Estos depósitos de clastos con tamaños centimétricos a decimétricos y con formas subredondeadas a subangulosas son pobremente clasificados y están soportados por una matriz que varía de limolita a arenisca gruesa. En la litofacies Gmm no se encuentran estructuras internas, lo que confiere al depósito una apariencia masiva. Según Miall (2006) los depósitos con características de la litofacies Gmm son el resultado del emplazamiento de flujos de detritos con comportamiento plástico-cohesivo (alta resistencia y viscosidad) que son incapaces de erosionar la topografía preexistente, a la que se amoldan pasivamente durante su avenida y depósito.

En la litofacies Gmm es posible distinguir tres petrofacies distintas: GmmA, GmmB y GmmC. La petrofacies GmmA está constituida por conglomerados monomícticos formados por líticos intrusivos de tonalitas. La petrofacies GmmB está conformada por conglomerados bimícticos con clastos de rocas ígneas intrusivas de composición tonalítica y rocas volcánicas de composición intermedia. La petrofacies

GmmC está constituida por conglomerados polimícticos con clastos metamórficos de esquistos y cuarcita, clastos de rocas intrusivas graníticas, clastos de rocas volcánicas félsicas y máficas y clastos de rocas sedimentarias.

5.2.2 Litofacies de Conglomerado Soportado con Clastos con Gradación Inversa (Gci)

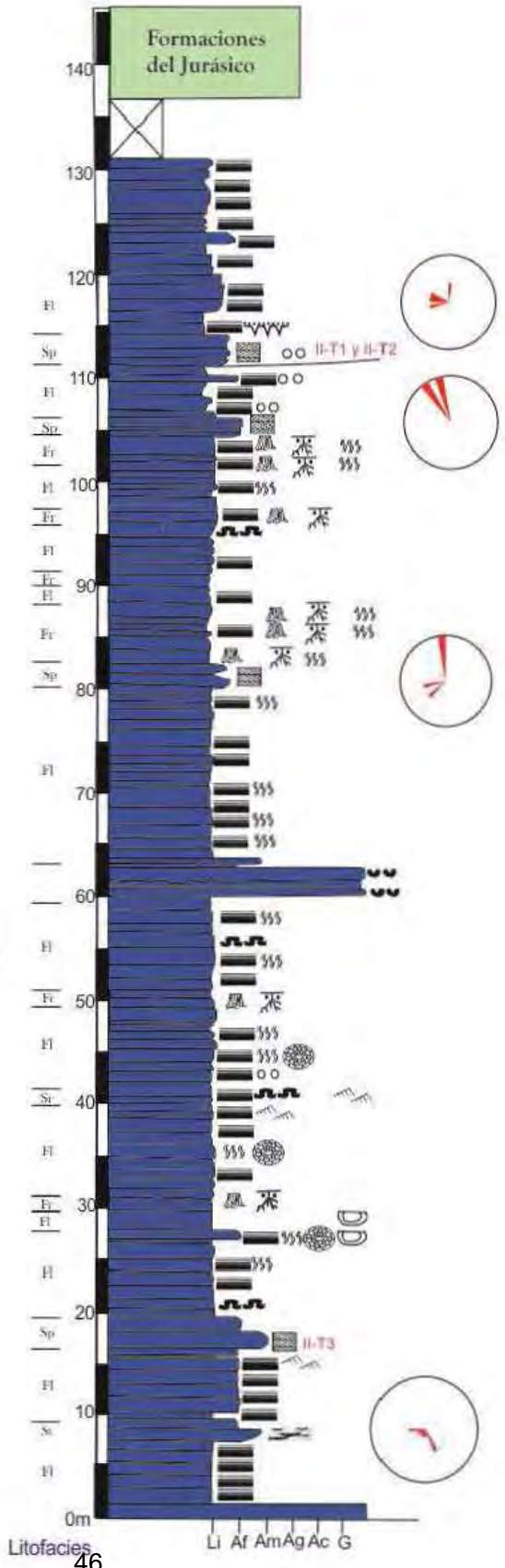
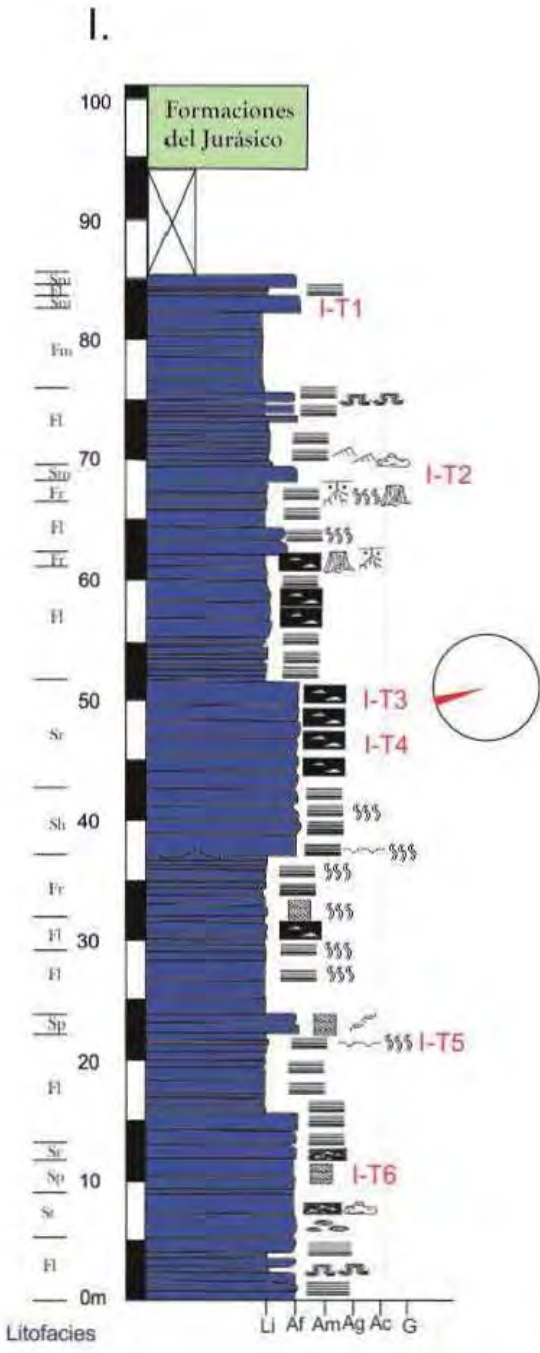
La litofacies Gci fue observada en los afloramientos de la Barranca Tedigno (Fig. 5.1), cerca del contacto entre la Formación Tianguistengo y el Tronco de Totoltepec. La litofacies Gci está compuesta por conglomerado con granulometría gruesa a media, en estratos de aproximadamente 1 m de espesor, cuya base es plana y no erosiva. Las litofacies Gci son, en general, clasto-soportados; pero pueden tener algunas zonas con mayor porcentaje de matriz. Dicho conglomerado es pobremente clasificado y muestra gradación inversa de sus clastos, compuestos principalmente de tonalita, cuarzo y, en menor porcentaje, gabros. Según Miall (2006) esta litofacies representa un depósito de flujo de detritos de alta resistencia enriquecido en clastos o un flujo de baja resistencia con una carpeta de tracción que se transporta por un flujo laminar a turbulento.

5.2.3 Litofacies de Conglomerado clasto-soportado con estratificación horizontal (Gh)

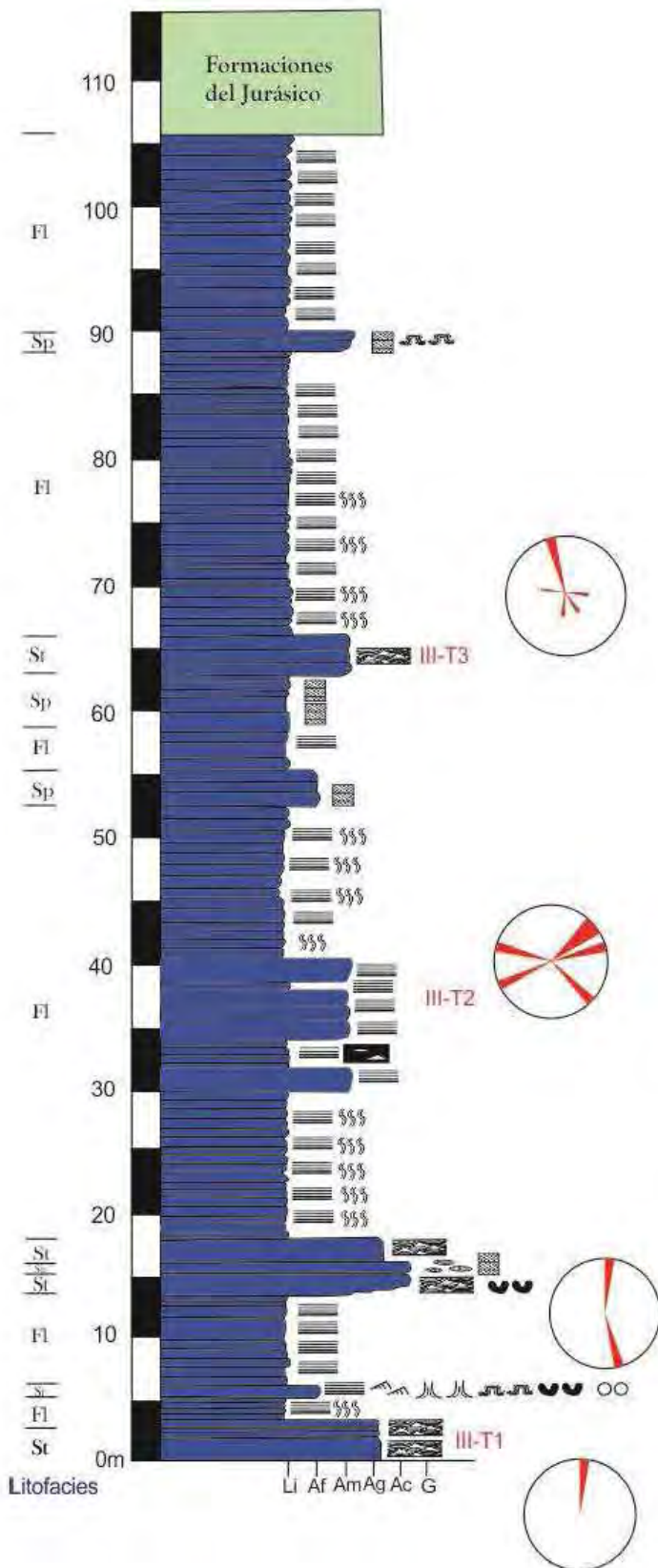
La litofacies de Conglomerado clasto-soportado (Fig. 5.6) con estratificación horizontal no es común dentro de la Formación Tianguistengo pero se observaron algunos afloramientos en las cercanías de El Tepehuaje, interestratificados con conglomerados Gmm. Esta litofacies está constituida por conglomerados de grano grueso cuyos clastos muestran una orientación preferencial que delinea una estratificación horizontal burda. Los clastos de esta litofacies tienen formas alargadas y son generalmente redondeados. Las capas de esta litofacies conforman estratos individuales de algunos decímetros o se presentan como capas dentro de estratos que contienen también la litofacies Gmm. Embebidos en los conglomerados de la litofacies Gh, es posible encontrar cuerpos lenticulares de algunos centímetros de espesor conformados por areniscas gruesas o conglomerados finos.

Según Miall (2006), los depósitos de la litofacies Gh representan barras fluviales longitudinales en ríos entrelazados de lecho gravoso.

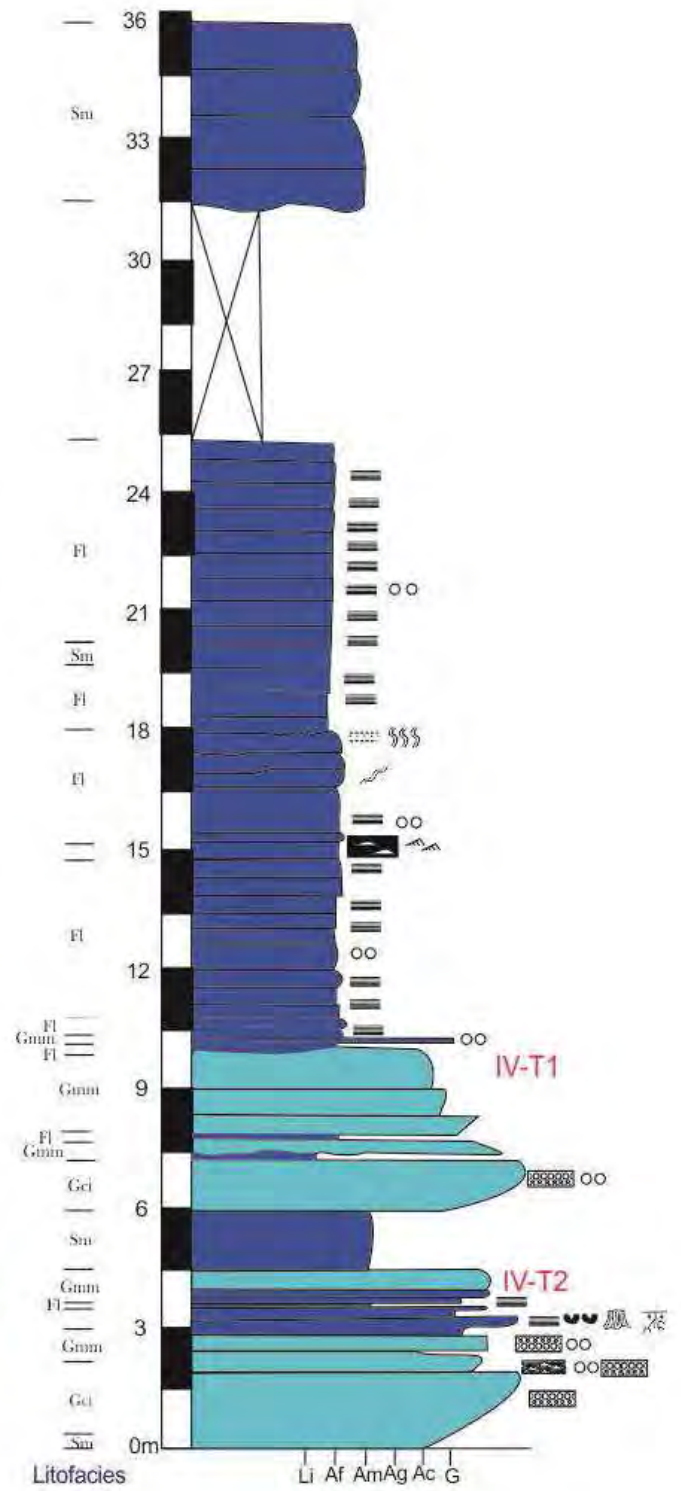
II.



III.



IV.



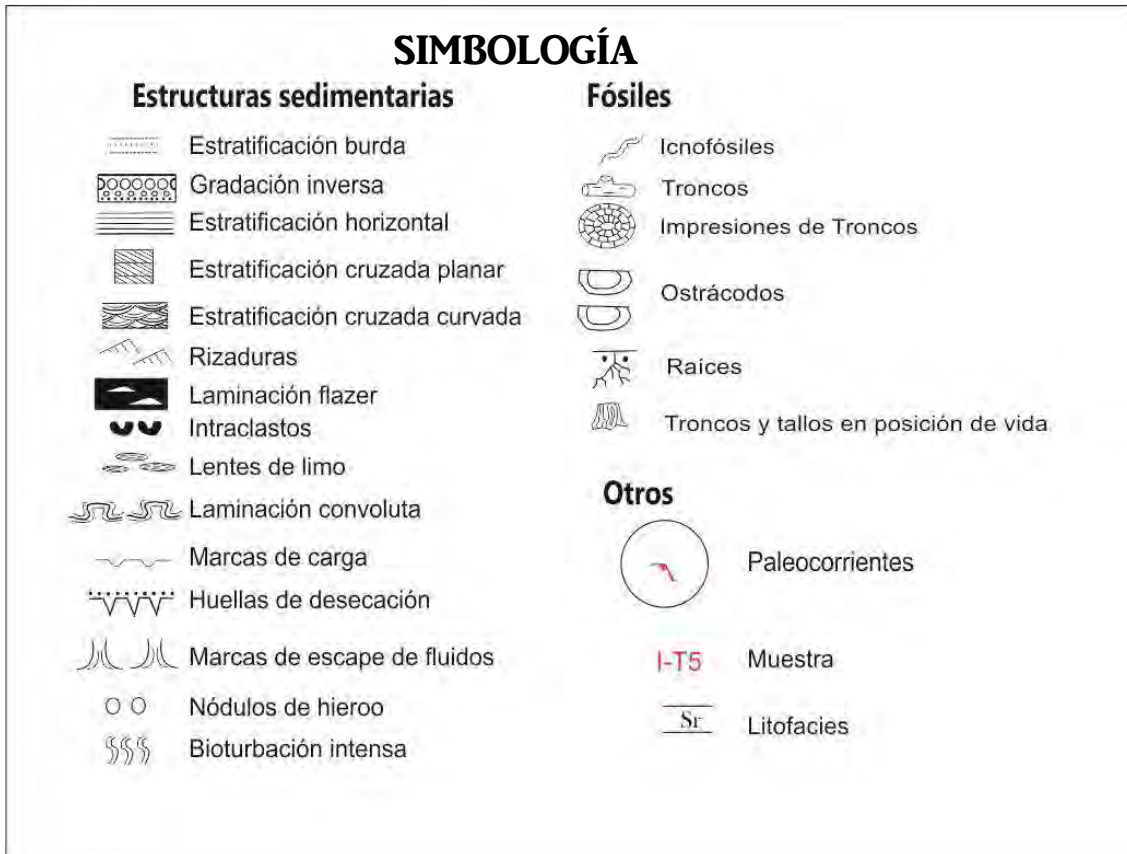


Figura 5.4 (Las dos páginas anteriores) Columnas estratigráficas basadas en las figuras de Verde-Ramírez (2016), modificadas para este trabajo en cuanto a colores y algunas estructuras sedimentarias; además se añadieron los diagramas de roseta de paleocorrientes y la ubicación de las muestras de este trabajo. Los números romanos en las columnas corresponden a las localidades mencionadas en los apartados anteriores: Columna I “Santo Domingo”, Columna II “Magdalena”, Columna III “Cazahuate” y Columna IV “Tedigno”.

5.2.4 Litofacies de Conglomerado con Estratificación Cruzada Planar (Gp)

La litofacies de conglomerado con estratificación cruzada planar (Fig. 5.7) fue observada únicamente en la Barranca Tedigno. Dicha litofacies está constituida por conglomerado clasto-soportado con granulometría media a gruesa delimitado por superficies erosivas. Estos conglomerados tienen una clasificación pobre y presentan estratificación cruzada planar definida por la alineación de los clastos más gruesos. Normalmente, en la superficie de las litofacies Gp yacen areniscas de la litofacies Sp, a través de una superficie erosiva. Los clastos que conforman la litofacies Gp son principalmente rocas metasedimentarias, como cuarcitas y esquistos, y rocas intrusivas tonalíticas. Según Miall (2016), los conglomerados clasificados dentro de la litofacies Gp representan antiguas barras fluviales transversales.



Figura 5. 5 Litofacies Gmm: A) Afloramiento de uno de los lentes de esta litofacies cerca de El Tepehuaje; B) Petrofacies GmmA, compuesta casi únicamente por clastos de granito en la Barranca Tedigno; C) Petrofacies GmmC cerca de El Tepehuaje

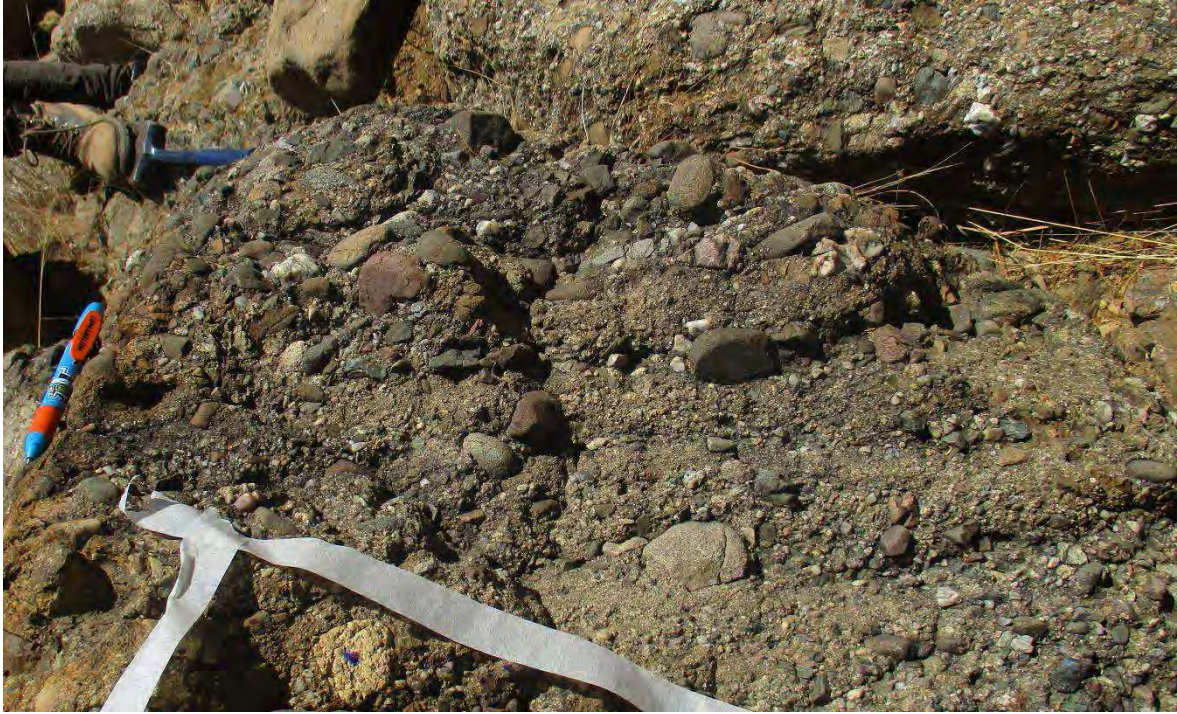


Figura 5. 6 Conglomerado de la litofacies Gh cerca de El Tepehuaje.



Figura 5. 7 Litofacies Gp erosionando un estrato de arenisca que se acuña hacia la izquierda. Barranca Tedigno.

5.2.5 Litofacies de Arenisca con Estratificación Cruzada Planar (Sp)

La litofacies de arenisca con estratificación cruzada planar fue observada en casi toda el área cartografiada: es una de las litofacies más abundantes en la Formación Tianguistengo (Fig. 5.8). La litofacies Sp está compuesta por areniscas cuyos granos varían en tamaño desde grueso, al occidente del mapa, hasta medio-fino, al oriente. Los estratos de la litofacies Sp tienen bases erosivas sobreyacidas por un *lag* basal de clastos o de intraclastos. Las areniscas de la litofacies Sp de grano fino muestran una clasificación moderada a buena; mientras que las areniscas Sp de grano grueso a muy grueso son pobremente clasificadas, ya que los clastos más gruesos se concentran en la base y en la superficie de los *foresets*. El rasgo principal de las areniscas de la litofacies Sp son las estratificaciones cruzadas planas que pueden organizarse en *sets* de hasta 70cm de espesor en las areniscas gruesas y 15-25cm de espesor en las areniscas finas-medias. Dichos *sets* son delimitados por superficies netas casi paralelas a la superficie del estrato o del set superior y pueden estar intercalados con estratos en forma de cuña de conglomerados en litofacies Gp, en el caso de las areniscas gruesas, o formar estratos de espesores métricos de varios sets superpuestos, o de un solo set, en el caso de las areniscas medias. Miall (2006) establece que las areniscas de la litofacies Sp se depositan por la migración de dunas 2D.

Se pueden hallar estructuras de cargas y flamas en el contacto entre la litofacies Sp y las litofacies Fl (ver la descripción de Fl en la pág. 77) (Fig. 5.9). Sin embargo, las estructuras de carga y flama no son específicas de esta litofacies y pueden presentarse en cualquier nivel estratigráfico donde estén en contacto litofacies de arenisca media con lutitas y limolitas.

Pueden observarse interrupciones de la laminación original en forma de pliegues que configuran laminación convoluta dentro de la litofacies Sp (Fig. 5.10); así como en areniscas Sr y areniscas Sh.



5. 8 Litofacies Sp. En la imagen de la izquierda pueden observarse dos sets que indican direcciones contrarias de paleocorriente; en la imagen de la derecha se observan 3 sets que, progresivamente, hacia la cima contienen dunas más pequeñas y, finalmente, son sobreyacidos por limolita. La primera foto fue tomada en el Río Magdalena y la segunda en la Barranca Tedigno.



Figura 5. 9 Cargas y flamas en el contacto entre la litofacies Sp y una capa de limolita (color oscuro) en el Río Magdalena. Cerca del cerro La Matanza.



Figura 5. 10 Arenisca Sp con laminación convoluta. Río Magdalena cerca del cerro Xiotillo

5.2.6 Litofacies de Arenisca con Estratificación Cruzada Curvada (St)

La litofacies de arenisca con estratificación cruzada curvada se distribuye principalmente en la parte oriental del mapa. Los afloramientos más representativos se observaron en la Barranca Tedigno (Fig. 5.11). Las areniscas de la litofacies St están constituidas por areniscas clasto-soportadas de grano grueso, dispuestas en estratos de espesor decimétrico a métrico con bases erosivas, que se distinguen por la presencia de clastos más gruesos o de intraclastos de las litofacies más finas. Las areniscas de la litofacies St se caracterizan por presentar superficies de estratificación cruzada curvada, con *foresets* definidos por alineamientos de clastos más gruesos; los *foresets* pueden agruparse en sets limitados por superficies curvas paralelas al primer *foreset* del set superior. Los estratos de areniscas de la

litofacies Sp pueden tener capas interestratificadas de conglomerado o de areniscas más finas. Miall (2006) establece que las areniscas de la litofacies St se depositan por la migración de dunas 3D.



Figura 5. 11 Litofacies St. Estrato de más de un metro de espesor con base erosiva y clastos de conglomerado hacia la misma; hacia la cima, en contacto por una superficie de 2do orden, areniscas de la litofacies Sp. Fotografía en la barranca Tedigno.

5.2.7 Litofacies de Arenisca con Rizaduras (Sr)

La litofacies de arenisca con rizaduras domina en la mayor parte del área de afloramiento de la Formación Tianguistengo. La litofacies Sr consiste en areniscas de grano fino a medio, bien clasificadas, dispuestas en estratos centimétricos a decimétricos cuyas bases son transicionales con las litofacies Sp o erosivas con litofacies Fl. Cuando están asociadas a litofacies Sh, Sp o Gp, las litofacies Sr forman la cima de sucesiones granodecrescientes en un mismo estrato (Fig. 5.12A). Contrariamente, cuando están asociadas a litofacies Fl, las litofacies Sr forman estratos lenticulares que erosionan la laminación plano paralela que caracteriza a dichas litofacies de grano fino.

La característica distintiva de las areniscas Sr es que presentan rizaduras, que pueden ser tipo A (Fig. 5.12B) o tipo B (Fig. 5.12C) (Miall, 2006). Las rizaduras pueden presentarse como cadenas solitarias, generalmente en la cima de estratos que tienen hacia la base granulometrías un poco más gruesas; o como un estrato de varias decenas de centímetros de espesor con varios sets de rizaduras.

En algunas superficies de los estratos de areniscas Sr es posible distinguir las morfologías simétricas o asimétricas linguoidales de las rizaduras de la cima (Fig. 5.13).

Según Miall (2006) las areniscas Sr se forman por la migración de cadenas de rizaduras en corrientes de baja velocidad. La migración de cadenas de rizaduras con una tasa de sedimentación baja, a partir de la carga suspendida, produce rizaduras que se erosionan mutuamente —tipo A—; mientras que la migración de cadenas de rizaduras en un entorno donde se sedimenta la carga en suspensión, la erosión mutua es incompleta y produce una preservación parcial del sotavento de la rizadura y un remonte de cadenas de rizaduras —tipo B—.

Se interpretó como bioturbación a estructuras cuasi-cilíndricas perpendiculares a la superficie del estrato rellenas con limolita o lutita que irrumpen las rizaduras de las areniscas Sr (Fig. 5.12A).

5.2.8 Litofacies de Arenisca con Estratificación Horizontal (Sh)

La litofacies de arenisca con estratificación horizontal (Fig. 5.14) (plano paralela del régimen superior) se distribuye principalmente en la parte centro-oriental del área de estudio; generalmente, interestratificada con depósitos de *slump*. Las litofacies de arenisca Sh están conformadas por arenisca media a gruesa, con buena clasificación, dispuestas en estratos decimétricos con bases irregulares se distinguen por acumulaciones de intraclastos. La característica que mejor distingue a las areniscas de la litofacies Sh es la presencia de laminación plano-paralela, generalmente definida por alineaciones de minerales oscuros. Algunas veces la laminación plano-paralela original puede estar deformada por estructuras de escape de fluidos.

Según Miall (2006), las areniscas con estratificación horizontal se forman durante la transición de un flujo subcrítico a uno súper-crítico donde la velocidad del agua alcanza 1m/s y tiene profundidades de 0.25 a 0.5m; generalmente, se depositan durante eventos dinámicos individuales, como las avenidas de ríos (*flash floods*), cuando las condiciones de flujo pueden permanecer en estado crítico por muchas horas.

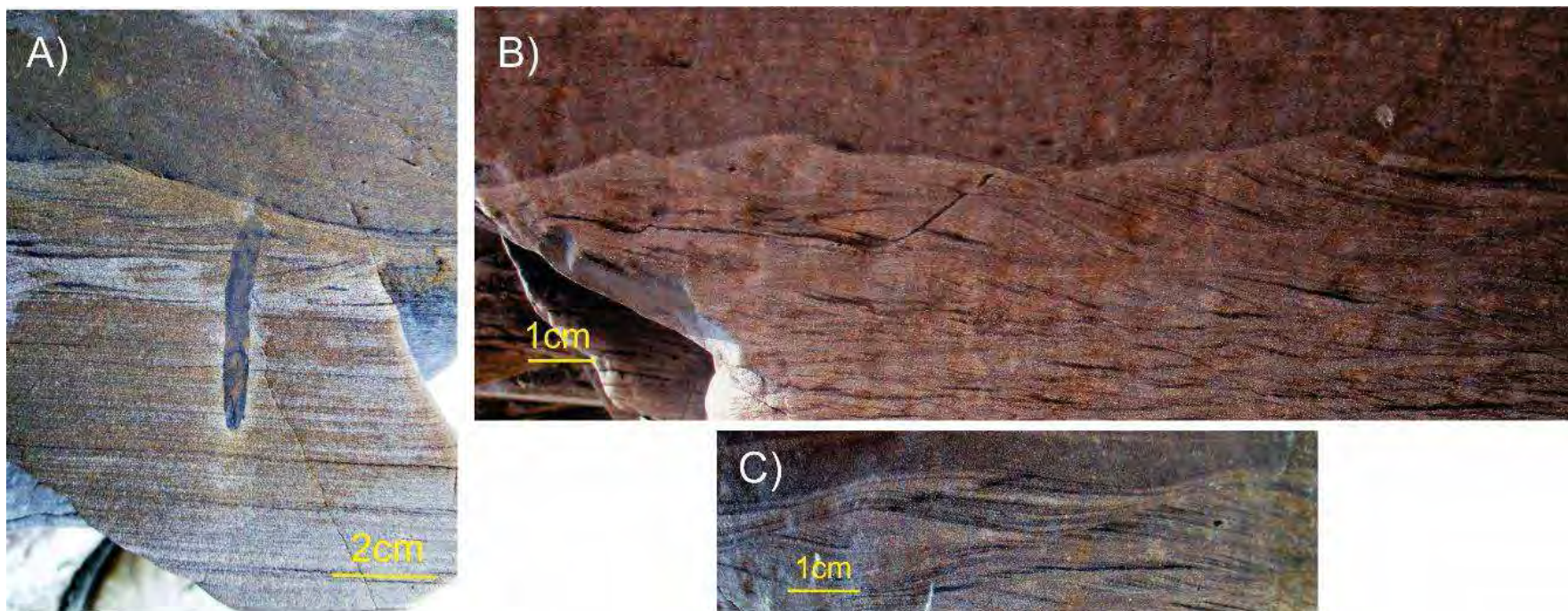


Figura 5. 12 Litofacies Sr: A) areniscas Sr con bioturbación que sobreyacen areniscas Sh y que, a su vez, son sobreyacidas por limolita; B) rizaduras tipo A; C) rizaduras tipo B (climbing ripples). Todas las fotografías son del Río Magdalena, cerca del Cerro La Matanza.



Figura 5. 13 Rizaduras en la cima de estratos de arenisca fina. Barranca Tedigno.

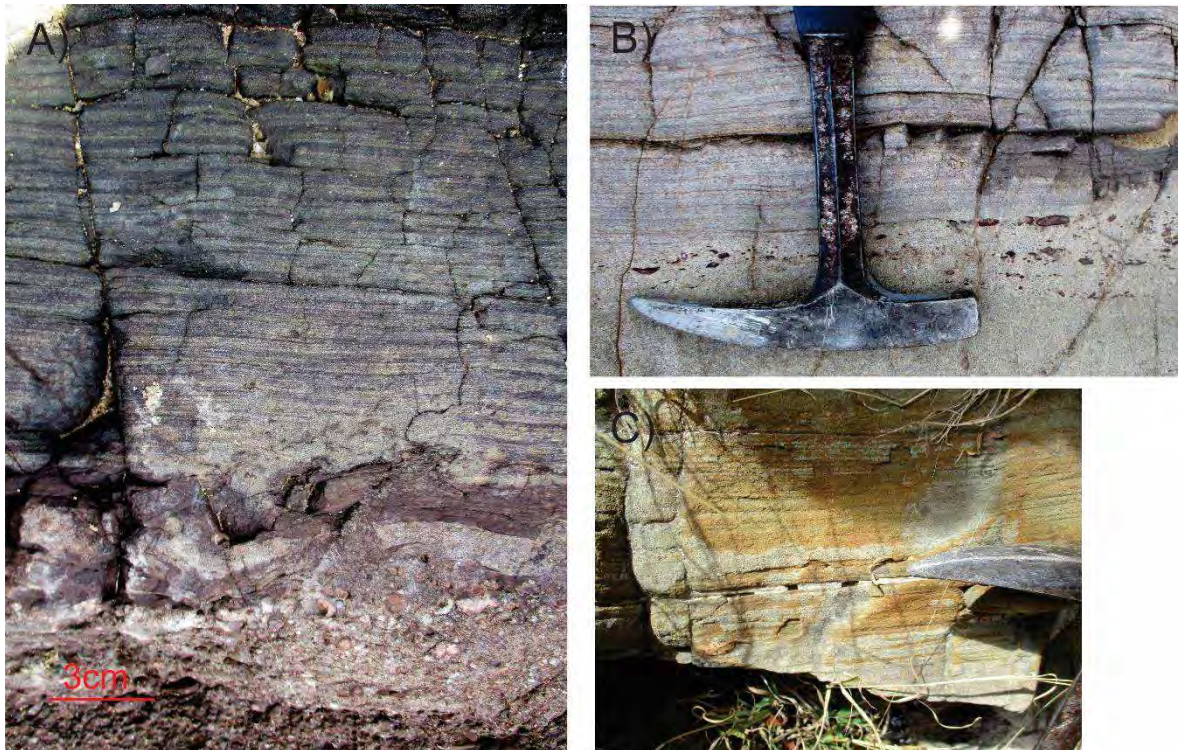


Figura 5. 14 Litofacies Sh: A) Areniscas Sh cuya base tiene intraclastos de conglomerado muy fino yacen sobre un conglomerado de granulometría media cerca del cerro Xiotillo; B) Intraclastos de lutita que definen una laminación plano-paralela en el contacto entre areniscas Sh y un estrato inferior de areniscas masivas cerca del cerro La Matanza; C) Areniscas Sh con granulometría gruesa cuya base es irregular en la barranca Cazahuate.

Los *slump* en la Formación Tianguistengo son depósitos dispuestos en estratos tabulares de hasta dos metros de espesor conformados por areniscas laminadas afectadas por pliegues sinsedimentarios amplios (Fig. 5.15). Probablemente, los depósitos *slump* se presentan en lo que originalmente eran areniscas de la litofacies Sh; esta declaración se sustenta en la presencia de intraclastos paralelos a la laminación —patrón observado en areniscas Sh, figura 5.14— en uno de los depósitos de *slump* (Fig. 5.15). Estos depósitos de *slump* podrían ser un efecto tardío de los eventos de avenida.



Figura 5. 15 Pliegue sinsedimentario con intraclastos de limolita. Lecho del Río Magdalena.

5.2.9 Litofacies de Lutita, Limolita y Arenisca con Laminación Plano-Paralela Inferior (FI)

La litofacies de lutita, limolita y arenisca con laminación plano-paralela inferior (FI) es común en la parte oriental del área de afloramiento de la Formación Tianguistengo, donde se interestratifica con otras litologías de granulometrías finas, como Sp, Sr o Fm (Fig. 5.16). La

litofacies Fl está constituida por varios estratos centimétricos con morfologías tabulares y bases planas, constituidos por arenisca, limolita y/o lutita. En algunos estratos, esta litofacies parece estar deformada de manera sinsedimentaria, formando estratos de hasta 1m de *flow rolls* (Miall, 2006) (Fig. 5.17).

Según Miall (2006), estas litofacies deben formarse por decantación de la carga en suspensión y por corrientes de tracción muy débiles, que generalmente se encuentran sobre el banco de los ríos y en la planicie de inundación.

En sucesiones de arenisca fina-media y lutita es posible encontrar estructuras de escape de fluidos, que indican una saturación con agua del sedimento durante periodos con abundante lluvia (Fig. 5.18).



Figura 5. 16 Litofacies Fl: Estratos de limolita y lutita con laminación tabular y un estrato lenticular de arenisca Sr inesterestratificado. Localidad en el Río Magdalena, cerca del poblado Santo Domingo Tianguistengo.



Figura 5. 17 Estrato de flow rolls. Originalmente fueron litofacies FI con láminas de lutita y arenisca. Cerca del cerro Xiotillo en el lecho del Río Magdalena.



Figura 5. 18 Estructuras de escape de fluidos. Se muestra una sucesión de areniscas finas (color claro) y lutitas (color oscuro). Cerca del cerro La Matanza.

5.2.10 Litofacies Capa con Raíces (Fr)

La litofacies Capa con raíces (Fr) se distribuye principalmente en la parte oriental del área de estudio y está constituida por estratos decimétricos de limo con laminación cruzada apenas perceptible o con ninguna estructura sedimentaria, lo que les confiere una apariencia prácticamente masiva. Algunos estratos contienen moldes de raíces en posición de crecimiento y otros contienen troncos silicificados perpendiculares a la superficie de estratificación. Asimismo, se observaron algunos nódulos de arenisca dentro de limos masivos cuyo origen, diagenético o pedogenético, no se pudo demostrar. Según Miall (2006), esta litofacies representa antiguos suelos desarrollados en ambientes húmedos.

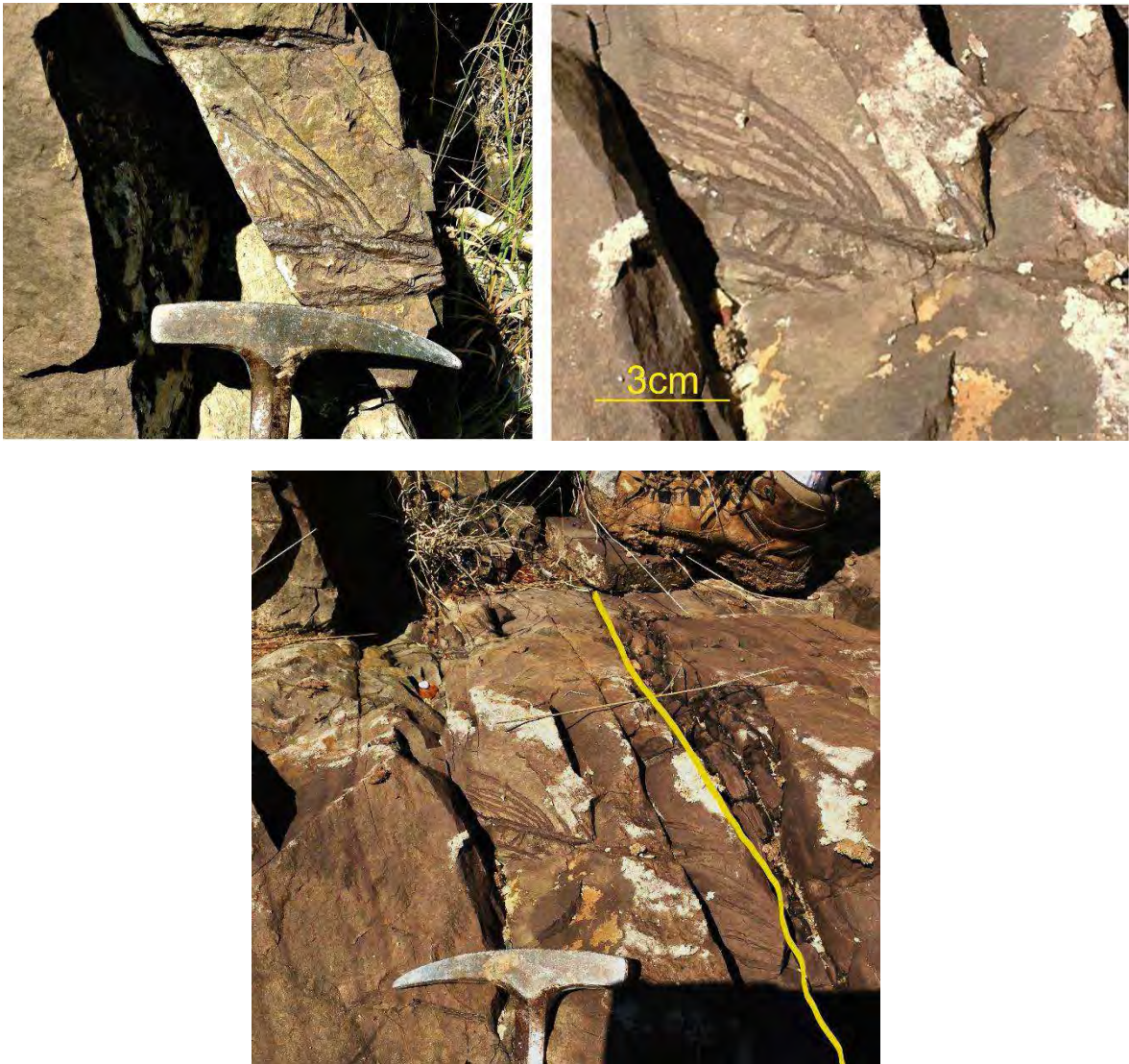


Figura 5. 19 Litofacies Fr. Ambas fotografías representan superficies de estratos rojos de limolita con raíces en posición de crecimiento sobre el lecho del Río Magdalena cerca de Santo Domingo Tianguistengo. La línea amarilla indica la superficie de uno de los estratos Fr.

5.3 ASOCIACIONES DE LITOFACIES

Para realizar la cartografía de litofacies, las litofacies individuales descritas anteriormente se agruparon en asociaciones de litofacies, que representan distintos subambientes de depósito. Dichos subambientes fueron definidos según la energía promedio del sistema de drenaje que reflejan las estructuras sedimentarias y la granulometría de las litofacies presentes en cada afloramiento.

5.3.1 Asociación de litofacies I:

La asociación de litofacies I es una iteración de sucesiones que comprenden, desde la base hasta el techo, las litofacies Gp, St, Sp y Sr. Cada sucesión individual caracterizada por la disminución progresiva del tamaño de los clastos desde su base hasta su cima.

La estructura interna de cada sucesión individual que, al repetirse, conforma la asociación de litofacies I es como sigue: Sobre una base erosiva se erige un conglomerado Gp sobreyacido por areniscas St y Sp; aunque ocasionalmente puede estar ausente alguna de estas dos litofacies. Sobre este conjunto de litofacies de arena y conglomerado sobreyace la litofacies Sr.

El conjunto de litofacies de cada sucesión individual indica que éstas se depositaron en barras fluviales caracterizadas por un periodo de máxima energía donde se depositan conglomerados Gp, seguido de etapas sucesivas de decrementos en la energía que provocaron el depósito de litofacies de grano y estructuras sedimentarias que serían un reflejo de estos decrementos. Así mismo, las litofacies Sr y Fl que sobreyacen estas litofacies, representarían el periodo declive en la energía y, como consecuencia, el depósito por corrientes de tracción muy débiles y por decantación de la carga en suspensión.

5.3.2 Asociación de litofacies II:

La asociación de litofacies II está constituida por una iteración de sucesiones de las litofacies Sh, Sp, St, Sr y Fl. Cada sucesión individual inicia con una base erosiva característica, sucedida por las litofacies ya mencionadas, organizadas de manera que el tamaño de grano disminuye hacia la cima.

Esporádicamente, pueden encontrarse los siguientes estratos intercalados: arenisca de la litofacies Sp cuyos *foresets* son de bajo ángulo respecto al plano de estratificación (Fig. 5.20), conglomerados en la base de alguna sucesión y areniscas Sh.

De la misma manera que las sucesiones de la asociación de litofacies I, las sucesiones principales de la asociación de litofacies II representan barras fluviales, aunque de un ambiente

fluvial de menor energía, capaz de transportar arenas durante sus periodos de máxima energía. Las litofacies Fl representarían el periodo declive en la energía y, como consecuencia, el depósito por decantación de la carga en suspensión.



Figura 5. 20 Areniscas Sp con foresets de bajo ángulo en la barranca Tedigno.

5.3.3 Asociación de litofacies III

La asociación de litofacies III se distribuye principalmente en la parte oriental del mapa de litofacies. La asociación de litofacies III se caracteriza porque las litofacies dominantes son Sh, Sp, Sr, Fl y Fr. Sin embargo, pueden encontrarse interestratificados depósitos de *slumps* en estratos de hasta 2m de espesor.

Las litofacies Sp —en la base— y Sr —hacia la cima— conforman estratos decimétricos a métricos que erosionan sucesiones tabulares de varios metros de espesor de la litofacies Fl. Los estratos Sp-Sr podrían representar canales distales de depósitos por rotura de dique; mientras que las extensas sucesiones de la litofacies Fl representan depósitos de llanura de inundación.

En los afloramientos de la columna I pueden encontrarse suelos de desarrollo moderado, caracterizados por presentar una textura limo-arcillosa y superficie con moldes de raíces en posición de vida con colores ligeramente más oscuros que el resto del perfil, aunque el color es rojizo relativamente homogéneo en todo el suelo. En la columna III y en la Barranca Tedigno pueden encontrarse rasgos pedogénicos que se evidencian en los colores en motas, azules, verdes y morados, de los estratos limo-arcillosos. En la columna II y III se pueden distinguir nódulos de arena y óxidos, aunque no es claro si su origen es pedogenético o diagenético. Probablemente, los suelos de la columna I, con mayor desarrollo, están asociados a terrazas fluviales en zonas de baja energía del drenaje fluvial.

Frecuentemente, las sucesiones finamente laminadas de arenisca y lodos FI presentan “rollos de flujo” (flow rolls en Miall, 2006) que son producto de la carga sedimentaria coetánea a la depositación y dan evidencia de una tasa de sedimentación alta. Estratos conformados únicamente por rollos de flujo pueden medir hasta 70cm de espesor.

5.3.4 ASOCIACIÓN DE LITOFACIES IV

La asociación de litofacies IV se distribuye principalmente en la parte occidental del mapa de litofacies aunque pueden encontrarse en la parte central del área en las cercanías de la falla La Matanza. Esta asociación de litofacies está conformada por un apilamiento de lentes de conglomerados de la litofacies Gmm, que pueden subdividirse en las petrofacies GmmA, GmmB y GmmC.

La asociación de litofacies IV está dispuesta en lentes de varios metros de espesor interestratificados esporádicamente con las 3 asociaciones de litofacies descritas en las secciones anteriores.

Los conglomerados de la asociación de litofacies IV representan flujos de detritos cuyo depósito se asocia a grandes inundaciones causadas por lluvias torrenciales (Miall, 2006). La generación de flujos de detritos también está influenciada por la pendiente del sistema sedimentario y por la litología de las rocas de la cuenca: en general, los flujos de detritos ocurren en ambientes sedimentarios con eventos de alta energía y con pendientes elevadas.

La diversidad composicional que se aprecia entre los distintos depósitos de flujos de detritos de la asociación de litofacies IV y que da lugar a las 3 diferentes petrofacies identificadas es probablemente un reflejo de la cercanía de éstos a la fuente y del carácter heterolitológico de los basamentos de la cuenca donde se depositó la Formación Tianguistengo.

5.5 PALEOCORRIENTES

A lo largo de las 4 columnas estratigráficas de Verde-Ramírez (2016) ya mencionadas, se tomaron mediciones de paleocorrientes, principalmente en rocas de la litofacies de arenisca con estratificación cruzada planar Sp y algunas St y Gp, correspondientes a arenisca con estratificación cruzada curvada y conglomerado con estratificación cruzada, respectivamente.

Todos los datos fueron corregidos a la horizontal con base en la metodología propuesta por Collinson *et al.* (2006) y se presentan en diagramas de roseta ubicados en las columnas de la Figura 5.4, frente al estrato o estratos donde se midieron.

Los datos obtenidos de las litofacies de grano fino a medio, ubicadas en la parte centro-oriental de la cartografía, indican direcciones de paleocorrientes muy variables y no es posible distinguir una dirección de transporte preferente (Fig. 5.4). Las paleocorrientes obtenidas en la parte occidental de la carta, donde se concentran las litofacies de grano grueso, indican una dirección de transporte hacia el oriente (Fig. 5.1).

5.5 FALLAS SINSEDIMENTARIAS Y DISCORDANCIAS INTERNAS EN LA FORMACIÓN TIANGUISTENGO

Se midieron discordancias internas y fallas sinsedimentarias en un afloramiento cerca del Cerro Xiotillo de la Formación Tianguistengo. En dicho afloramiento pueden observarse una serie de estratos de la asociación de litofacies I que muestran al menos 2 discordancias internas y dos fallas sinsedimentarias de algunos metros de largo y varias más pequeñas (Fig 5.21). En la parte central de la fotografía 5.21 se puede observar que la sucesión sedimentaria de la Formación Tianguistengo está invertida debido a la rotación de los estratos que dio lugar a las discordancias internas. En este afloramiento, las rocas más antiguas son los estratos horizontales que se observan en la parte derecha de la figura, según lo cual se infiere que la falla que provocó las discordancias se encuentra hacia el sur.

Se tomaron mediciones de las orientaciones de los estratos afectados por las discordancias para obtener el eje de rotación de los mismos y por lo tanto, el rumbo de la falla a la que estas discordancias están asociadas. Los resultados obtenidos, como se muestran en la Figura 5.22, indican que la falla causante de estas discordancias tenía una orientación ENE. Esto indica que Falla de la Matanza probablemente era activa durante el depósito de la Formación Tianguistengo dado que es la falla más cercana con dicha orientación y se encuentra hacia el sur de dicho afloramiento.

Los datos de fallas sinsedimentarias fueron corregidos a la horizontal de acuerdo a la inclinación de los estratos en los que tienen un efecto. Las mediciones de fallas sinsedimentarias indican al menos dos direcciones principales de generación de fallas, una que correspondería a la orientación ENE y otra con dirección NNO. Los planos de falla con dirección ENE refuerzan la inferencia de que la falla de la Matanza era activa durante el depósito de la Formación Tianguistengo. La falla más cercana con orientación NNO es la falla Ameyaltepec (Fig. 5.1), para la que Verde-Ramírez (2016) ya había propuesto un periodo de actividad durante el depósito de la Formación Tianguistengo.



Figura 5.21 Afloramiento de la Formación Tianguistengo con discordancias internas. Las discordancias se muestran como líneas amarillas. Las fallas sinsedimentarias mas grandes se muestran en el acercamiento como líneas amarillas punteadas. Barranca Magdalena.

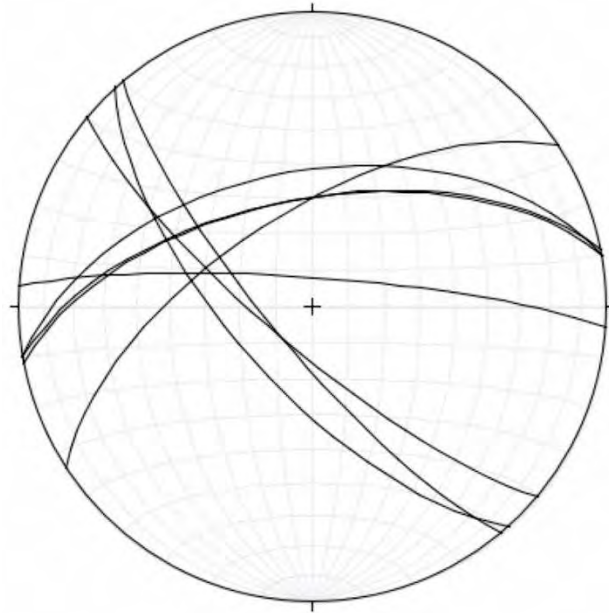


Figura 5. 22 Planos de fallas sinsedimentarias corregidos a la horizontal

CAPÍTULO 6. ANÁLISIS COMPOSICIONAL DE ARENISCAS Y CONGLOMERADOS

6.1 PETROGRAFÍA DE ROCA TOTAL

Con el objetivo de determinar de manera cuantitativa la variación composicional entre las asociaciones de litofacies identificadas previamente en la formación Tianguistengo, se recolectaron 18 muestras de arenisca y de matriz de conglomerado en niveles estratigráficos representativos de cada asociación de litofacies, con base en las columnas levantadas por Verde-Ramírez (2016)(Fig. 4.1). Diecisiete muestras fueron seleccionadas para el análisis petrográfico y composicional cuantitativo en lámina delgada que se efectuó según el método de conteo de puntos de Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970). En la tabla 6.1 se enlistan las categorías utilizadas durante el conteo de puntos y en las tablas 6.1 y 6.2 se pueden consultar los resultados del conteo.

Las areniscas recolectadas se clasificaron, según sus componentes principales, de acuerdo al diagrama ternario de Cuarzo total (Q)- Feldespato (F) –Líticos (L) “QFL” de Garzanti (2016). Para diferenciar composicionalmente entre feldesparenitas se utilizó el diagrama QmPK (Cuarzo monocristalino-Plagioclasa-Feldespato alcalino) de Dickinson & Suczek (1979) y LmLvLs (Líticos metamórficos-Líticos volcánicos-Líticos sedimentarios de Ingersoll (1983). Asimismo, los líticos metamórficos se clasificaron en las categorías propuestas por Garzanti y Vezzoli (2003), que se ilustran en la figura 6.1.

	PROTOLITO	Rango metamórfico 1: Desarrollo de pizarrosidad, migración incipiente de los bordes de grano de los cuarzos o sustitución importante por calcita	Rango metamórfico 2: Fuerte reacomodo de los minerales, migración de borde de grano de los cuarzos pronunciada, crecimiento de lamelas de sericita	Rango metamórfico 3: Desarrollo de esquistosidad, crecimiento de pequeñas lamelas de mica, cristales cuarzo o calcita sin deformación	Rango metamórfico 4: Aumento del tamaño de grano, granos de moscovita o anfíbol bien desarrollados	Rango metamórfico 5: Cristales muy grandes (>62,5 micras) de biotita u hornblenda poliedrales formando mosaicos
Metapelita	Lsp	Lmp ₁	Lmp ₂	Lmp ₃	Lmp ₄	Rmp ₅
Metapsammita/ metafelsita	Lsp	Lmf ₁	Lmf ₂	Lmf ₃	Lmf ₄	Rmf ₅
Metacarbonato	Lsc	Lmc ₁	Lmc ₂	Lmc ₃	Lmc ₄	Rmc ₅
Metabasita	Lv	Lmb ₁	Lmb ₂	Lmb ₃	Lmb ₄	Rmb ₅

Figura 6. 1 Clasificación de los líticos metamórficos según Garzanti y Vezzoli, 2003

Cuarzo Qm	Qzn		Cristal individual de cuarzo con extinción neta	Lílicos L	Lílicos metamórficos Lm	Lmp	Lmp ₁	Lítico meta-pelítico de rango 1		
	Qzo		Cristal individual de cuarzo con extinción ondulosa				Lmp ₂	Lítico meta-pelítico de rango 2		
	Qzph	Qz-F	Cuarzo en litico fanerítico de cuarzo y feldespato				Lmp ₃₋₄	Lítico meta-pelítico de rango 3-4		
		Qz	Cuarzo en litico fanerítico compuesto sólo por cuarzo			Lmf ₁₋₂	Lítico metapsammitico/felsítico de rango 1-2			
	Qzphm	Qz-F	Cuarzo con extinción ondulosa en litico fanerítico de Qz.y Fs.				Lmf ₃₋₄	Lítico metapsammitico/felsítico de rango 3-4 de cuarzo		
		Qz	Cuarzo con extinción ondulosa en litico fanerítico de cuarzo			qz		Lítico metapsammitico/felsítico de rango 3-4 de cuarzo y felds.		
	Qv	Cuarzo en litico volcánico félsico				qz-f	Lítico metapsammitico/felsítico de rango 3-4 de cuarzo y felds.			
Qs	Cuarzo en litico sedimentario siliciclástico		Lmb	Lmb ₂	Lítico metabasítico de rango 2					
Feldespato alcalino K	K		Cristal individual de feldespato potásico	Cuarzo policristalino Qp						
	Kph		Feldespato potásico en litico fanerítico	Minerales accesorios	Biotita Bt	Btv	Cristal individual de biotita verde			
	Kphm		Feldespato potásico en litico fanerítico con cuarzo onduloso			Btvk	Cristal individual de biotita verde doblado o estrujado			
P		Cristal individual de plagioclasa	Btm			Cristal individual de biotita marrón				
Plagioclasa P	Pv	Plvf	Plagioclasa en litico volcánico félsico		Pistachita Ep					
		Plvl	Plagioclasa en litico volcánico lathwork		Clorita Chl					
	Pphg		Plagioclasa en litico fanerítico de cuarzo y feldespato		Circón Zr					
	Pphga		Plagioclasa en litico fanerítico de plagioclasas		Moscovita Ms					
Lílicos L	Lílicos volcánicos LV	Lvfs	Lvfsqz	Lítico volcánico félsico con textura seriada de cuarzo	arcillitificados Ar	Lítico o mineral reemplazado totalmente por arcilla				
			Lvfsqz-f	Lítico volcánico félsico con textura seriada de cuarzo y felds.		Lílicos microfaneríticos Lmf	Lílicos con microfenocristales de cuarzo y feldespato			
		Lvfh		Lítico volcánico félsico con textura hialal	óxidos					
		Lvfp		Lítico volcánico félsico con textura porfirica	matriz/cementate					
		Lvma	Lvl	Lítico volcánico máfico con textura lathwork	secundarios					
			Lvm	Lítico volcánico máfico con textura microfanerítica	irreconocibles					
	Sedimentarios Ls	Lu		Lutita	F	P + K				
		Li	Liqz		Cuarzo-limolita	Qt	Qm + Qp			
			Liqz-f		Limolita de cuarzo y feldespato	Lm ₁₊₂	Lmp ₁ + Lmf ₁ + Lmp ₂ + Lmf ₂ + Lmf ₃ + Lmb ₂			
						Lm ₃₊₄	Lmp ₃ + Lmp ₄ + Lmb ₃ + Lmb ₄			
				Lm ₅	Lmp ₅					

Tabla 6.1 Categorías utilizadas para el conteo de puntos de areniscas y matrices de conglomerados de la Formación Tianguistengo

6.1.1 Descripción Petrográfica de las rocas de la Formación Tianguistengo

Las muestras recolectadas en las asociaciones de litofacies I, II y III de la Formación Tianguistengo proceden de litofacies Sp o St; mientras que las muestras recolectadas en la asociación de litofacies IV proceden de la matriz de conglomerados de la litofacies Gmm o de la parte basal de conglomerados de la litofacies Gci. Las muestras analizadas son areniscas de grano fino a medio, clasto-soportadas a matriz-soportadas. Las areniscas de la Formación Tianguistengo están conformadas por clastos subangulosos a angulosos con contactos puntuales a suturados. Las areniscas de la asociación de litofacies I son generalmente bien clasificadas, mientras que las de las asociaciones de litofacies II, III y IV son moderada a pobremente clasificadas. Cuando está presente, la matriz está conformada por arcillas y microcristales de plagioclasa; localmente, algunas areniscas tienen pseudomatriz de líticos de lutita o metapelíticos de rango uno. La mayoría de las areniscas analizadas tienen cementante de hematita, calcita y sintaxial de cuarzo; algunas muestras evidencian sustitución aguda con calcita.

Desde el punto de vista composicional, las areniscas de las asociaciones de litofacies I, II, y III de la Formación Tianguistengo son cuarzoarenitas feldespato-líticas, feldesparenitas cuarzo-líticas y, en menor proporción, feldesparenitas cuarzosas y cuarzoarenitas feldespáticas; mientras que las areniscas de la asociación de litofacies IV no tienen componente lítico y se clasifican como areniscas cuarzo-feldespáticas y feldespato-cuarzosas (Fig. 6.2).

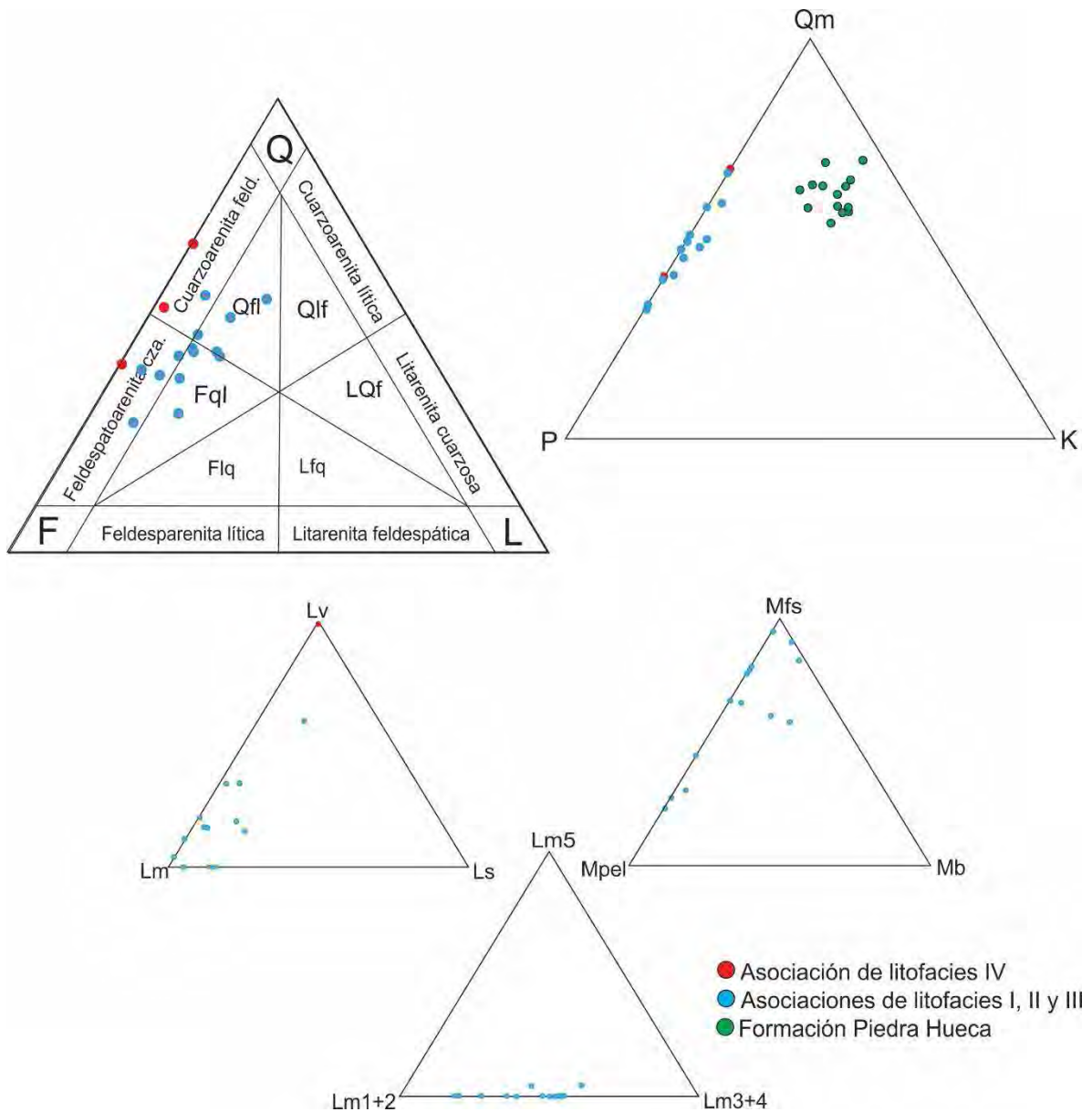


Figura 6.2 Diagramas ternarios de clasificación composicional de las areniscas de la Formación Tianguistengo. A) Diagrama Qt-F-L de Garzanti (2016): las letras minúsculas indican el componente menos abundante y, de las letras mayúsculas, el componente más abundante es el último de la terna. B) Diagrama Qm-P-K de Dickinson y Suckzek, 1979. C) Diagramas de discriminación de los tipos de líticas, el porcentaje de abundancia está calculado con respecto al total de líticas y no al total de puntos contados (Ver tabla 6.1 para las referencias a las abreviaciones).

6.1.2 Descripción de los componentes de las asociaciones de litofacies I, II y III: drenaje fluvial

Las muestras de las asociaciones de litofacies I, II y III están conformadas por feldespato (55%-38%), cuarzo total (56%-33%) y líticos (18%-6%) (Fig. 5.2). Los cuarzos monocristalinos son, en su mayoría, cuarzos ígneos y cuarzos metamórficos deformados $\frac{Qzn}{Qzo} < 0.65$. La plagioclasa (100% - 92% del total de feldespatos) es preponderante sobre el feldespato potásico (8% - 3% del total de feldespatos), lo que define una razón $\frac{P}{P+K}$ entre 1 y 0.92. La plagioclasa presenta textura poikilítica y mirmequítica con el cuarzo. Cabe resaltar que una gran parte de los cuarzos y plagioclasas contados están dentro de fragmentos policristalinos faneríticos de rocas intrusivas o metaintrusivas de composición intermedia a ácida, lo que define para el cuarzo una razón de cuarzo en líticos faneríticos y cuarzo monocristalino $\frac{Qph}{Qm}$ entre 1.4 y 0.2, mientras que para la plagioclasa $\frac{Pph}{Pm}$ de entre 1.3 y 0.02.

Los líticos afaníticos en las asociaciones de litofacies I, II y III son en su mayoría metamórficos (96% - 24% del total de los líticos afaníticos), sucedidos por los líticos volcánicos (34% - 4%) y, finalmente, los menos abundantes son los líticos sedimentarios (18% - 0%).

En los líticos metamórficos dominan los líticos de composición metapsamítica/metafelsítica (96% -24%) (Fig. 5.3), sucedidos por los líticos metapelíticos (74% - 4%) y, finalmente, los líticos metabasíticos son poco abundantes (16% - 0%).

De los líticos metapsammíticos/metafelsíticos, los de rango metamórfico 1 y 2 Lmf_{1-2} ³ (Figura 6.3) son los más numerosos (91% - 57% del total de líticos metapsammíticos/metafelsíticos). Éstos están representados por líticos con dominios de microlitos y dominios de clivaje espaciado. Las zonas de clivaje, en las que predominan las arcillas, tienen morfología rugosa a suave y son paralelas a anastomosadas. Las zonas de microlitos están conformadas por plagioclasa euedral y cuarzo que presenta extinción ondulante, bordes suturados y evidencias de recristalización en subgranos. Asimismo, en esta categoría se pueden encontrar líticos constituidos por cuarzos con extinción ondulante rodeados por una matriz de minerales arcillosos que define, burdamente, un clivaje rugoso.

Los líticos metapsamíticos/metafelsíticos de rango 4 (14% - 0% del total de líticos metapsammíticos/metafelsíticos) están constituidos por dominios de foliación espaciados a

³ Los líticos de rango metamórfico 1 y rango metamórfico 2 se agruparon debido a que en algunos clastos no es posible diferenciar a cuál de estos dos rangos pertenece.

zonales, paralelos, donde predominan cristales grandes de muscovita. Estos dominios están en contacto neto con cuarzo con bordes suturados y evidencias de recristalización en subgranos.

Los líticos metapelíticos más abundantes en las asociaciones de litofacies I, II y III pertenecen al rango metamórfico 3-4 Lmp_{3-4} (42% - 83%) (Fig. 6.5). Estos líticos están conformados por dominios de clivaje continuo constituidos por muscovita, al igual que los líticos metapelíticos de rango 4 (15% - 30%), excepto que éstos últimos son de grano grueso y definen una esquistosidad. Los líticos metapelíticos de rango 1 están constituidos por un clivaje disyuntivo de hematita y dominios de microlithons de arcillas y algunos microcristales de cuarzo.

Los líticos metabasálticos están constituidos por fenocristales de plagioclasa sustituida, algunas veces, por epidota (pistachita) de grano fino. También pueden estar constituidos en su totalidad por clorita. Ambos tipos de grano fueron clasificados dentro del rango metamórfico 2 – 3 Lmb_{2-3} .

Con base en la información obtenida, es posible calcular el Índice metamórfico para las areniscas de las asociaciones de litofacies I, II y III y correlacionarlo con la facies metamórfica de la o las rocas que funcionarían como fuente de detritos en el supuesto de que procediera de fuentes con el mismo grado de metamorfismo. Los basamentos paleozoicos o pre-paleozoicos que podrían fungir como la fuente de los detritos metamórficos de la Formación Tianguistengo son el Complejo Oaxaqueño y el Complejo Acatlán; dado que cada uno conferiría una firma particular a los líticos metamórficos en los sedimentos, en este trabajo se asume que el índice metamórfico de las areniscas de la Formación Tianguistengo es un buen indicio del grado metamórfico de la fuente.

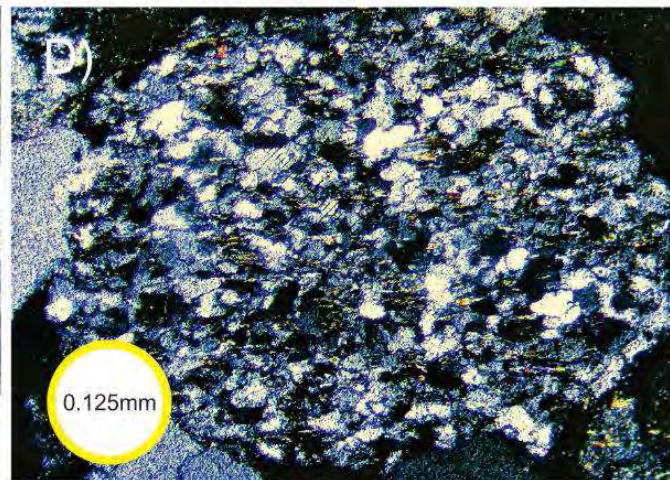
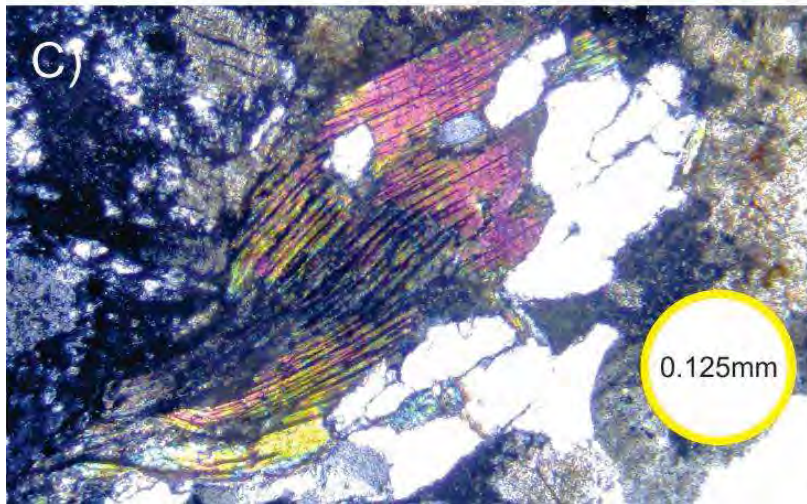
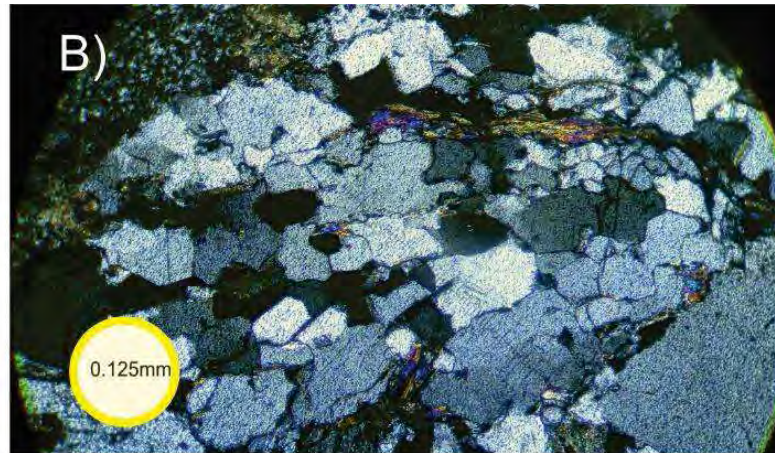
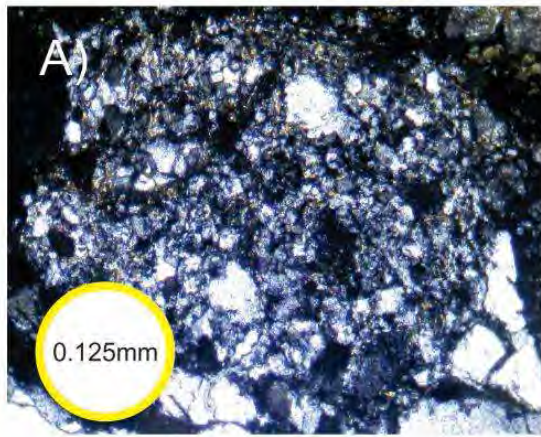


Figura 6.3. Líticos metapsammíticos/metafelsíticos de las asociaciones de litofacies I, II y III). A) Lítico metapsammítico/metafelsítico de rango 1 enriquecido en cuarzos muestran extinción ondulosa y migración del borde de grano, de igual forma se nota un clivaje incipiente en la esquina superior izquierda; B) Lítico metapsammítico/metafelsítico de rango 3 con un dominio de clivaje de moscovita C) Lítico metapsammítico de Rango 4 con cristales bien desarrollados de moscovita; D) Lítico metapsammítico de rango 2 con cuarzo y pequeñas lamelas de sericita.

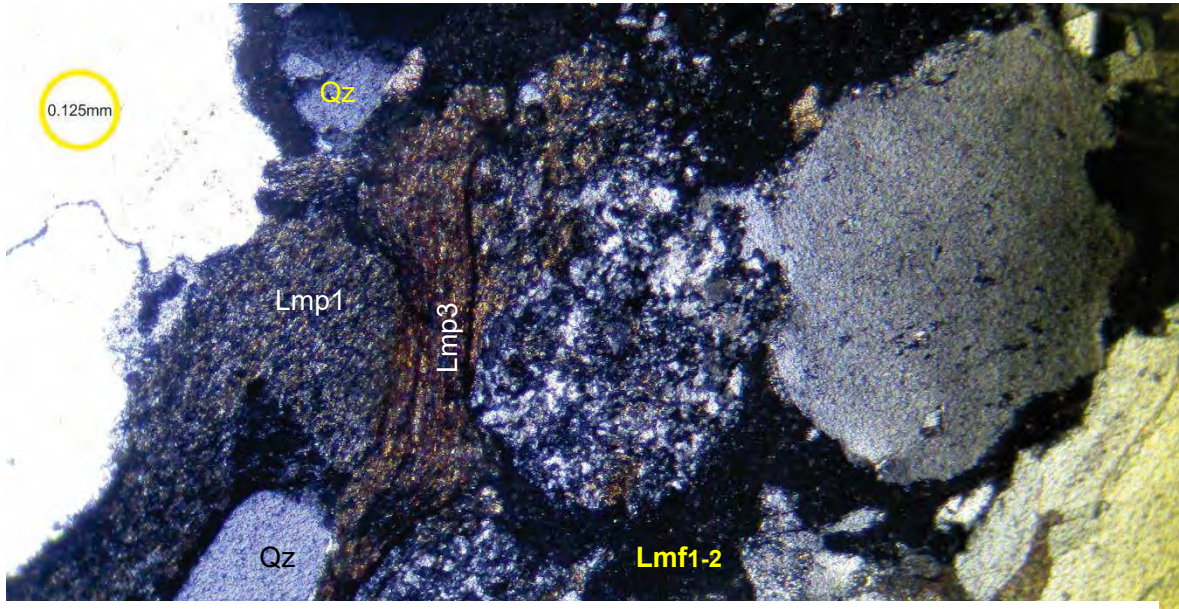


Figura 6.4 Líticos arcillosos deformados por el aplastamiento entre líticos cuarzosos, dando lugar a una pseudomatriz (Ver tabla 6.1 para abreviaciones)

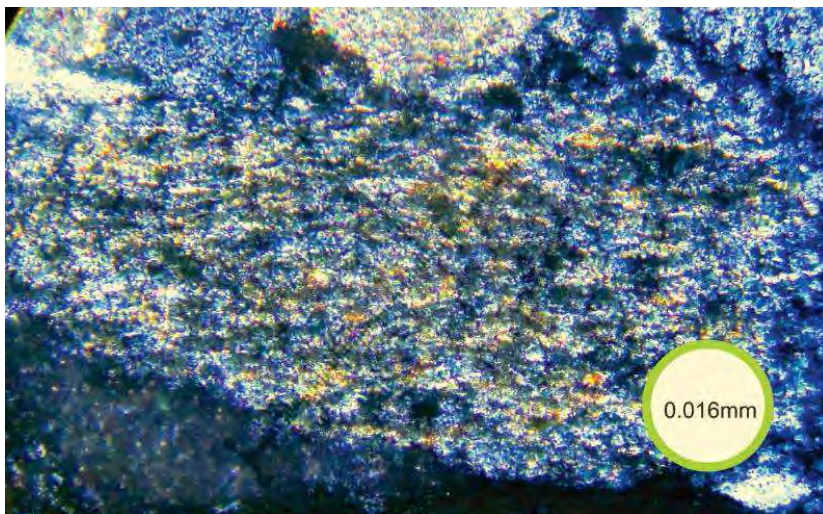


Figura 6.5 Lítico metapelítico de rango metamórfico 2

El índice metamórfico es una suma ponderada en la que los porcentajes de los granos de rango metamórfico 1, rango 2, rango 3, rango 4 y rango 5 son multiplicados por 1, 2, 3, 4 y 5, respectivamente (Garzanti y Vezzoli, 2003). Por lo tanto, dicho índice oscilará entre 100 cuando todos los líticos sean de rango 1, y entre 500, cuando todos los líticos sean de rango 5. El promedio de los porcentajes de granos con rango metamórfico 1-2 en las asociaciones de litofacies I, II y III de la Formación Tianguistengo es de 61%, el promedio de los porcentajes de granos con rango metamórfico 3-4 es 38% y el promedio del porcentaje de granos con rango 5 es 1%. Esto indica que en los sedimentos dominan los líticos metamórficos que proceden de fuentes de grado bajo de metamorfismo. La suma ponderada de los porcentajes es 230. Dicha cantidad equivale a una temperatura de metamorfismo de la fuente de aproximadamente 320°C (Fig. 6.6) (Garzanti y Vezzoli, 2003), lo cual corresponde a una fuente en facies de esquisto verde.

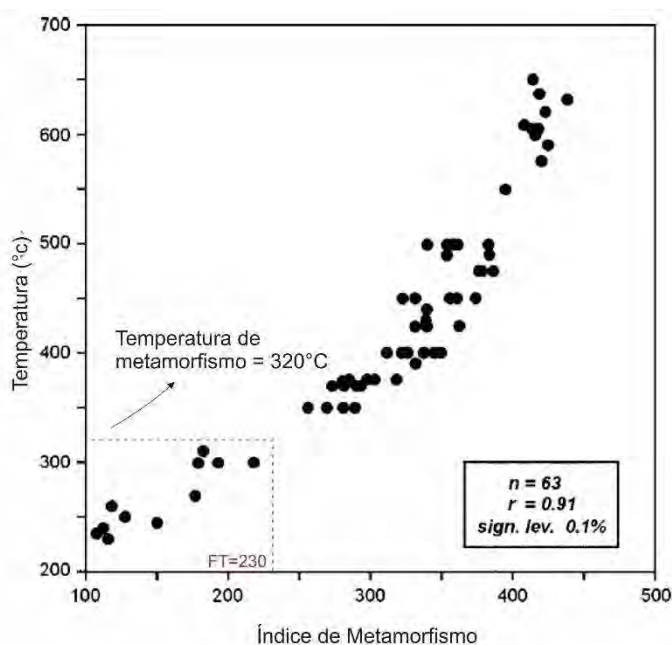


Figura 6.6 Diagrama que muestra la correlación entre el Índice Metamórfico propuesto por Garzanti y Vezzoli (2003) y las temperaturas promedio del pico metamórfico de las fuentes de los detritos de las areniscas analizadas por los mismos autores. En la figura se muestran dos líneas punteadas que indican la temperatura de metamorfismo de la fuente de detritos de la Formación Tianguistengo según el índice metamórfico calculado con base en el análisis de los líticos metamórficos. (Modificado de Garzanti y Vezzoli, 2003)

Los líticos volcánicos se dividen en líticos volcánicos félsicos, *lathwork* y microlíticos. Los líticos volcánicos félsicos presentan una textura porfídica hiatal a seriada y están conformados por fenocristales de cuarzo y plagioclasa en una matriz cuarzo-feldespática o cuarzosa micro a criptocristalina, la cual es reemplazada algunas veces por minerales arcillosos. Los líticos volcánicos *lathwork* presentan texturas porfídicas con fenocristales de plagioclasa más grandes que 0.0625 mm en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, vidrio volcánico de color marrón oscuro y óxidos. A su vez, líticos microlíticos poseen textura

afírica y están conformados por cristales de plagioclasa con tamaño menor a 0.0625 mm en una matriz de vidrio volcánico y óxidos (Fig. 6.7). Dickinson (1970) propone que los líticos con textura *lathwork* representan líticos volcánicos máficos y los líticos microlíticos representan líticos volcánicos de composición intermedia.

Los líticos sedimentarios son poco abundantes en las rocas de la Formación Tianguistengo y están conformados por lutitas y limolitas cuarcíticas y cuarzo-feldespáticas (plagioclasa) con cementante de hematita y escasa matriz de arcilla.

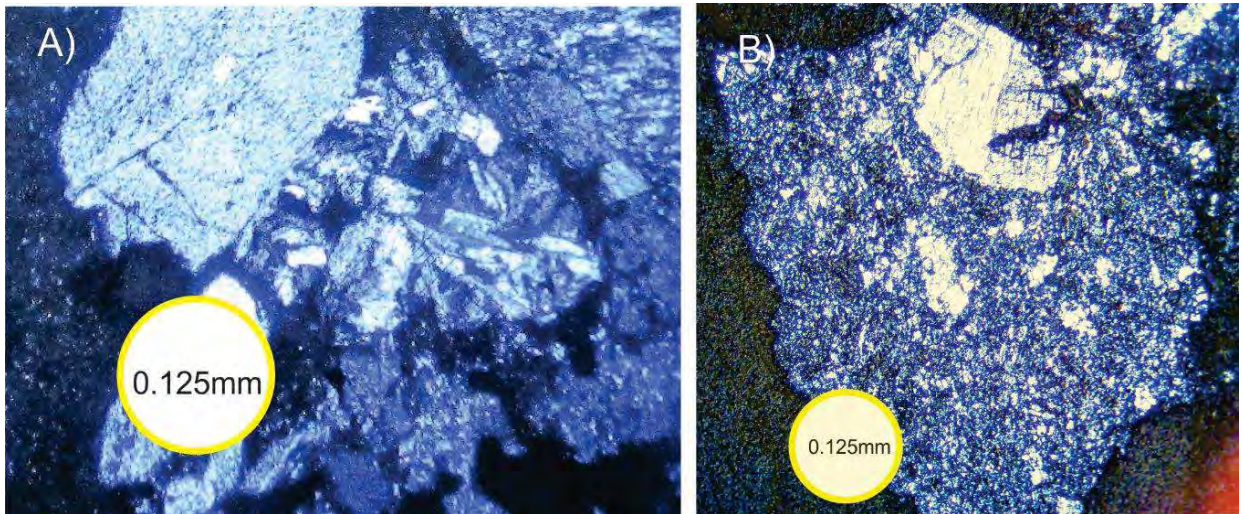


Figura 6. 7 Líticos volcánicos. A) lítico volcánico lathwork; B) Lítico volcánico félsico con fenocristal de plagioclasa en la parte superior.

6.1.2 Descripción petrográfica de los componentes de las areniscas de la asociación de litofacies IV: drenaje aluvial

Las muestras de las asociación de litofacies IV de la formación Tianguistengo están conformadas por feldespato (59% - 33%), cuarzo (67% - 41%) y sólo una muestra con líticos volcánicos (0-9%) (Tabla 5.2, fig. 5.2). Los cuarzoes monocristalinos son cuarzoes metamórficos deformados $\frac{Qzn}{Qzo} = 0$ y cuarzoes metamórficos recristalizados. La plagioclasa es el único feldespato presente, lo que define una razón $\frac{P}{P+K}$ igual a 1. Debido a que todos los cuarzoes y plagioclasas están contenidos en líticos faneríticos con bordes suturados, que a su vez están

en contacto por bordes suturados con otros clastos, es difícil distinguir los bordes de los clastos; por lo tanto, la mayoría de los monocristales de cuarzo y plagioclasa parecen estar contenidos en líticos faneríticos con textura granítica de composición intermedia a ácida y con evidencias de deformación. Las plagioclasas tienen textura mirmequítica y poikilítica con el cuarzo; presentan, además, maclas periclinales y con textura de abanico.

Los líticos volcánicos contenidos en una de las muestras de la Asociación de Liitofacies IV están conformados por líticos volcánicos holocristalinos compuestos por fenocristales de plagioclasa –líticos volcánicos *lathwork*-, líticos volcánicos con microlitos de plagioclasa –líticos volcánicos microlíticos- y líticos volcánicos félsicos con fenocristales de plagioclasa en una matriz microcristalina de cuarzo y plagioclasa.

En síntesis, con base en la información petrográfica obtenida es posible restringir cuál era la naturaleza de la o las fuentes de las areniscas de las asociaciones de litofacies de la Formación Tianguistengo. Los detritos del drenaje fluvial fueron suministrados por una fuente intrusiva con algunos rasgos de deformación, de composición ácida a intermedia y una fuente metasedimentaria en facies de esquisto verde que suministraba los líticos metamórficos de bajo grado. En menor medida, participaban también fuentes volcánicas —félsicas y máficas— y sedimentarias. Por su parte, las rocas de drenaje aluvial de la Formación Tianguistengo reciclaron fuentes plutónicas deformadas de composición ácida a intermedia principalmente; sin embargo, uno de los flujos de detritos que conforman esta asociación de litofacies procedía de rocas volcánicas.

Finalmente, el análisis petrográfico de roca total realizado en este trabajo permite concluir que las asociaciones de litofacies de la Formación Tianguistengo representan también dos petrofacies distintas y que, por lo tanto, procedían de dos fuentes distintas.

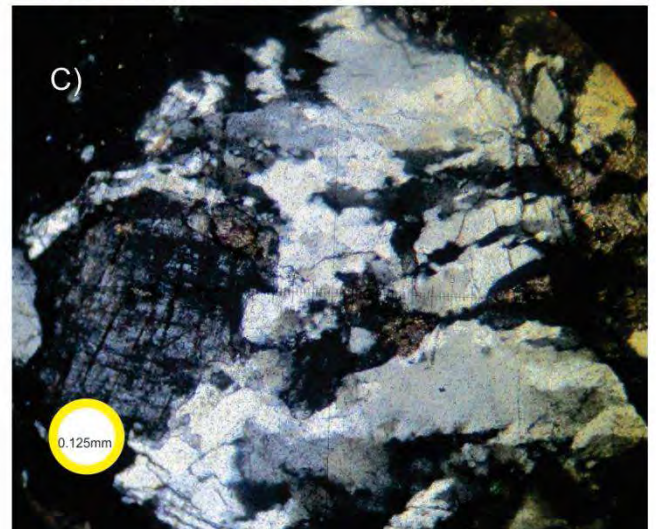
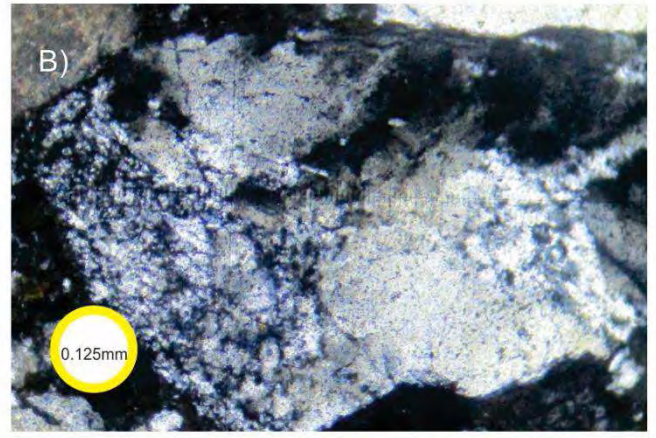
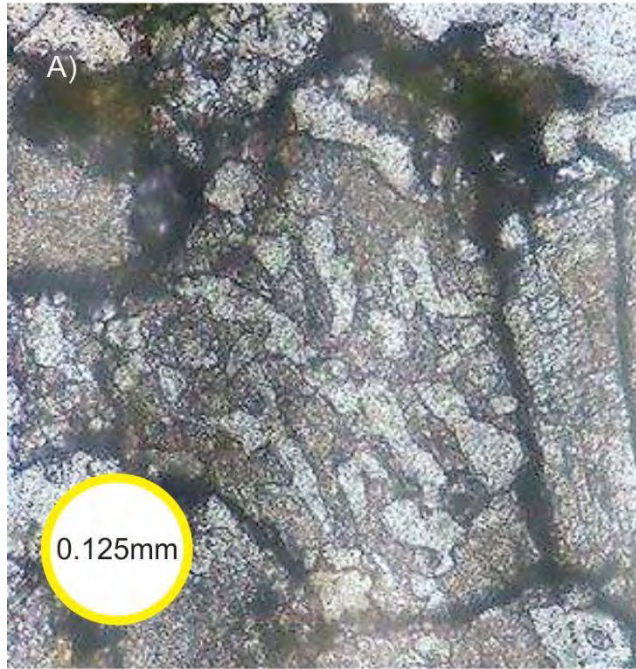


Figura 6.8 Líticos de la asociación de litofacies IV: A) En nikoles paralelos, plagioclasa y cuarzo en intercrecimiento mirmequítico; B) lítico fanerítico de cuarzo con evidencias de recristalización en subgranos; C) lítico fanerítico con cuarzo deformado en listones y fenocristal equidimensional de plagioclasa.

6.2 CONTEO DE CONGLOMERADOS

Con el propósito de determinar si la variación composicional observada en la petrografía de roca total también se refleja en la diversidad composicional de los conglomerados, se determinó la frecuencia de las variedades composicionales y texturales de clastos de conglomerados >2cm en 6 afloramientos distintos de la Formación Tianguistengo.

El conteo se realizó de acuerdo a la metodología propuesta por Howard (1993) para la que se consideraron alrededor de 400 clastos por afloramiento.

Se contaron conglomerados de la litofacies Gmm, Gp y Gh. Las muestras Máscara, IV, C4 y C5 pertenecen a conglomerados de la litofacies Gmm; las muestras C1 y C2 se contaron en conglomerados de la litofacies Gp y, finalmente, la muestra C3 se contó en un afloramiento con conglomerados de las litofacies Gmm y Gh. Las ubicaciones de los sitios de conteo se muestran en el mapa 5.1.

Los conglomerados de la litofacies Gp pertenecen a la asociación de litofacies III —drenaje fluvial—y evidencian una dirección de transporte de detritos hacia el este. Los conglomerados Gmm y Gh pertenecen a la asociación de litofacies IV —drenaje aluvial— y no se pudo determinar en el sitio de afloramiento una dirección de transporte preferencial.

Se identificaron 18 categorías de clastos enlistadas en la figura 6.8. Los porcentajes de clastos de cada categoría también se muestran en la misma.

Los conglomerados muestran una gran variabilidad composicional entre las distintas muestras: en este trabajo se definieron cuatro grupos de conglomerados según su composición. El primer grupo conformado por el conglomerado IV, que es prácticamente monomítico de clastos de tonalita. El segundo grupo está representado por el conglomerado “Máscara” que es un conglomerado bimítico, con clastos de tonalita y clastos volcánicos félsicos. El tercer grupo está conformado por los conglomerados C3, C4 y C5, cuyos clastos son representados principalmente por rocas sedimentarias siliciclásticas y líticas de esquistos, con clastos de tonalita y de rocas volcánicas subordinados. Finalmente, el grupo 4 está conformado por los conglomerados C1, C2, que son conglomerados polimíticos conformados por cuarcitas, tonalitas, cuarzo de veta y escasos líticos volcánicos.

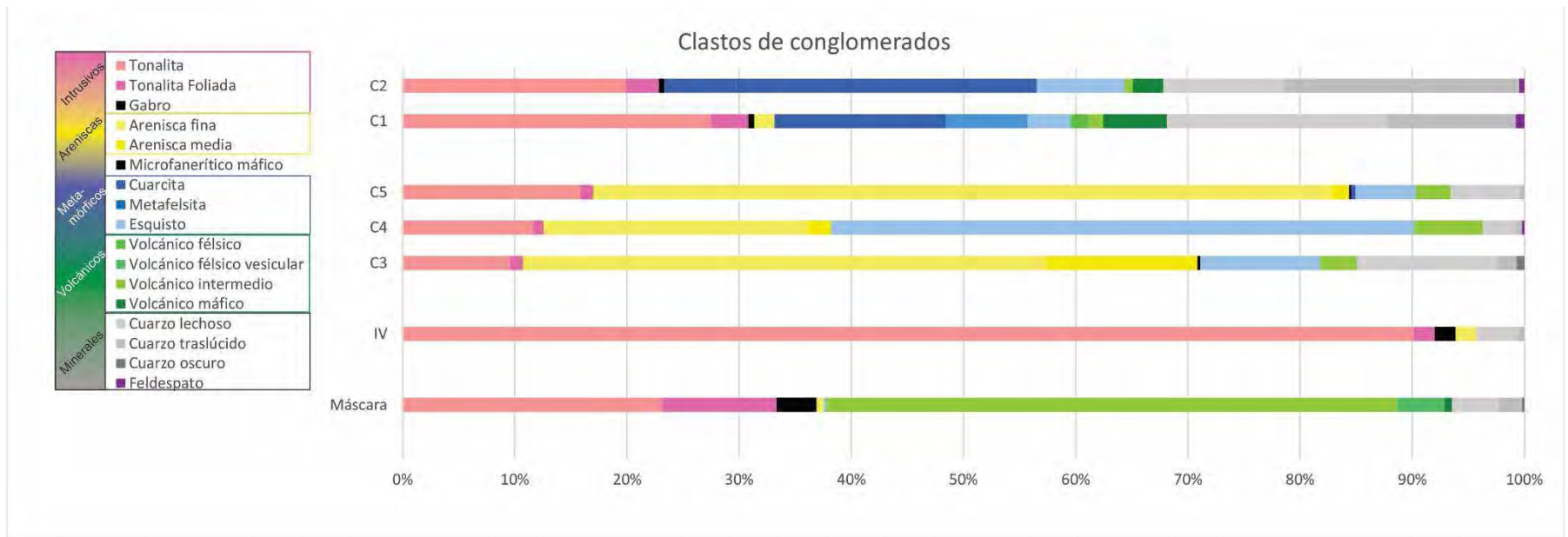


Figura 6.8 Histograma con los porcentajes de abundancia de cada tipo de clasto contado en los conglomerados, el significado de cada color se especifica en la tabla conjunta.

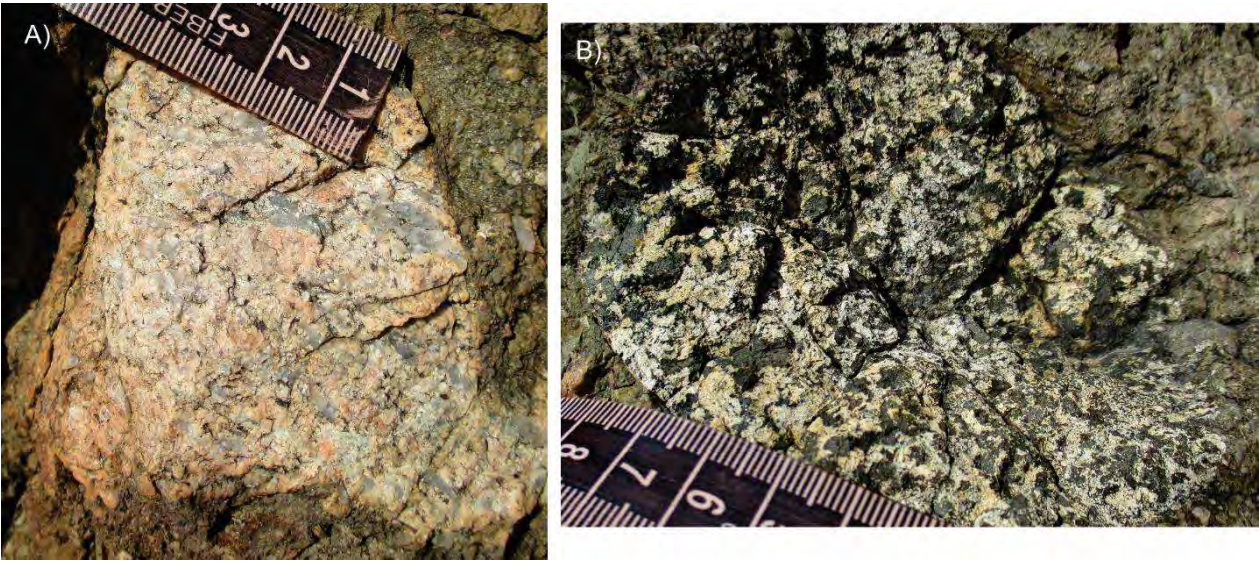


Figura 6. 9 Lítico de tonalita y lítico de gabro de la muestra “Máscara” cerca de San Jerónimo Xayacatlán

Grupo 1:

El grupo 1 (Muestra IV) está representado por lentes de conglomerados Gmm y Gci con espesores mayores a 1m en un afloramiento de la barranca Tedigno (Fig. 5.4). Estos conglomerados pertenecen a la asociación de litofacies IV.

Los clastos de tonalita pueden medir hasta 25cm en su eje más largo, aunque el tamaño promedio es aproximadamente 10cm. Estos clastos están constituidos principalmente por plagioclasa de color rosa (60%) y cuarzo intersticial subordinado (35%), aunque también pueden tener biotita.

Además, en este grupo se encuentran clastos esporádicos de granodiorita de algunos centímetros de ancho, donde domina la plagioclasa blanca y el anfíbol, con cantidades ínfimas de cuarzo.

Grupo 2:

El grupo 2 (muestra “Máscara”) está representado por lentes de conglomerados Gmm de algunos metros de espesor en la cima de un cerro al norte de San Jerónimo Xayacatlán. Estos conglomerados también fueron cartografiados como la asociación de litofacies IV.

Los clastos de tonalita en este afloramiento pueden alcanzar los 40cm en su lado más largo. Las características texturales y composicionales de los clastos de tonalita son idénticas a las de los clastos del grupo 1; aunque en este afloramiento se pudo distinguir moscovita, además de

biotita, como mineral accesorio (Fig. 6.9A). Algunos clastos de tonalita muestran una foliación definida por listones de cuarzo y plagioclasas orientadas.

Los clastos más abundantes en este grupo son los líticos volcánicos de composición intermedia (Fig. 6.10), constituidos por fenocristales muy finos de plagioclasa o anfíbol en una matriz afanítica de color grisáceo verdoso. También se encontraron líticos volcánicos de composición intermedia con textura vesicular, que fueron contados en una categoría distinta.

En este afloramiento se pudieron distinguir algunos clastos de gabbro y granodiorita que pueden medir hasta 10cm en su lado más largo (Fig.6.9B).

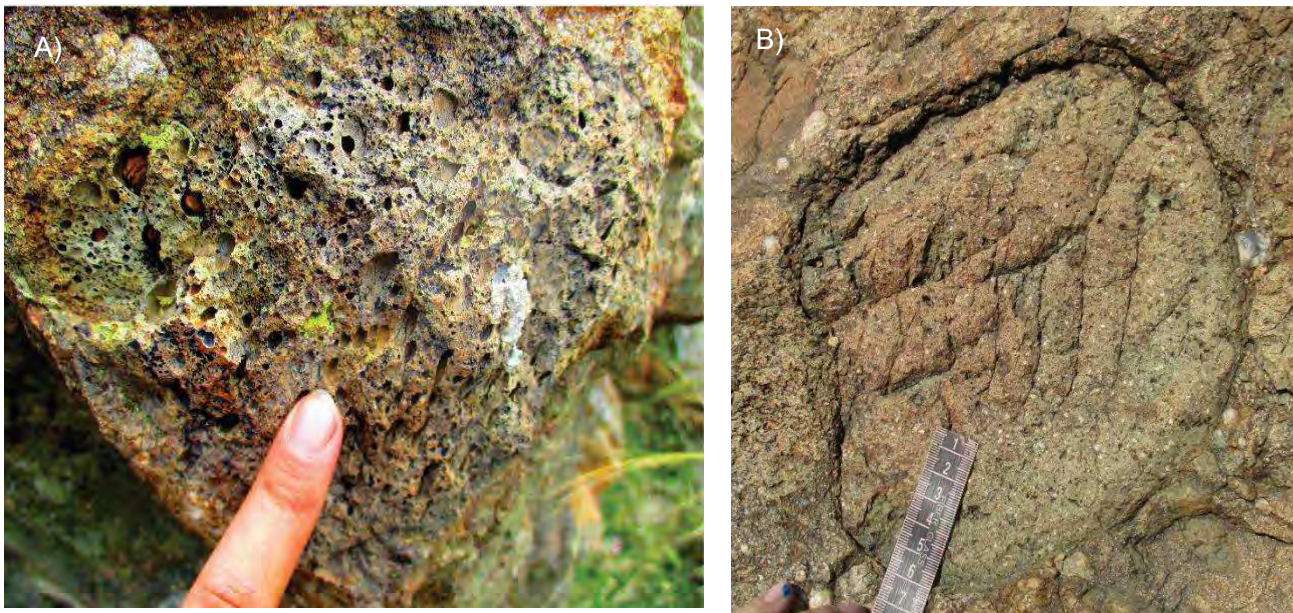


Figura 6.10 Líticos volcánicos de la muestra “Máscara”. A) Lítico volcánico vesicular; B) lítico volcánico de composición intermedia en la cima del cerro frente a San Jerónimo Xayacatlán

Grupo 3:

Los conglomerados del grupo tres pertenecen a la litofacies Gmm y a la asociación de litofacies IV. Éstos están conformados principalmente por fragmentos de esquisto y arenisca que pueden alcanzar hasta los 10 cm en su eje más largo.

Los esquistos son principalmente esquistos de clorita y biotita; aunque se encontraron algunos clastos de esquistos de moscovita y otros de grano muy fino enriquecidos en cuarzo (Fig. 6.11).

Las areniscas son también muy abundantes en este grupo (Fig. 6.12). La mayoría de las areniscas son de grano muy fino y de color marrón de oscuro a claro. Las areniscas de grano medio a grueso presentan gran variabilidad composicional, algunas son cuarzoarenitas, otras areniscas cuarzofeldespáticas y otras son muy enriquecidas en feldespato y minerales oscuros que no se pudieron identificar en muestra de mano. Algunos clastos excepcionales aún conservan estructuras sedimentarias (Fig. 6.12 A).

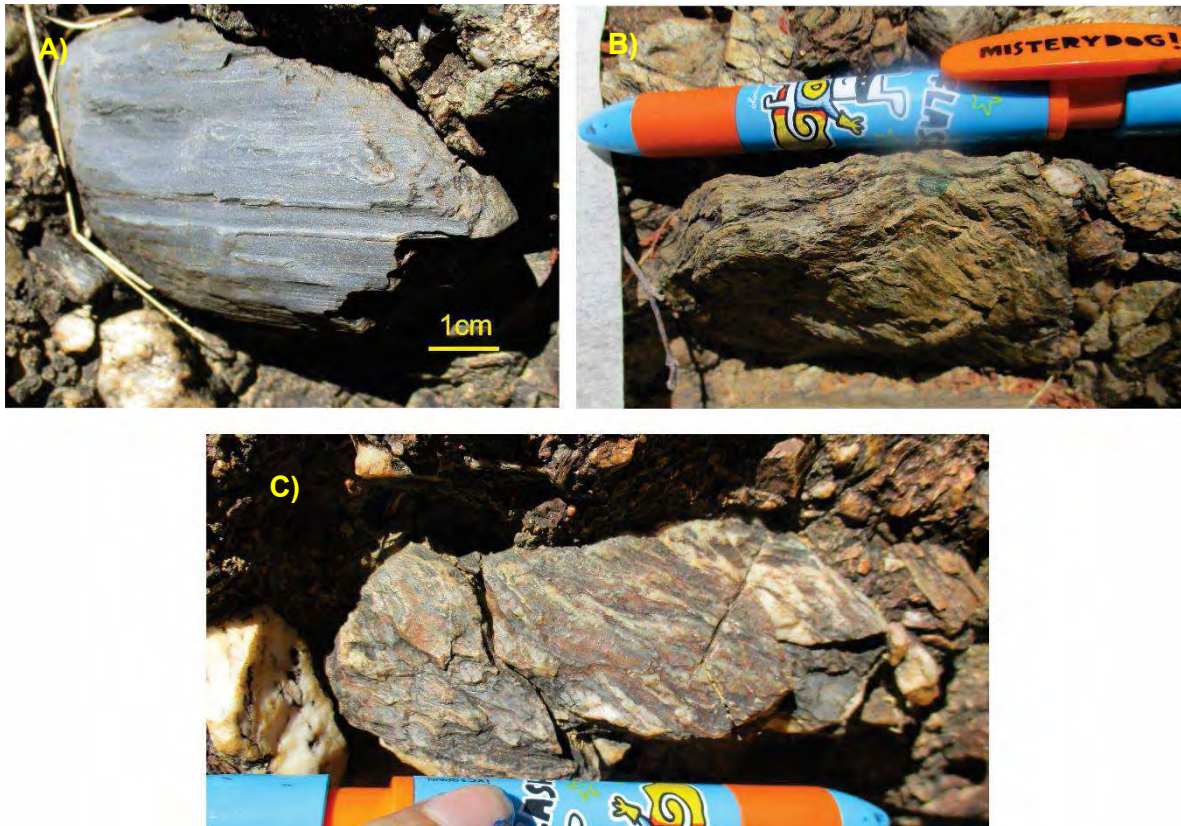


Figura 6.11 Fragmentos de esquistos del grupo de conglomerados 3: A) Esquisto de grano fino enriquecido en cuarzo; B) Esquisto de clorita y biotita con foliación plegada; C) Vetitas de cuarzo en esquistos de biotita. Cerca de El Tepehuaje.

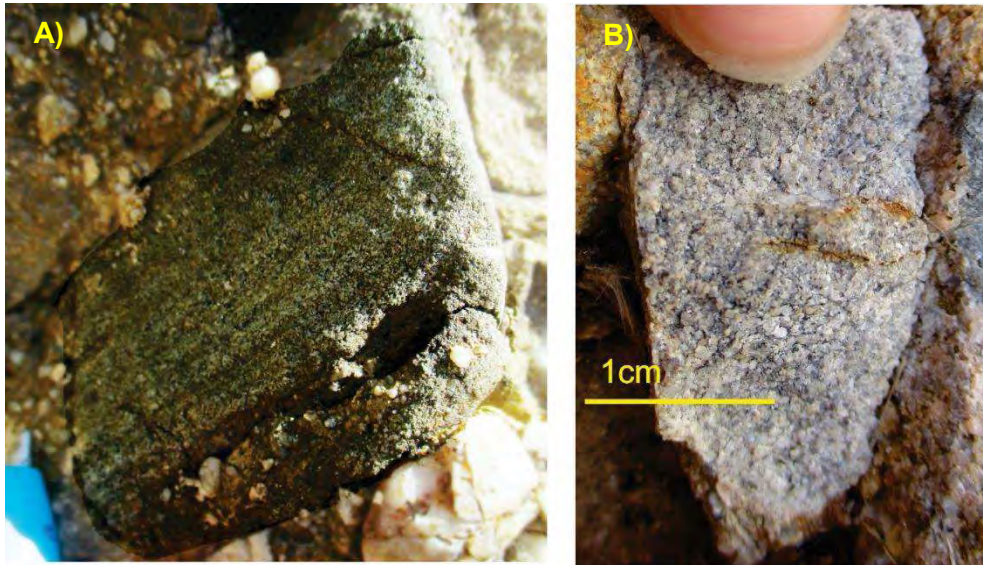


Fig. 6.12 Areniscas de grano medio-grueso del grupo de conglomerados 3: A) arenisca feldespato cuarsoza con laminaciones y una capa con clastos más gruesos; B) cuarzoarenita.

Grupo 4:

Aunque los tres grupos tienen clastos de tonalita, los clastos en el cuarto grupo son más pequeños que el resto de los clastos contenidos en el mismo conglomerado y tienen plagioclasas de un color blancuzco muy frágiles al tacto, probablemente debido a la meteorización previa al depósito.

Las cuarcitas son las más representativas de este grupo y se presentan en los afloramientos como rocas afaníticas de color grisáceo de hasta 4cm de largo.

La mayor parte de los cuarzos como minerales individuales (o como agrupaciones que no se pueden distinguir a simple vista) son cuarzos lechosos de veta y los feldespatos son de color rosado.

En síntesis, el conteo de conglomerados permitió identificar 4 grupos de conglomerados.

Los conglomerados de las litofacies Gmm, Gh y Gci tienen una menor variabilidad composicional que los conglomerados Gp y presentan gran abundancia de líticos lábiles, como esquistos y líticos volcánicos vesiculados. Estos conglomerados interpretados como flujos de detritos del drenaje aluvial indican un transporte limitado que no permitió la desintegración de líticos poco resistentes. El grupo 1 recicló una fuente local de rocas intrusivas tonalíticas, el

grupo 2 recibió sus clastos de una fuente cercana de rocas volcánicas y rocas tonalíticas y, finalmente, el grupo 3 recicló una fuente cercana de esquistos y rocas sedimentarias.

Los conglomerados de la litofacies Gp interpretados como barras fluviales clasificados en el grupo 4 tienen una mayor variedad de clastos y están enriquecidos en líticos y minerales resistentes a la meteorización y transporte, principalmente cuarcitas y cuarzo de veta.

CAPÍTULO 7. PETROGRAFÍA DE MINERALES PESADOS

La integración de datos mineralógicos, geoquímicos y radiométricos de minerales pesados es una herramienta de suma importancia para el estudio de la procedencia de sedimentos. En este capítulo se describen de manera petrográfica los minerales pesados de la Formación Tianguistengo y de los bloques de basamento que la rodean; en los siguientes capítulos se presentan los resultados de los análisis geoquímicos y radiométricos de dichos minerales.

Típicamente, las paragénesis de minerales pesados de una roca sedimentaria está directamente influenciada por la paragénesis en la roca fuente; pero muchos otros procesos durante el ciclo sedimentario empañan la firma original del detrito, por ejemplo: la meteorización en el lugar de origen, la abrasión y corrosión durante el transporte, la selección hidrodinámica de los granos durante el transporte, la meteorización durante el almacenaje en planicies aluviales y la diagénesis (Morton & Hallsworth, 1999). Con el propósito de complementar los datos obtenidos a partir del análisis de roca total, se realizó un análisis de los minerales pesados extraídos de 14 muestras de rocas sedimentarias de la Formación Tianguistengo y de 5 muestras de los basamentos analizados petrográficamente.

La proporción de cada mineral fue determinada con base en los datos de frecuencia obtenidos por medio de un contador manual en un microscopio petrográfico. Cada dato se obtuvo con base en las especificaciones del “método de listón (*Ribbon counting method*)”, Galehouse (1969); sin embargo, algunas muestras son muy enriquecidas en óxidos y la cantidad de minerales pesados no opacos contables no fue la suficiente para aplicar dicho método. Por ello, en dichas muestras se utilizó un conteo grano por grano hasta contar todos los granos de la lámina. Para cada muestra se contaron más de 300 granos de minerales no opacos.

La ubicación estratigráfica de las muestras cuyos minerales pesados fueron contados y analizados petrográficamente se muestra en las columnas de la figura 5.4. Las categorías utilizadas para el conteo y los resultados se muestran en la figura 7.1.

7.1 PETROGRAFÍA DE MINERALES PESADOS DE LA FORMACIÓN TIANGUISTENGO

La paragénesis de minerales pesados es uniforme para cada muestra de la Formación Tianguistengo; sin embargo, la proporción de cada mineral es distinta para cada muestra. La asociación de minerales pesados de la Formación Tianguistengo está constituida, en orden de abundancia, por: circón (98%-36%), apatito (22-0.3%), rutilo (0-14%), granate (0-17%), titanita (0-2%), turmalina (0-1.1%), barita (0-7%), clorita (0-6%), pumpelita (0-4%) y epidota (0-0.6%) (Fig. 7.1 y 7.2).

Todas las muestras de la Formación Tianguistengo muestran una mayor proporción de circón con respecto a cualquier otro mineral pesado no opaco. La proporción de circón respecto a la totalidad de minerales pesados de cada muestra de la Formación Tianguistengo no se relaciona con la cantidad de cuarzo respectiva a cada una. Por lo tanto, es posible descartar que el enriquecimiento en circón y otros minerales estables se deba a procesos de meteorización (Fig. 7.3).

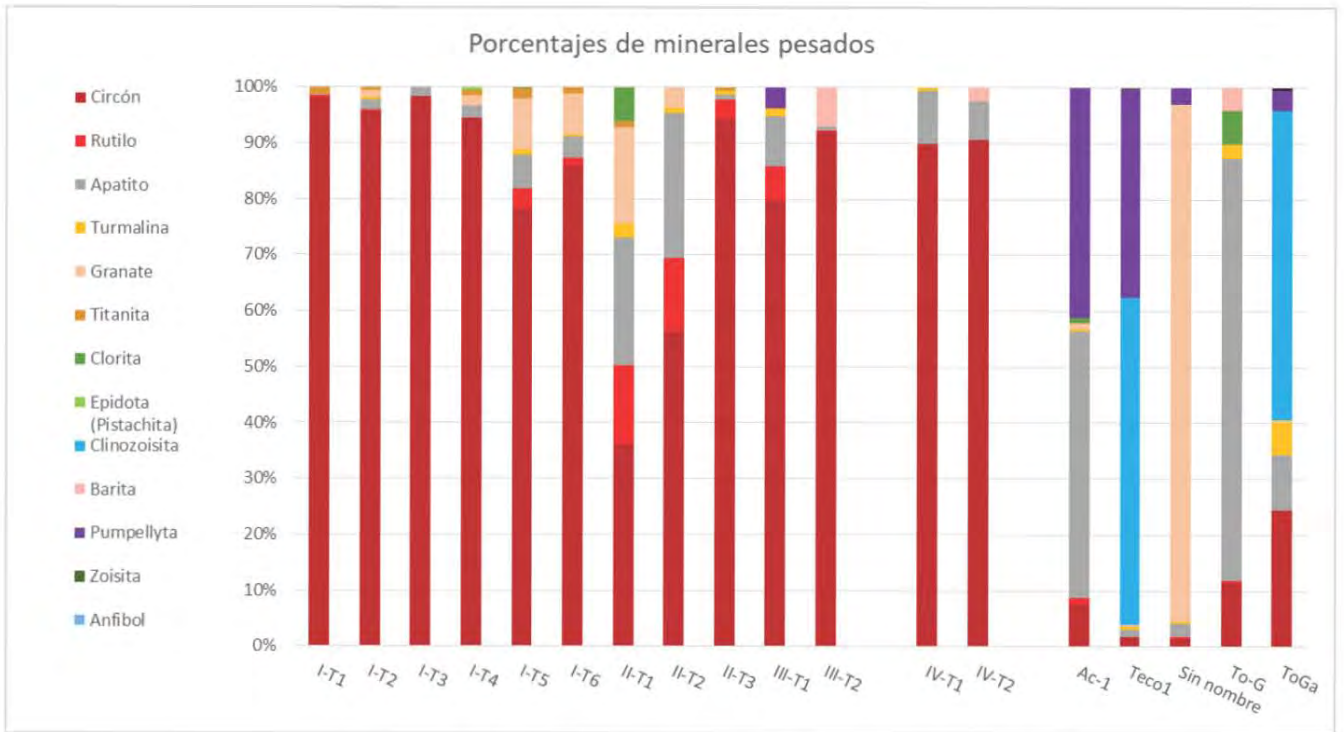


Figura 7. 1 Porcentajes de minerales pesados y categorías del conteo

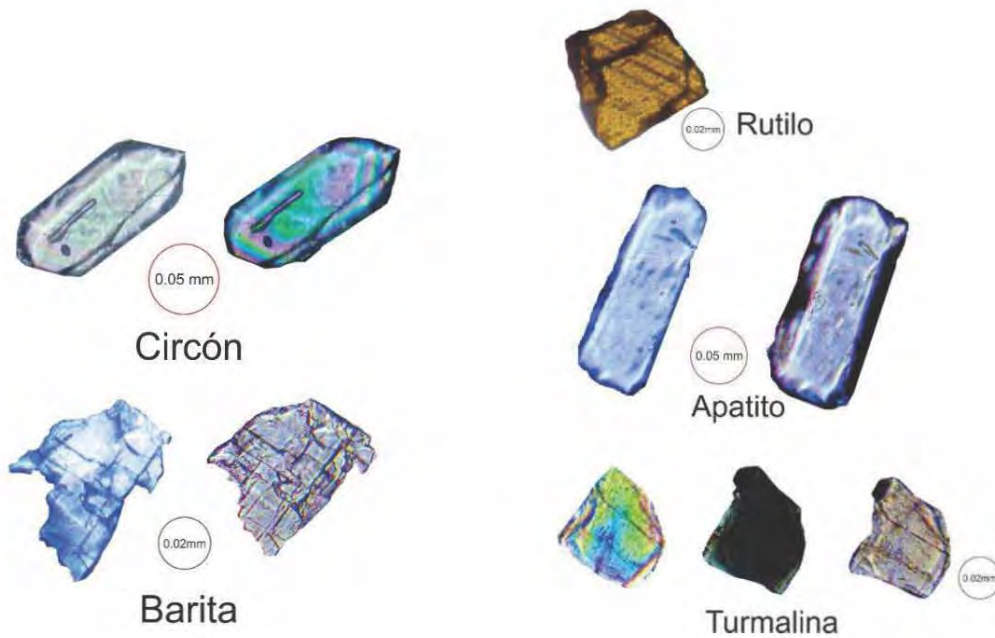


Figura 7. 2 Minerales pesados observados en las arenas de la Formación Tianguistengo

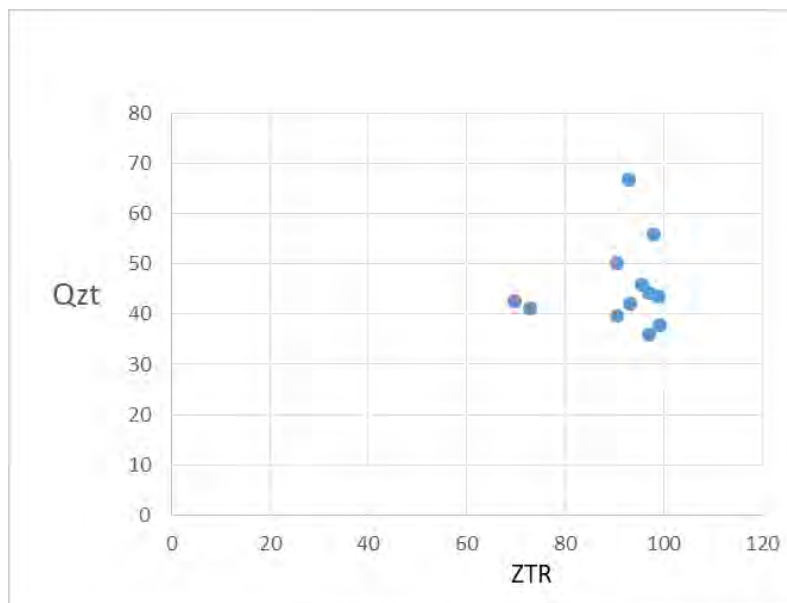


Figura 7. 3 Gráfica comparativa entre el porcentaje de cuarzo y el porcentaje de circón, turmalina y rutilo (ZTR)

7.2 PETROGRAFÍA DE MINERALES PESADOS DE LAS ROCAS DEL BASAMENTO

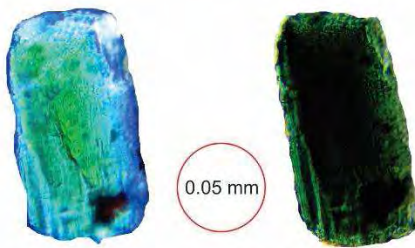
7.2.1 Tronco de Totoltepec

Para el Tronco de Totoltepec se analizó una muestra de la parte intermedia-máfica (ToGa) y una muestra de la parte félsica (ToGr).

La muestra félsica del Tronco de Totoltepec está constituida, cada uno en menor frecuencia que su predecesor, por: apatito (76% del total de minerales contados), circón (12%), clorita (6%), barita (4%) y turmalina (2%). La muestra de la parte intermedia-máfica del Tronco de Totoltepec está constituida, según su abundancia, por: clinozoisita (53% del total de minerales pesados contados), circón (23%), pumpelita (9%), apatito (9%) y turmalina (6%), así como un mineral de anfíbol y una epidota pistachita (Fig. 7.4).

Estos porcentajes están calculados a partir de la lámina de minerales pesados separados, por lo que sus relaciones genéticas con los otros minerales se desconocen.

Las epidotas son las únicas que fueron observadas también en lámina delgada de roca total, sus relaciones texturales con las plagioclasas indican un origen secundario.



Clinozoisita

Figura 7. 4 Clinozoisita del Tronco de Totoltepec

7.2.2 Complejo Acatlán

Se tomaron dos muestras del Complejo Acatlán, una de ellas corresponde a la Unidad Salada y otra a una unidad cuyo nombre no ha sido asignado. La ubicación de las muestras analizadas se puede observar en el mapa 5.1.

La muestra de la Unidad Salada está constituida principalmente por apatito (46%) y pumpelita (43%); pero tiene circón (7%), rutilo (1%), granate (1%), clorita (1%) y turmalina (0.3%).

Las muestras de la unidad Sin Nombre muestran distintas poblaciones de minerales pesados. La muestra Tecu-1 presenta, en orden de abundancia: clinozoisita (57%), pumpelita (38%), circón (2%), apatito (1%) y turmalina (1%). La muestra SN-2, en parangón, está constituida casi en su totalidad por granate (92%), pero tiene cantidades pequeñas de pumpelita (3.5%), apatito (3%), circón (1%), turmalina (0.3%) y rutilo. (0.2%).

CAPÍTULO 8. GEOCRONOLOGÍA U-PB DE CIRCONES DETRÍTICOS

Con el objetivo de establecer tanto la edad máxima de depósito de la Formación Tianguistengo, así como la posible procedencia de las distintas asociaciones de litofacies, se realizó el fechamiento U-Pb de circones detríticos obtenidos de cuatro muestras de arenisca y matriz de conglomerado recolectadas del registro estratigráfico analizado. Dos muestras de arenisca fueron tomadas de los depósitos del drenaje fluvial, mientras que otras dos fueron extraídas del drenaje aluvial. La ubicación de las muestras está indicada en la Figura 5.1. Los detalles sobre los resultados analíticos se reportan en el Anexo II. A continuación se describen los resultados.

8.1 Drenaje fluvial de la Formación Tianguistengo

La muestra II-T1 fue recolectada de un nivel de una barra arenosa expuesta en la parte basal de la columna estratigráfica medida por Verde-Ramírez (2016) en la barranca Cazahuatle (Fig. 5.4). Dicha muestra arrojó una cantidad abundante de circones de tamaño variable entre 250 y 62 μm . Los circones de la muestra II-T1 se presentan bajo el microscopio binocular como granos subredondeados, principalmente, y pueden ser incoloros o con tonalidades rosas. Bajo catodoluminiscencia (CL), estos cristales se muestran homogéneos, con zonación en parches o con zonación concéntrica alrededor de un núcleo de circon oscuro con o sin zonación propia (Fig. 8.1). Las texturas de zonación concéntrica y zonación homogénea han sido descritas típicamente para circones de origen magmático (Connelly, 2001; Corfu *et al.*, 2003). El origen magmático de los circones es confirmado también por los valores de Th/U superiores a 0.1 para todos los cristales analizados (Fig. 8.2) y por los patrones de tierras raras (Rubatto *et al.*, 2002; Berlosova *et al.*, 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003) (Figs. 8.3 y 8.4).

De la muestra II-T1 se analizaron 100 circones, 99 de los cuales arrojaron edades concordantes a ligeramente discordantes (0-17% de discordancia). Con base en los resultados obtenidos, es posible definir por lo menos 4 intervalos de edades representados en la muestra analizada. En orden de representatividad, dichos intervalos son: 1) 365-273 Ma (62% del total

de granos analizados), 2) 1398-879 Ma (37%) y 3) 235 Ma (1%). La edad de 235 Ma fue obtenida del análisis de un solo grano de circon, que arrojó una edad con un porcentaje de discordancia de 7%.

La muestra II-T3 fue recolectada de un nivel de arenisca de barra fluvial expuesto en la parte superior de la columna estratigráfica Cazahuate (Fig. 5.4). Los circones obtenidos de la muestra II-T3 presentan, igual que la muestra II-T1, zonaciones homogéneas y concéntricas; sin embargo, en esta muestra se vuelven abundantes los circones con zonaciones en parche y zonaciones convolutas; además, los circones de la muestra II-T3 son al menos dos veces más grandes que los de la muestra II-T1 (Fig. 8.1). Al igual que en la muestra II-T1, la mayoría de los circones de la muestra II-T3 muestran valores de $Th/U > 0.1$ y patrones de tierras raras que indican un reciclaje de rocas magmáticas (Rubatto *et al.*, 2002; Berlousova *et al.*, 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003) (Figs. 8.2 y 8.4). De la muestra II-T3 se analizaron 100 circones, 90 de los cuales arrojaron edades concordantes a ligeramente discordantes.

La mayoría de los granos analizados en la muestra II-T3 (66%) han arrojado edades comprendidas entre 333 y 267 Ma (Fig. 8.1). Del 19% de los circones analizados se obtuvieron edades entre 1552 y 687Ma. Dos circones de la muestra II-T3 arrojaron edades del Triásico (245Ma) con un porcentaje de discordancia de 10 y 13%. Es importante remarcar que el 14% de los granos analizados en la muestra II-T3 arrojaron edades comprendidas entre 574 y 390 Ma, lo que define un intervalo de edad no registrado en la muestra II-T1. Uno de los circones pertenecientes a la muestra II-T3 con una edad de 562 Ma muestra una relación $Th/U < 0.1$ y un patrón plano de tierras raras pesadas, lo que indica que este circon cristalizó en condiciones metamórficas subsólidas en equilibrio con granate (Hoskin y Schaltegger, 2003) (Fig. 8.4) y que por lo tanto existía una fuente metamórfica de 562 Ma o una fuente con circones metamórficos de esta edad heredados.

8.2 Drenaje aluvial de la Formación Tianguistengo

La muestra IV-T2 fue recolectada de las areniscas basales de un conglomerado monomítico de tonalita de la litofacies Gci, expuesto en la parte inferior de la columna levantada por Verde-Ramírez (2016) en la barranca Tedigno (Fig. 5.4). Dicha muestra arrojó una cantidad considerable de circones detríticos con un tamaño variable entre 250 y 62 μm . Los circones de la muestra IV-T2 se muestran bajo el microscopio binocular como granos principalmente alargados y euedrales, en su mayoría incoloros. Bajo CL, estos cristales se muestran homogéneos o con zoneamiento oscilante (Fig. 8.1). Dichas texturas internas han sido descritas típicamente para circones de origen magmático (Connelly, 2001; Corfu *et al.*, 2003), lo cual es

confirmado también por los valores de Th/U superiores a 0.1 para todos los cristales y por los patrones de tierras raras típicos de rocas graníticas (Fig. 8.2, 8.3 y 8.4). De la muestra IV-T2 se analizaron 81 circones, la totalidad de los cuales han arrojado edades concordantes a ligeramente discordantes. Los resultados obtenidos definen sólo 1 intervalo de edad que va de 323Ma a 288Ma.

La muestra Máscara fue recolectada de la matriz de un conglomerado bímictico, con clastos de rocas volcánicas y tonalitas, de la litofacies Gmm en el área de San Jerónimo Xayacatlán (Fig. 5.4). Las características de la morfología externa y de la textura interna de los circones de la muestra Máscara son parecidas a las de la muestra IV-T2. De la muestra Máscara se fecharon 99 circones, los cuales arrojaron edades concordantes a ligeramente discordantes. Tres intervalos de edad principales se obtuvieron de la muestra Máscara: 1) 313-257 Ma (68 % del total de granos analizados), 2) 1350-757 Ma (30%) y 3) 714-592 Ma (2%).

Cabe remarcar que ni la muestra IV-T1 ni la muestra Máscara contienen circones del Triásico.

Para comparar la geoquímica de los circones de la Formación Tianguistengo con la de los basamentos del sur de México, se anexa una figura con los datos de los circones del Complejo Oaxaqueño, que son los únicos disponibles hasta el momento y que tienen edades entre 940 y 1600Ma (Fig. 8.3).

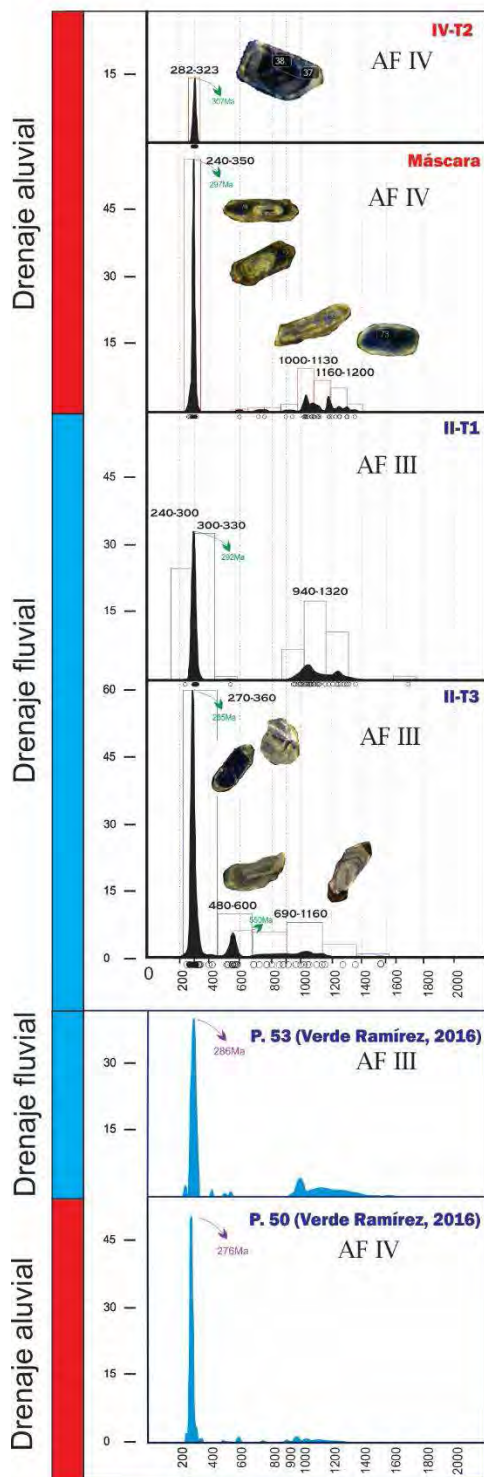


Figura 8. 1 Diagramas KDE y diagramas de concordia de las 4 muestras analizadas en este trabajo y gráficas de abundancia de las dos muestras analizadas por Verde-Ramirez (2016). Se sobrepone algunas imágenes de la cátodo- luminiscencia de los circones.

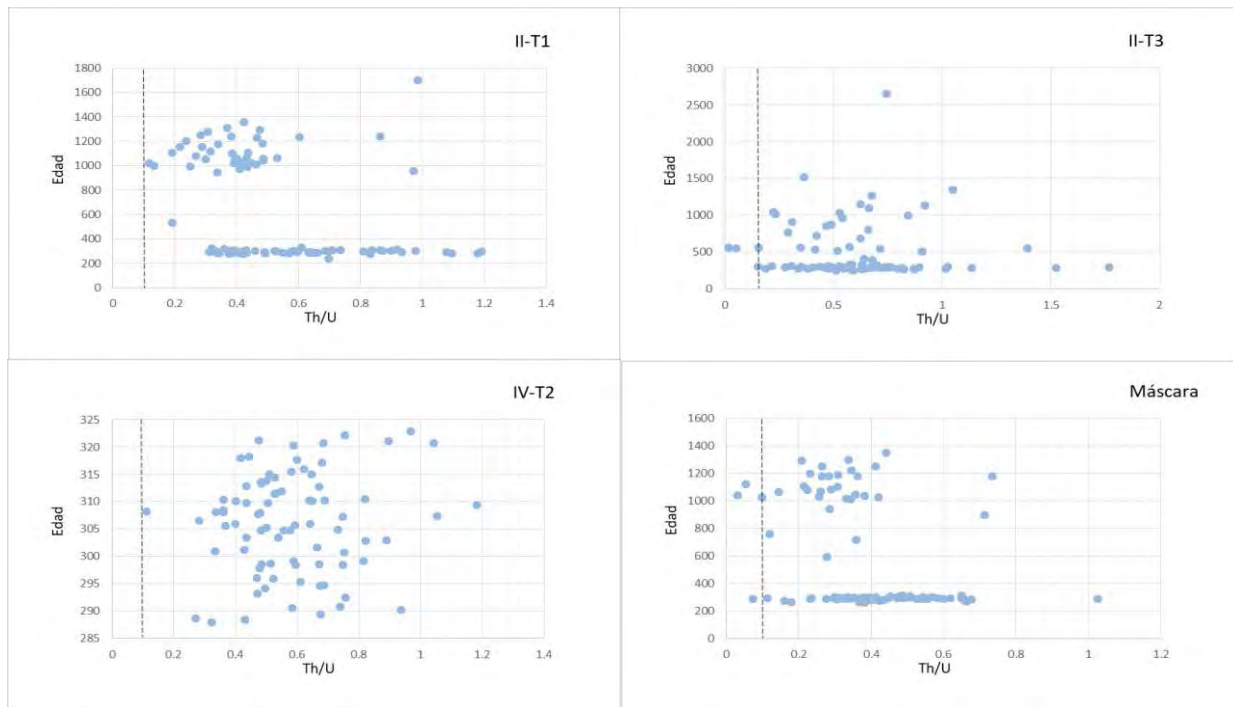


Figura 8. 2 Gráfica de la relación Th/U contra edad para cada una de las 4 muestras de la Formación Tianguistengo analizadas en este trabajo donde se observa que la mayoría de los circones tienen una relación Th/U típica de circones magmáticos y existen algunos con firma metamórfica ($Th/U < 0.1$). La línea vertical punteada corresponde al valor de $Th/U=0.1$.

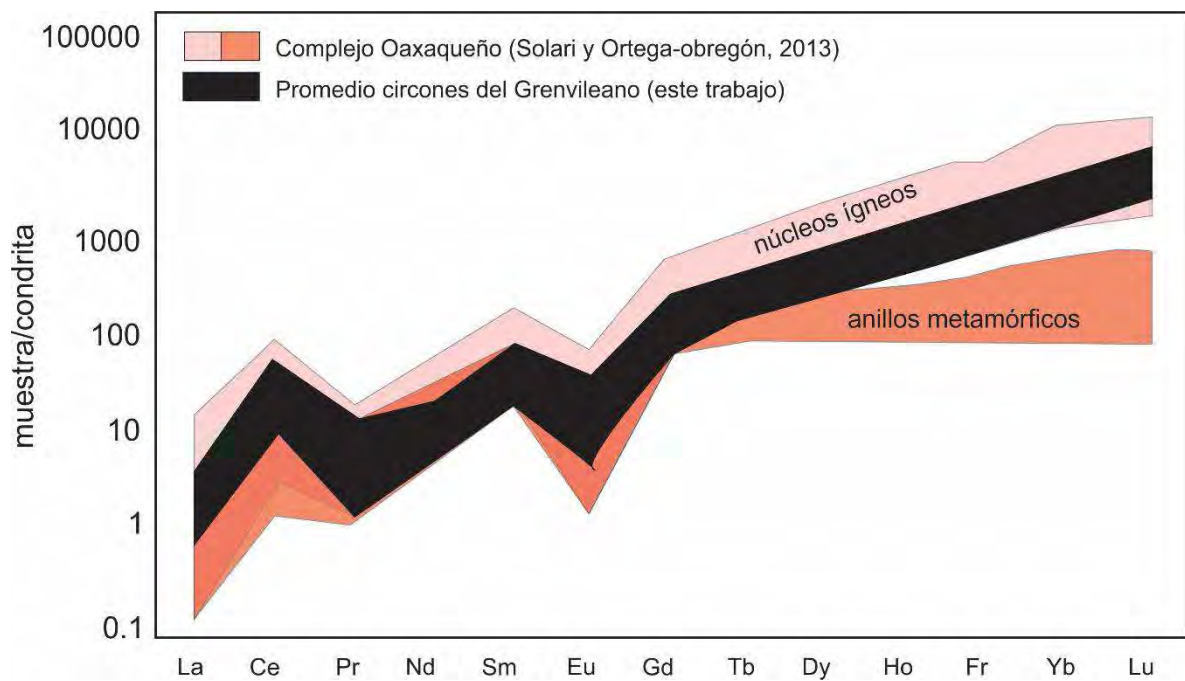


Figura 8. 3 Patrones de REE de los circones del Complejo Oaxaqueño separados en núcleos metamórficos (de color rojizo) y bordes ígneos (color rosado) tomados de Solari et al. (2014). En parangón, se muestra el promedio de los circones del Grenvilliano de los circones de la Formación Tianguisteng

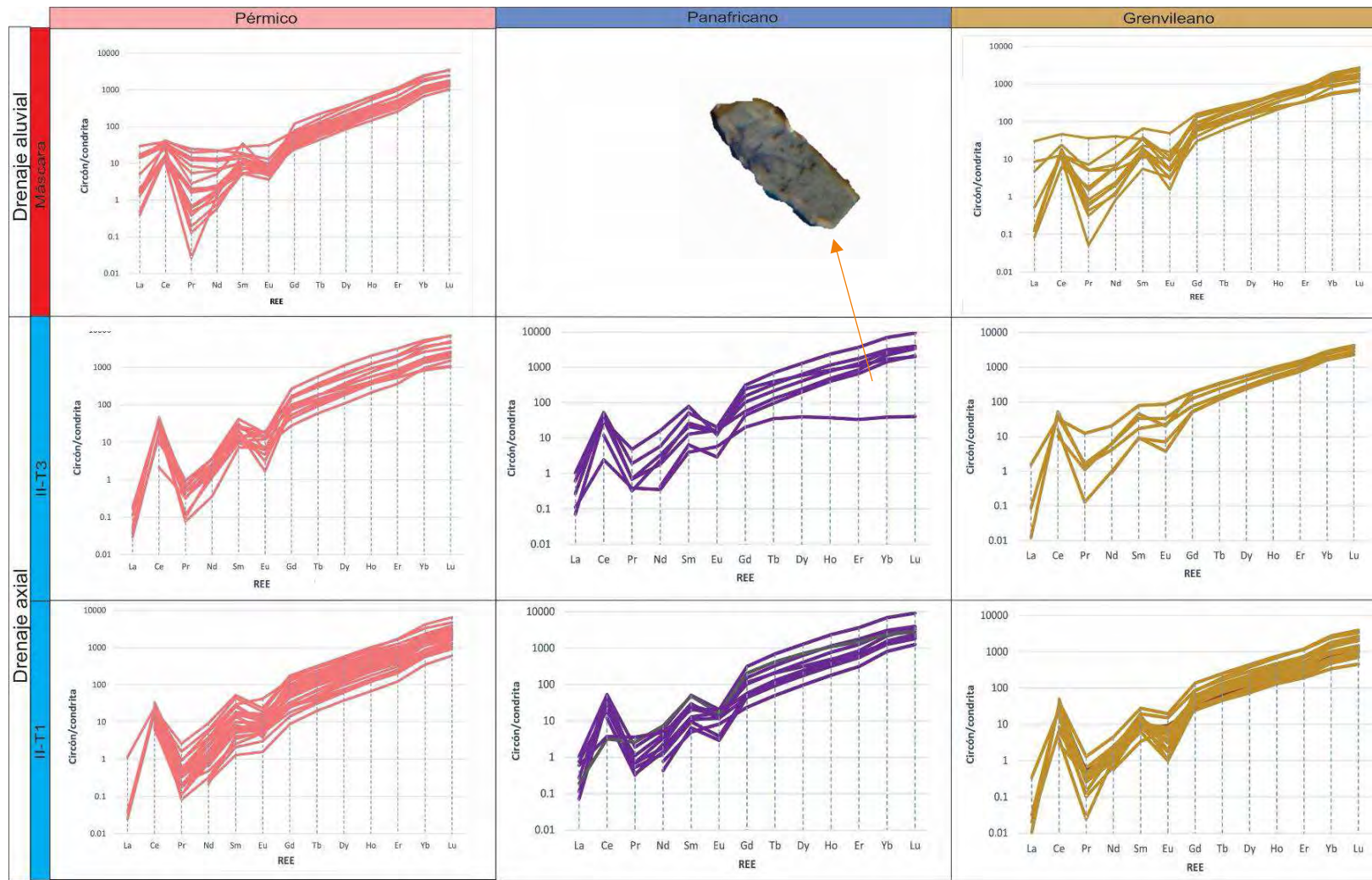


Figura 8. 4 Patrones de las REE de 3 de las muestras analizadas en la Formación Tianguistengo presentados de acuerdo a su edad. Los datos de color rosa son los circones del Pérmico, los datos morados son los circones del Panafricano y los datos de color ocre son los circones del Grenvilliano. Todos los datos son normalizados con los valores condriticos (Sun & McDonough, 1995).

CAPÍTULO 9. GEOQUÍMICA DE GRANATES

Los granates, como minerales pesados de los sedimentos detríticos, son relativamente estables en las condiciones del enterramiento de los sedimentos y relativamente estables en los ambientes ácidos que prevalecen durante la meteorización (Morton & Hallsworth, 2007; Morton, 2012). Ello, aunado a que las firmas geoquímicas de cada solución sólida de los granates son indicativas de fuentes específicas e indican las condiciones aproximadas de presión y temperatura en las que se formaron, consolida al granate como uno de los minerales de mayor importancia en la procedencia de sedimentos y rocas sedimentarias.

El granate es un silicato que pertenece al grupo de los nesosilicatos. Su fórmula general es $X_3Y_2Si_3O_{12}$, en la que X es un sitio ligado a 8 oxígenos que puede ser ocupado, comúnmente, por Fe, Mg, Ca y Mn; Y es un sitio cristalográfico enlazado a 6 oxígenos que generalmente es ocupado por aluminio trivalente –en granates aluminosilicatados, o Fe^{3+} o Cr^{3+} . Los granates más comunes son el almandino ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$), grosularia ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$), piropo ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$), uvarovita ($Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$), andradita ($Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$), mayorita ($Mg_3(MgSi)Si_3O_{12}$) y espesartina ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$). Existen otras 32 soluciones sólidas de granate.

Para este trabajo se seleccionaron en el microscopio petrográfico 19 granos de granate a partir de las láminas de minerales pesados de las muestras de la asociación de litofacies III (drenaje fluvial), puesto que no se encontró ningún granate en la asociación de litofacies IV (drenaje aluvial) y no se realizaron láminas de minerales pesados de las asociaciones de litofacies I y II. Se seleccionaron la mayor parte de los granos de granate que se encontraron; aunque algunos mostraban evidencias texturales de disolución por enterramiento.

Los porcentajes de óxidos fueron calculados asumiendo 12 oxígenos y con Fe^{2+}/Fe^{3+} asumiendo ocupación total de los sitios cristalográficos.

Los resultados de la química de granates se graficaron en el diagrama bipiramidal Almandino (Alm)-Grosularia (Gro)-Piropo (Pyr)-Espesartina (Sp) debido a que ya existen datos de áreas de composición de granates metamórficos para varios basamentos en el sur de

México, como algunos litodemas de los complejos Acatlán, Oaxaqueño y Ayú (Solari *et al.*, 2004; Ramos-Arias *et al.*, 2011; Schulze, 2011; Keppie *et al.*, 2012; Galaz *et al.*, 2013).

Los granates analizados presentan morfologías anhedrales y equidimensionales, son incoloros y la mayoría tienen textura típica de disolución por enterramiento.

En el diagrama Alm-Gro-Pyr-Sp los granates tienen una dispersión considerable pero se pueden restringir al menos dos grupos con composiciones químicas afines al Complejo Acatlán (Grupo 1 en la figura 9.1), los que se caracterizan por tener al miembro almandino como el más abundante (81-85%), grosularia en cantidades moderadas (13-15%), poco piropo (1-3%) y muy poca espesartina (<1%); y al Complejo Oaxaqueño (Grupo 2 en la figura 9.1), los que se caracterizan por presentar alto almandino (73-81%), moderado piropo (15-22%), baja grosularia (3-4%) y muy baja espesartina (<2%).

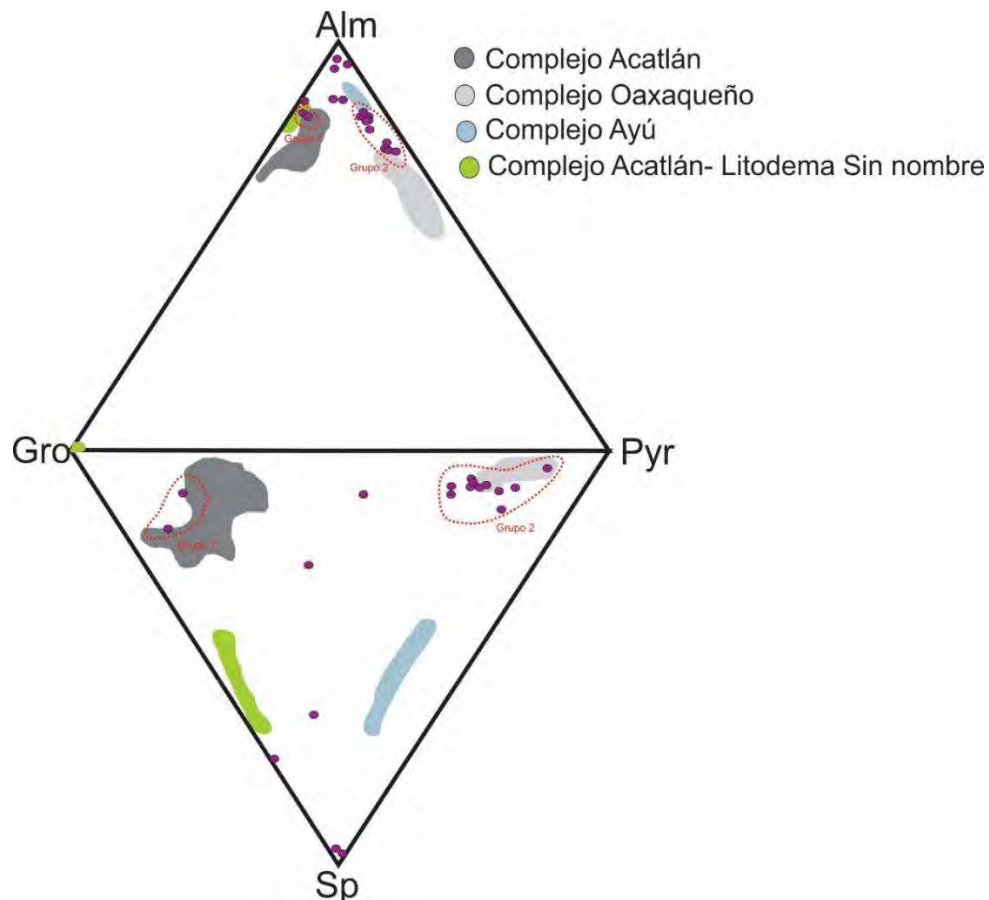


Figura 9. 1 Diagrama bipiramidal construido a partir de los cuatro polos: Almandino (Alm), Piropo (Pyr), Grosularia (Gro) y Espesartina (Sp). Se muestran las áreas composicionales de 4 distintos basamentos del sur de México t los puntos morados representan los análisis de granates en las rocas de la Formación Tianguistengo.

CAPÍTULO 10.

TERMOCRONOLOGÍA

10.1 TRAZAS DE FISIÓN: MARCO TEÓRICO

La termocronología por el método de trazas de fisión es una técnica de fechamiento radiométrico que se basa en el registro del daño causado en minerales y vidrios no conductores debido a la fisión espontánea del ^{238}U (Price y Walker, 1963). La fisión espontánea es un proceso natural *-i.e.* para que ocurra, no es necesaria excitación externa (Holden y Hoffman, 2000)- de desintegración de isótopos pesados en el que el núcleo de los átomos de estos elementos se divide en dos átomos nuevos que salen disparados en sentidos contrarios debido a la energía del proceso de fisión. La fisión espontánea de un núcleo de ^{238}U produce, a una tasa de ≈ 215 trazas por ng de U por millón de años, dos núcleos nuevos con masas de 145 ± 5 y 90 ± 5 u.m.a. que son expulsados en sentidos opuestos, lo que produce un defecto lineal en la estructura cristalina de los minerales (Fig. 10.1). Para poder utilizar la técnica de trazas de fisión en un mineral, éste debe tener una concentración mensurable de uranio según el equipo que se utilizará (Donelick *et al.*, 2005) y ser un mineral dieléctrico (Fleischer *et al.*, 1975); los minerales en los que comúnmente se utiliza esta técnica son apatito, circón, titanita, monacita, micas, granate, fluorita y epidota, además de algunos vidrios volcánicos (Fleischer *et al.*, 1975).

Los defectos por la fisión pueden hacerse visibles en un microscopio óptico mediante un tratamiento con un agente químico que ataque preferencialmente al material dañado y ataque más lentamente a la matriz intacta alrededor, de manera que enmarque, caracterice y agrande el espesor, mas no el largo de los defectos (Fleischer *et al.*, 1975).

A pesar de que las trazas observadas en los sólidos son causadas por el desplazamiento de átomos, el daño inicial resulta de la interacción electrostática con un átomo ionizado en movimiento, no por la dispersión directa de átomos. Las trazas de fisión se generan como respuesta a una ráfaga de ionización en el camino de una partícula cargada (el átomo producto de la fisión del ^{238}U) que genera un arreglo electrostático inestable de iones adyacentes expelidos entre sí desde sus sitios originales hacia espacios intersticiales (Fig. 10.1A). Después de esta primera ionización, un conjunto de átomos intersticiales y vacantes cristalográficas produce esfuerzos de Coulomb locales y agudos que disminuyen cuando el esfuerzo se

distribuye en una mayor área, en un proceso que se denomina “relajación elástica” (Fig. 10.1B). Es este proceso de creación de distorsión cristalográfica de largo alcance el que permite observar las trazas de fisión, aunque no sean atacadas químicamente, en un microscopio de luz transmitida (Fleischer *et al.*, 1975).

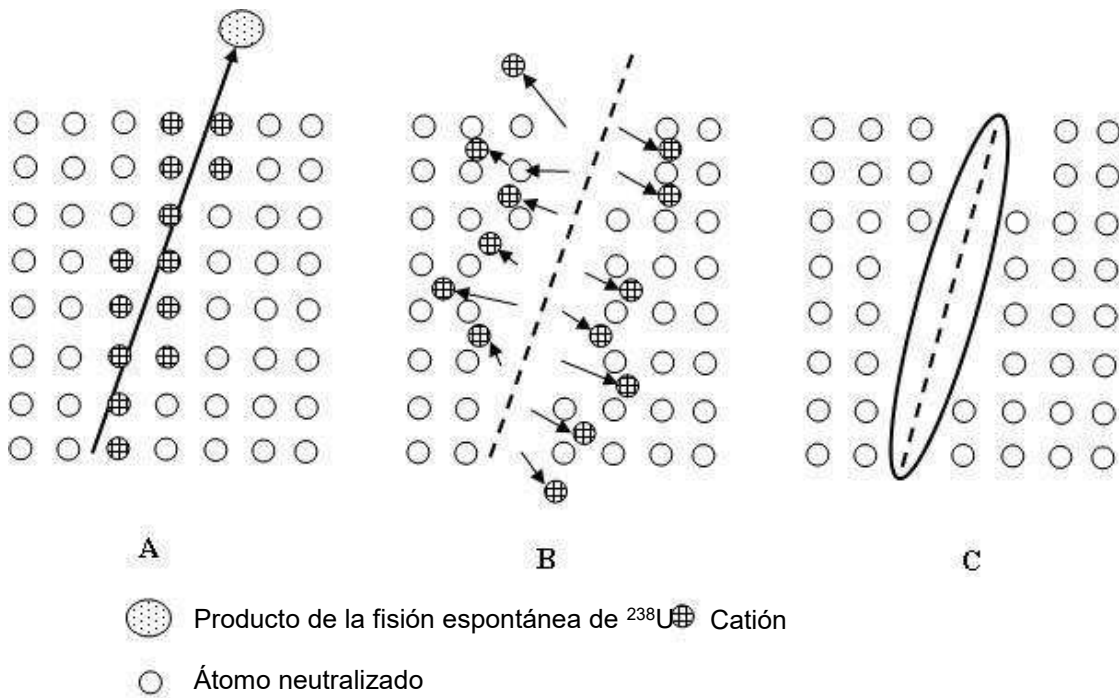


Figura 10. 1 Formación de defectos por fisión o trazas de fisión en un sólido cristalino simple. A) Los átomos acaban de ser ionizados por la partícula cargada masiva que acaba de pasar; B) La repulsión mutua entre los iones los ha separado y los ha empujado hacia el retículo cristalino; C) Trazas de fisión observable después del tratamiento químico (Modificada de Fleischer *et al.*, 1975).

El ataque químico se realiza en varios episodios. Durante todos los pasos ocurre un ataque directo al defecto cristalino, lo que provoca una canalización de la traza; pero, además, se ataca la superficie del mineral que queda expuesta después del ataque inicial, lo que confiere a las trazas de fisión una geometría en forma de cuña. El ancho y largo de dicha cuña dependerá de la orientación de la traza, las trazas paralelas a la superficie pulida darán una impresión de longitud infinita, mientras que las trazas perpendiculares a la superficie pulida serán muy parecidas a un punto (Fleischer *et al.*, 1975) (Fig 10.2). Gracias al ataque químico la superficie se hace más grande y se pueden observar las trazas con un microscopio óptico (Price y Walker, 1962; Fleischer *et al.*, 1975) (Fig. 10.3).

La ecuación fundamental de la datación por trazas de fisión es la siguiente:

$$t = \frac{1}{\lambda} \left(1 + \frac{\lambda}{\lambda_f} \frac{2N_s}{[^{238}\text{U}]A_s L q} \right) = \frac{1}{\lambda} \left(1 + \frac{\lambda}{\lambda_f} \frac{2\rho_s}{[^{238}\text{U}]L q} \right)$$

Donde λ es la constante total del decaimiento del ^{238}U ($1.55125 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$; *Jaffey et al.*, 1971), λ_f es la constante de decaimiento por fisión nuclear, ρ_s es la densidad (número de trazas por unidad de área N_s/A_s) de trazas de fisión espontáneas en una superficie interna del cristal, $[^{238}\text{U}]$ es la concentración medida de ^{238}U , expresada como el número de átomos de ^{238}U por unidad volumétrica, y L es la longitud atacable con ácido (la longitud isotrópica equivalente media) de las trazas de fisión (Galbraith, 1988). Por último, q es un “factor de eficiencia” ($0 < q < 1$) que depende de la mineralogía, las condiciones del ataque químico y el observador (Vermeesch, 2017 y las referencias ahí citadas).

El método para calcular la edad por trazas de fisión en los apatitos utilizado en este trabajo consiste en contar la densidad de trazas de fisión por unidad de área directamente sobre el mineral objeto de estudio como un indicador de la abundancia de isótopos hijo y en calcular la concentración de ^{238}U directamente con ablación láser (Hasebe *et al.*, 2004; Abdullin, 2016). Los límites de aplicabilidad de esta metodología alternativa residen en lo siguiente: (1) los apatitos deben tener una cantidad suficiente de uranio como para ser detectada por el equipo; (2) los apatitos de eclogitas tienen menos que 1ppm de uranio, por lo que tienen muy pocas trazas de fisión o no tienen ninguna que pueda observarse en el microscopio óptico (Figs. 10.2A y 10.2B) (Abdullin, 2016); si la concentración de uranio fluctúa dentro del mismo mineral podrían cambiar las densidades de trazas según área donde se cuenten y no reflejarían la concentración promedio de uranio del mineral (Abdullin, 2016) (Figs. 10.2C y 10.2D); los apatitos con mucho uranio producen demasiadas trazas de fisión que se superponen y es imposible contarlas (Fig. 10.2E) (Abdullin, 2016); y, finalmente, los minerales muy jóvenes podrían no tener trazas (Vermeesch, 2017).

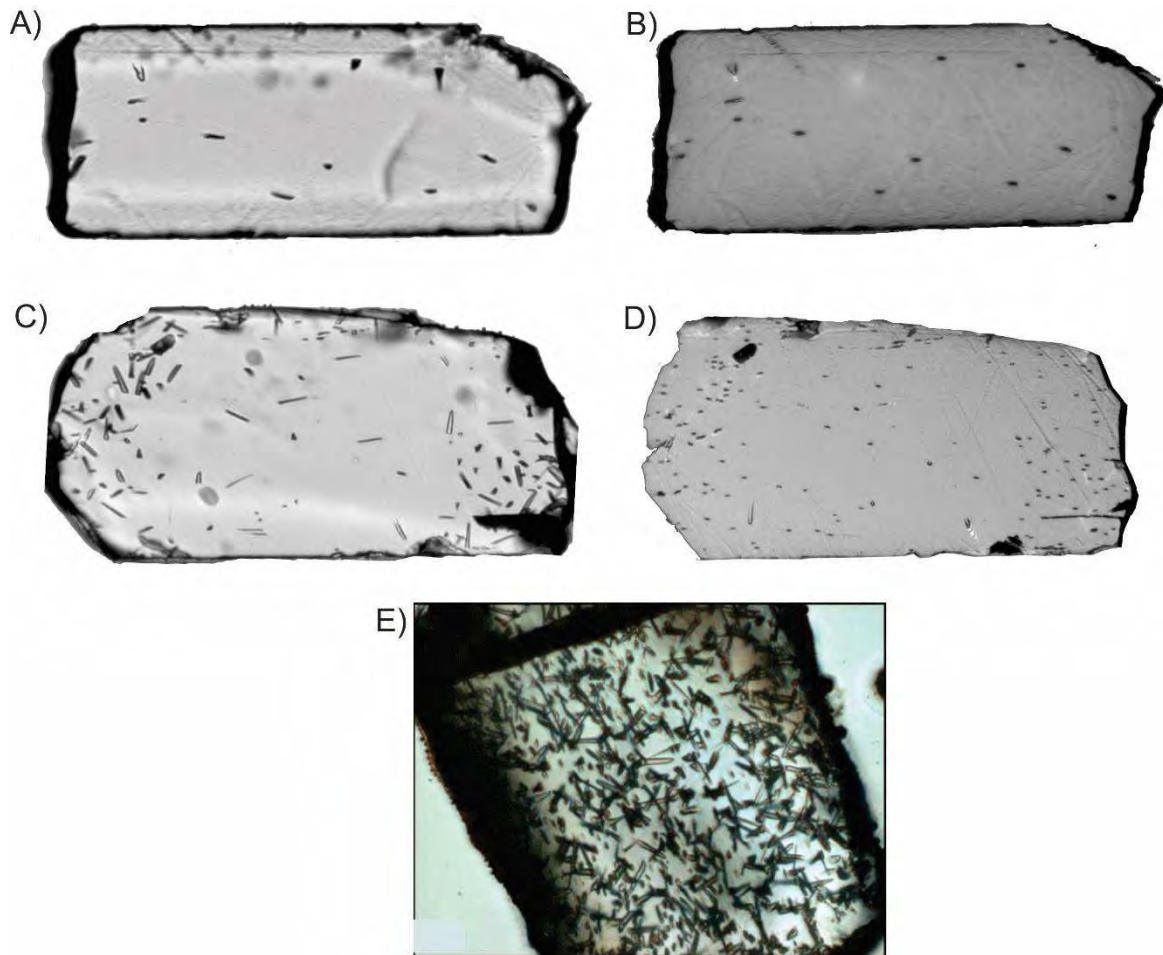


Figura 10. 2 Fotografías con luz transmitida y luz reflejada con distintos ejemplos de las configuraciones que pueden tomar las trazas de fisión y que hacen a los apatitos inaptos para el conteo : A) Apatito con muy pocas trazas de fisión en luz transmitida; B) el mismo apatito que la figura A pero con luz reflejada que deja ver los etch pits; C) En luz transmitida, apatito con una zonación en el contenido de uranio que resulta en una zonación de las trazas de fisión; D) el mismo mineral que la figura C pero en luz reflejada donde se revela la zonación de *etch pits*, que son las marcas dejadas por el ataque químico; E) Apatito con demasiadas trazas de fisión que se superponen. Imágenes facilitadas por Abdullin.

A partir de los años 2000s, la concentración de ^{238}U en ppm se determina por medio de LA-ICP-MS (Vermeesch, 2017). Hasebe *et al.* (2004) compararon el método moderno de LA-ICP-MS con el método de irradiación de neutrones por detector externo (EDM), que hasta el momento era el más usado para fechar por trazas de fisión, y encontraron consistencia entre los resultados de ambos procedimientos.

De lo anterior, se manifiesta la subjetividad inherente al método de datación por trazas de fisión, pues la calidad de los datos del conteo visual de las trazas de fisión depende de la experiencia del observador y de la calidad de las muestras (Abdullin, 2016).

A diferencia de otros métodos de fechamiento, que registran el momento en que cierto sistema isotópico se cierra, las trazas de fisión registran el intervalo de tiempo que se prolonga

entre la temperatura en la que las trazas se vuelven rasgos permanentes en el mineral y el presente. Existe un intervalo de temperaturas que se conoce como “annealing zone” o, en español, zona de borrado parcial de trazas de fisión en el que las trazas son rasgos metaestables y pueden borrarse parcialmente. En el F-apatito, el intervalo de temperatura de la zona de borrado es de 110°C-60°C (Gleadow, 1986); mientras que, se ha verificado experimentalmente, los Cl-apatitos ($\geq 3\%$ en peso de cloro) son más resistentes al desvanecimiento de trazas (Green *et al.*, 1986) pues su intervalo de borrado es de, aproximadamente, 140-160°C (Donelick, 2005). El intervalo de borrado parcial no depende de la temperatura inicial de la roca donde se formen las trazas de fisión pero sí depende de la tasa de enfriamiento y de la difusión volumétrica de los iones (Dodson, 1973). A temperaturas más bajas que el límite menor de la zona de borrado parcial las trazas se vuelven rasgos estables y su longitud permanece constante.

Además del contenido de cloro, la orientación cristalográfica de las trazas de fisión también influye en la resistencia al desvanecimiento térmico de las mismas: las trazas paralelas al eje C de los minerales son más resistentes, mientras que las trazas perpendiculares a este eje son las primeras en desaparecer (Green *et al.*, 1986). Por ello, la mayoría de los estudios de trazas de fisión se realizan en caras del mineral paralelas al eje cristalográfico C.

Existen dos tipos de trazas, aquellas que son “cortadas” por la superficie del pulido de mineral en lámina delgada y otras que permanecen enteramente embebidas dentro del cuerpo mineral, denominadas “trazas confinadas” (Gleadow *et al.*, 1986; Green *et al.*, 1986) (Fig. 10.3).

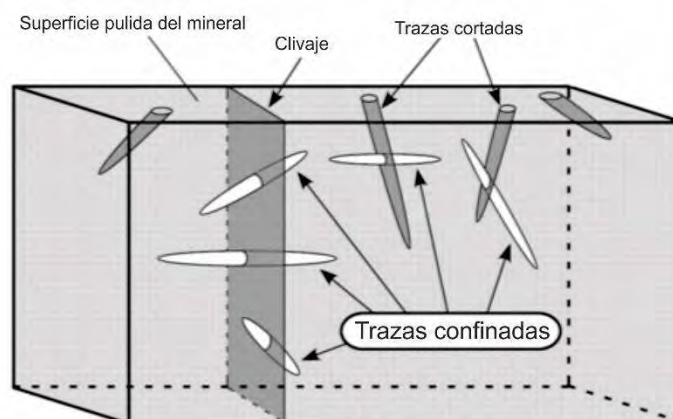


Figura 10. 3 Distribución de las trazas de fisión en una superficie mineral pulida. Ciertas trazas cortan la superficie del mineral y su apariencia en el microscopio dependerá del ángulo respecto a ésta; las trazas confinadas son aquellas que no cortan la superficie del mineral y su visualización puede estar asociada a fracturas dentro del mineral (o planos de clivaje), a otras trazas o a inclusiones fluidas. Modificado de Tagami y Sullivan (2005).

En 1986, Gleadow *et al.* descubrieron que la longitud de las trazas confinadas puede ser utilizada para develar información sobre la historia térmica de los apatitos en circunstancias donde la temperatura no ha rebasado los 150°C (Fig. 10.4). La distribución de las longitudes de las trazas de fisión recién producidas se caracteriza por presentar un patrón angosto y simétrico donde la longitud promedio es 16.3 μm y la desviación estándar de dicha distribución es 0.9 μm (Gleadow *et al.*, 1986). En las muestras de rocas volcánicas, que se enfrían muy rápido y nunca han sido recalentadas a más de 50°C, la longitud de las trazas de fisión confinadas es también angosta y simétrica, pero tienen una longitud promedio más corta, de 14.5 – 15 μm ; mientras que las muestras de plutones que han sufrido un enfriamiento lento y no han sido perturbados térmicamente de manera significativa, muestran patrones de distribución ligeramente sesgados hacia valores inferiores a una longitud promedio, 12 – 13 μm y con una desviación estándar de 1.2 – 2 μm (Gleadow *et al.*, 1986). De la misma manera, los minerales con historias térmicas más complejas presentan patrones más complicados de distribución de las longitudes de las trazas confinadas. En palabras de Gleadow *et al.* (1986) “La producción continua de trazas a través del tiempo, aunado al hecho de que la longitud de cada traza se contrae hasta un valor característico de la máxima temperatura que ha experimentado, sobreviene una distribución final de longitudes que refleja, directamente, la naturaleza de la variación de la temperatura respecto al tiempo”.

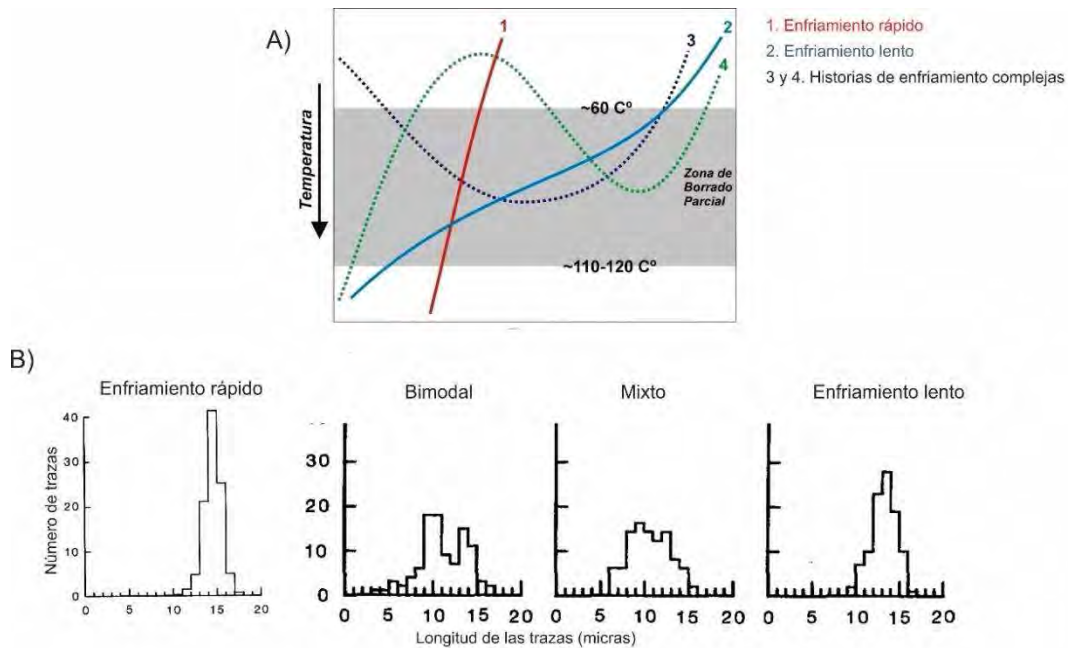


Figura 10. 4 Trayectorias de enfriamiento y distribuciones típicas de las longitudes de las trazas confinadas. El enfriamiento rápido arroja distribuciones unimodales con longitudes típicas de 14-16 μm , éste tipo de enfriamiento es típico de rocas volcánicas. El enfriamiento lento arroja longitudes sesgadas hacia valores más pequeños con un promedio de 11-13 μm y es típico de historias de enfriamiento de los basamentos cristalinos sin perturbaciones térmicas. Las historias de enfriamiento más complejas arrojan patrones de distribución mixtos o, si se definen dos poblaciones de longitud, bimodales.

10.1.2 Trazas de fisión: Resultados

En este trabajo se analizaron 5 muestras de apatitos del Tronco de Totoltepec obtenidas de 5 afloramientos distintos de tonalitas y un gabro (Fig. 10.5). Además, se analizó una muestra de los conglomerados de la AF-IV de la Formación Tinguistengo, específicamente del conglomerado monomítico conformado por clastos del Tronco de Totoltepec (Fig. 10.5). Para la calibración, se analizaron 3 estándares del apatito Durango.

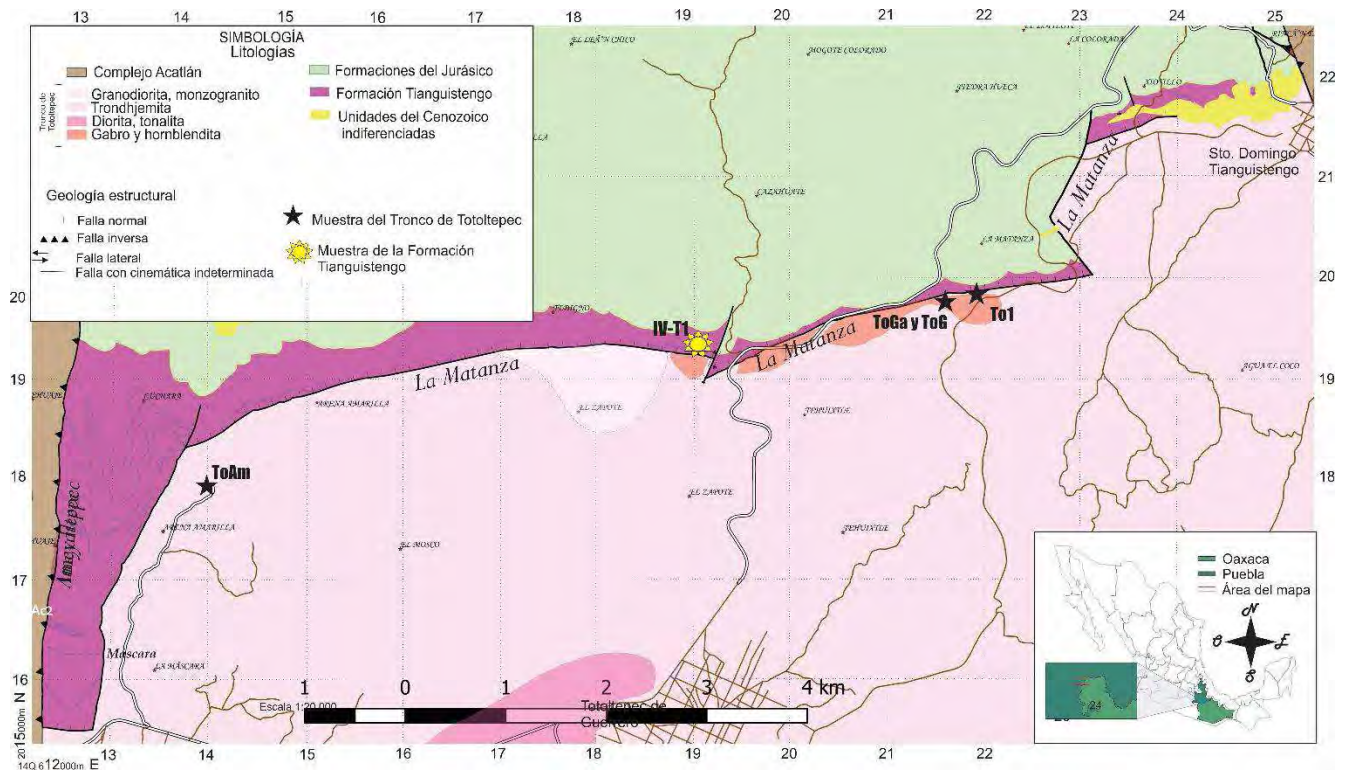


Figura 10. 5 Mapa geológico de la zona de estudio donde se muestra la ubicación de las muestras para termocronología tanto del Tronco de Totoltepec como de la Formación Tianguistengo y los nombres de las fallas que bordean a la Formación Tianguistengo.

En esta tesis se utilizó el método reciente de termocronología por trazas de fisión donde se contaron las trazas de los apatitos directamente sobre el mineral y se midió la concentración de ^{238}U con ablación láser (Abdullin, 2016).

Como ya se mencionó, el apatito Durango se utilizó como material de referencia. Es decir que, por cada muestra del Tronco de Totoltepec o de la Formación Tianguistengo analizada, se medían y contaban simultáneamente las trazas y el uranio de algunos granos del apatito Durango. Esto con el propósito de comparar los resultados de los análisis realizados para este trabajo con los que ya existen para el apatito Durango y, de esta manera, tener una estimación de la calidad de los datos.

Las edades obtenidas para el apatito Durango se muestran en los diagramas radiales de la figura 10.6, hechos con base en el software RadialPlotter™ de Vermeesch (2009). Los puntos representan cada edad calculada y los colores de los puntos representan el número de trazas contadas. Los diagramas radiales (Galbraith, 1990) son graficas de dispersión de puntos (x_j, y_j) , $j = 1, 2, \dots, n$ donde el eje x y el eje y son:

$$x = 1/\sigma_j \quad y = (z_j - z_0)$$

Y z_0 es el promedio ponderado

$$z_0 = \frac{\left\{ \sum_{j=1}^n z_j / \sigma_j^2 \right\}}{\sum_{j=1}^n 1 / \sigma_j^2}$$

Donde z_j son las estimaciones de edad y σ_j son los errores estándar correspondientes a cada una.

Por lo tanto $z_j - z_0$ es la pendiente de la línea que va de (0,0) hacia un punto (x_j, y_j). Asimismo, los valores de x más grandes corresponderán a datos con errores estándar más bajos que se alejan del (0,0). Los valores de Y solo se representan hasta +2 y -2, que representan datos 2σ veces más grandes o más pequeños que z_0 .

Las edades obtenidas para las muestras DUR-1 y DUR-2 del apatito Durango son de $31 \pm 1\text{Ma}$ (1σ) (Fig. 10.6), lo que pone en concordancia estas edades con las edades estándar ampliamente aceptadas para este apatito, $31.4 \pm 0.5\text{Ma}$ (1σ) (Abdullin *et al.*, 2014). Las edades obtenidas para la muestra ZT-1 del apatito Durango tienen un promedio de $29 \pm 1\text{Ma}$ (Fig. 10.6), lo que es al menos 7% más joven que las edades aceptadas para este apatito y, por lo tanto, se realizó una calibración a las mediciones y conteos realizados en las muestras cuyo material de referencia fue la muestra ZT-1.

Para calibrar las edades de las muestras de la Formación Tianguistengo y del Tronco de Totoltepec cuyo material de referencia fue la muestra ZT-1, se utilizó la calibración Z. En dicha calibración Z, se calcula la diferencia porcentual entre las edades aceptadas para el apatito Durango y las edades obtenidas en la muestra ZT-1 (aprox. -7%); esta diferencia porcentual se sumó a las edades obtenidas en los apatitos de las muestras del Tronco de Totoltepec y de la Formación Tianguistengo referidas y se reportan como edades relativas.

Los resultados del conteo de trazas, de las mediciones de uranio y los errores asociados de muestras resumidos en la tabla 10.1 y en detalle en el anexo IV.

Se midieron 5 muestras de apatitos del Tronco de Totoltepec y una muestra del conglomerado IV-T1 que pertenece a la Formación Tianguistengo. Las edades individuales de los granos de apatito del Tronco de Totoltepec se distribuyen en un intervalo extenso, desde $220 \pm 55\text{Ma}$ hasta $36.6 \pm 8.6\text{Ma}$, lo que indica reajustes en la cantidad de trazas como consecuencia del borrado total de algunas por uno o varios episodios de aumento de la temperatura causados por enterramiento o por otro fenómeno –como algún emplazamiento ígneo próximo-. Asimismo, las edades de los apatitos de la muestra IV-T1 de la Formación Tianguistengo tienen gran variabilidad y se extienden desde $246 \pm 42\text{Ma}$ hasta $59.7 \pm 10\text{Ma}$.

Muestra	ρ_s ($\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$)			U^{238} (ppm)			Edad por TFA			P(χ^2)		
	Ngr	Ns tot	Mínima	Media	Máxima	Mínima	Media	Máxima	Mínima		Media	Máxima
To-1	31	3741	2.291	26.81	62.25	3.07	37.16	74.69	56.30	135.03	170	0%
To-2	21	533	0.833	2.708	7.5	1.47	4.8	15.62	60	124.6	220	0%
To-3	29	695	0.817	2.461	9.04	1.36	4.97	23.46	50.9	123.1	220	0%
To-Am	27	616	0.89	2.59	6.63	2.25	7.995	29.19	36.6 \pm 8.6Ma	66.7	88.2	0.45%
To-Ga	27	5505	32.26	46.89	71.75	28.27	54.03	98.69	141	170.9	220	0.02%
IV-T1	37	2561	1.59	10.91	37.87	3.61	19.59	66.83	59.7	112	246	0%

Tabla 10. 1 Resultados de los fechamientos por trazas de fisión con LA-ICP-MS de los apatitos del Tronco de Totoltepec y de los apatitos detríticos de un conglomerado de la Formación Tianguistengo. Ngr es el número de apatitos fechados; Ns tot es el total de trazas de fisión registradas para todos los apatitos; ρ_s es la densidad de trazas espontáneas; ^{238}U representa la concentración de uranio-238 en ppm medida con LA-ICP-MS; Edad por TFA representa la edad de apatitos por trazas de fisión en Ma con un error absoluto de $\pm 1\sigma$; P(χ^2) es la probabilidad de χ^2 .

Para cada muestra de roca, se realizó el análisis de ji cuadrada (χ^2) para determinar la probabilidad de que todas las edades de los apatitos analizados pertenezcan a un mismo grupo de edad; es decir, una manera de medir la homogeneidad de los datos (Galbraith, 1981). Los valores centrales para el examen de ji cuadrada se calcularon con base en el software RadialPlotter™ de Vermeesch (2009) y se muestran en los diagramas radiales de la figura 10.7.

Las 6 muestras de roca evidencian una gran dispersión de las edades de los granos individuales (6.4 – 34%), lo que provocó valores de P(χ^2) menores a 0.05 en la mayoría. Los valores de P(χ^2) menores a 5% (ó 0.05) indican una dispersión asimétrica de las edades individuales de los apatitos (Abdullin, 2016). Los valores centrales de las edades individuales de las rocas del Tronco de Totoltepec varían desde 65.3 ± 2.9 (1σ) a $169.2 \pm 3.5\text{Ma}$ (1σ). En los granos donde ha ocurrido un borrado parcial de trazas, debido a la diagénesis o a enterramientos, los valores centrales de edad no tienen ningún significado geológico y solo indican el promedio de todas las edades (Abdullin, 2016).

Para interpretar los intervalos de edad con alta dispersión es necesario descomponer la distribución de las edades de los apatitos en grupos de edades componentes o picos (Galbraith y Green, 1990; Abdullin, 2016 y referencias incluidas). Cada edad componente indica un episodio de borrado parcial o total de una parte de las trazas. En la figura 10.7 las edades componentes obtenidas se indican como picos y son las líneas que dividen a las poblaciones de edades y asocian cada grupo a una edad determinada.

Para este estudio, en cada muestra, los datos de las edades calculadas en los apatitos se descompusieron en edades componentes con el software RadialPlotter™ en modo automático (Vermeesch, 2009) con base en el método estadístico de Galbraith y Green (1990). Las muestras del Tronco de Totoltepec tienen las edades componentes siguientes (Fig. 10.7): la muestra To 1 tiene edades componentes en 143.2 ± 2.8 Ma y en 64 ± 6.1 Ma; la muestra To2 tiene edades componentes en 141.8 ± 10 Ma y en 88.3 ± 8.2 Ma; y la muestra To3 tiene edades componentes en 160 ± 12 Ma y en 78.1 ± 5 Ma. Puesto que la edad de cristalización calculada por fechamientos U-Pb en los circones del Tronco de Totoltepec es de 275 a 315 Ma (Kirsch *et al.*, 2012), las edades registradas en las trazas de fisión de los apatitos deben representar episodios posteriores de enterramiento y exhumación del tronco. La muestra IV-T1, que pertenece a la Formación Tianguistengo, tiene edades componentes en 211 ± 12 Ma, en 128.3 ± 9 Ma y en 82.1 ± 4.5 Ma. Puesto que la muestra IV-T1 de la Formación Tianguistengo es un conglomerado monomítico que recicla tonalitas del Tronco de Totoltepec, la edad de 211 ± 12 Ma podría representar una etapa inicial de exhumación del Tronco de Totoltepec que actualmente ya no está registrada en las rocas superficiales de este plutón porque han sido erosionadas y han formado los depósitos de la Formación Tianguistengo.

Las edades de 128 y 83 Ma son significativamente más jóvenes que la edad estratigráfica de la Formación Tianguistengo, que debe ser más antigua que la Formación Otlaltepec (167.5 ± 4 Ma a 163.5 ± 1 Ma; Martini *et al.*, 2016) y por lo tanto deben representar momentos de reajuste en las trazas debidos a episodios de calentamiento por enterramiento y enfriamiento de la Formación Tianguistengo. El primer momento de enterramiento posiblemente debido al depósito de la Formación Cipiapa del Cretácico inferior (Silva-Romo *et al.*, 2018). Parece que durante este periodo el Tronco de Totoltepec formaba un alto estructural puesto que sus edades componentes no registran este periodo de inhumación, lo que concuerda con lo propuesto por Silva-Romo *et al.* (2018), quien propone que dicho tronco y el Complejo Ayú conformaban un bloque cortical que fungía como un alto estructural que dividía las aguas marinas del Golfo de México de las del Pacífico durante la invasión marina en el Cretácico temprano.

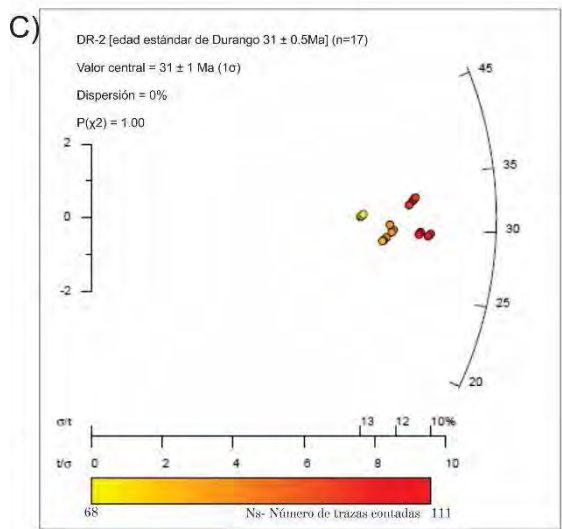
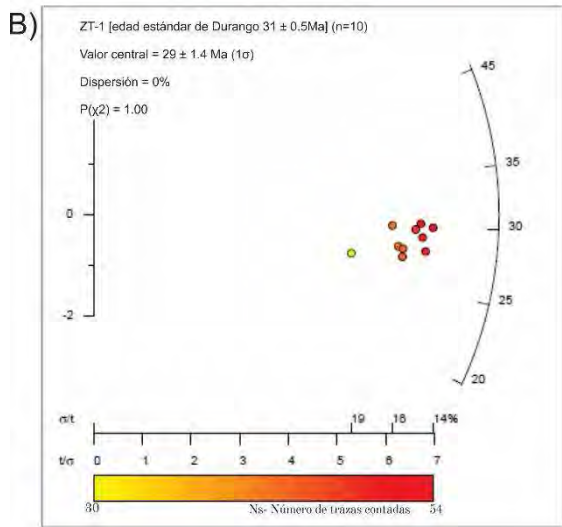
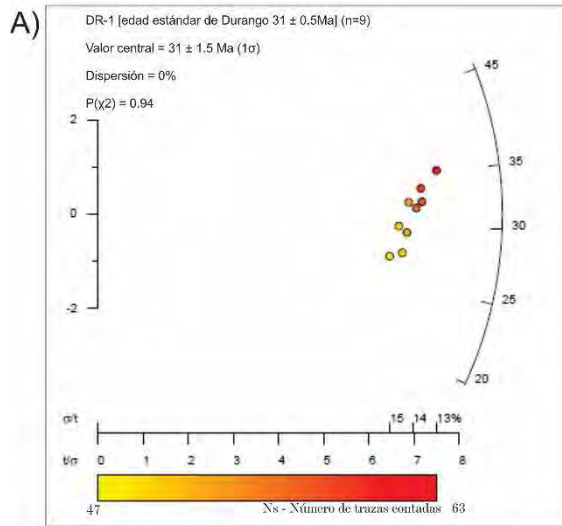


Figura 10. 6 Diagramas radiales contruidos con RadialPlotter™ (Vermeesch, 2009) de las edades de los apatitos Durango utilizados como estándar. Las edades centrales fueron obtenidas con el mismo software. A) Muestra DR-1 que se utilizó en las muestras IV-T1, To-2 y To3; B) Muestra ZT-1 que se utilizó en las muestras IV-T1, To-2, To-3; C) Muestra DR-2 que se utilizó como referencia en las muestras To1, ToAm y ToGa. Todas las muestras tienen valores de $P(\chi^2)$ mayores a 0.05 y por lo tanto los valores centrales representan la edad promedio de la muestra del apatito Durango. El color de los puntos representa el número de trazas contadas.

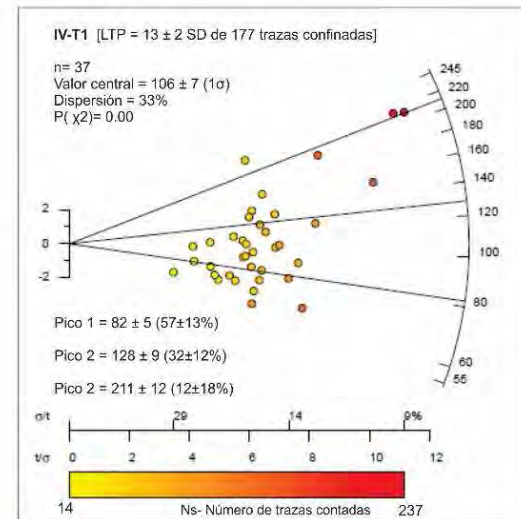
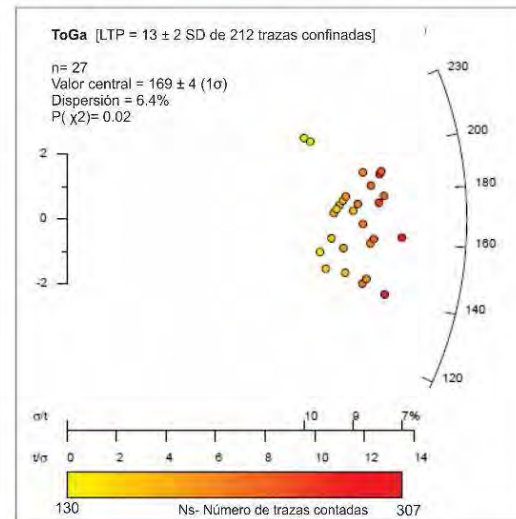
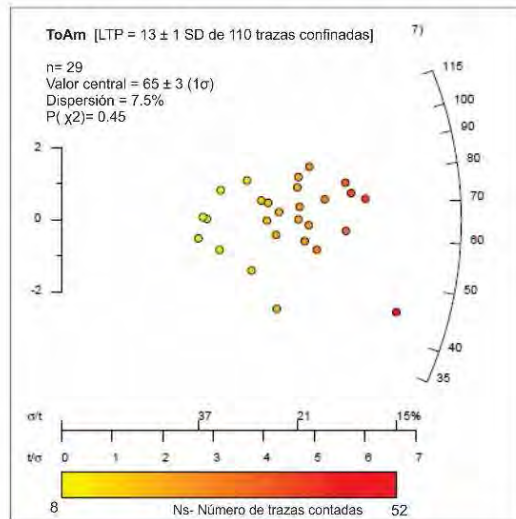
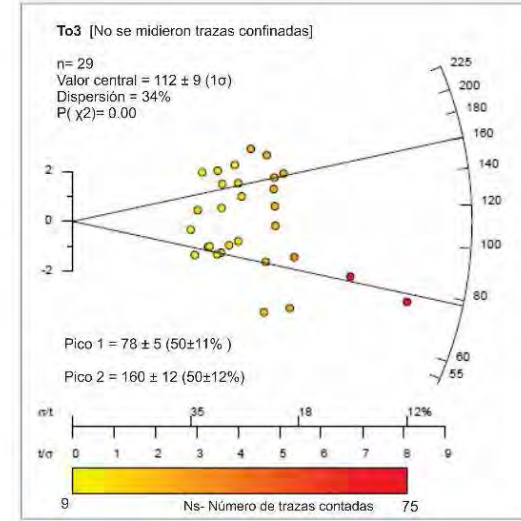
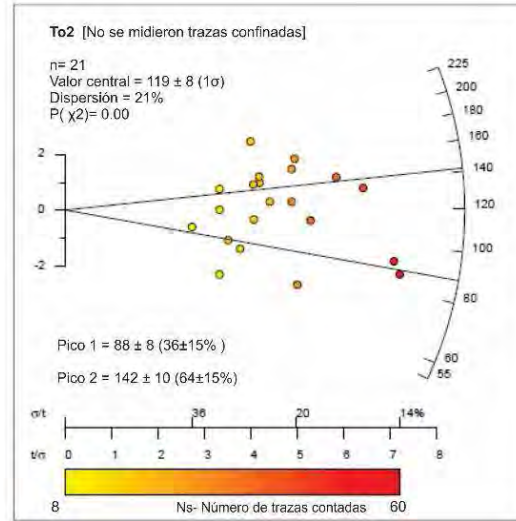
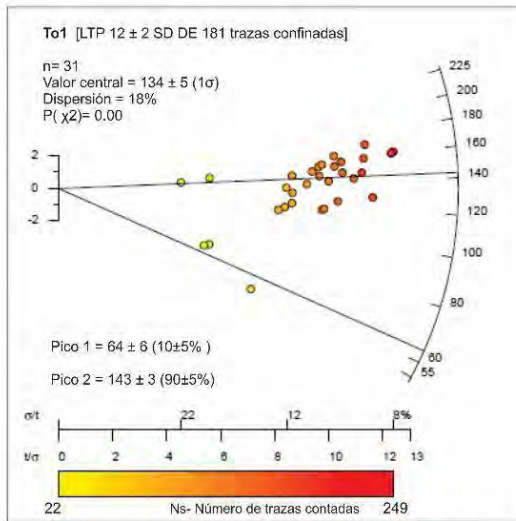
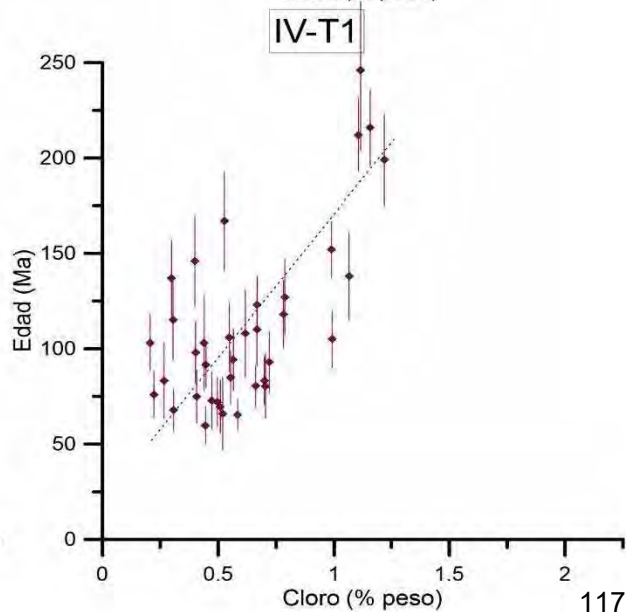
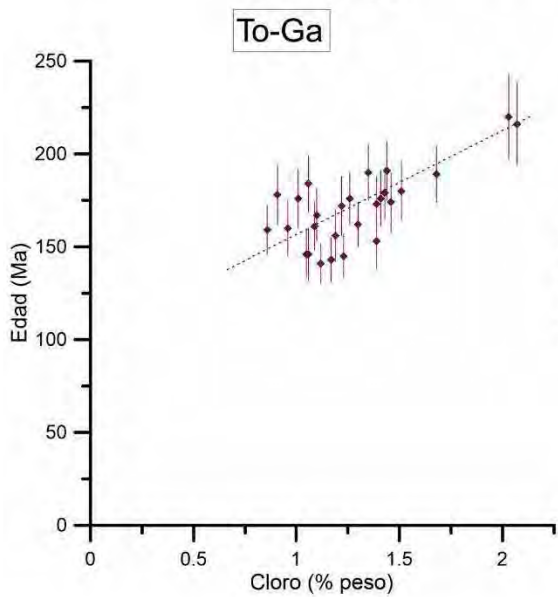
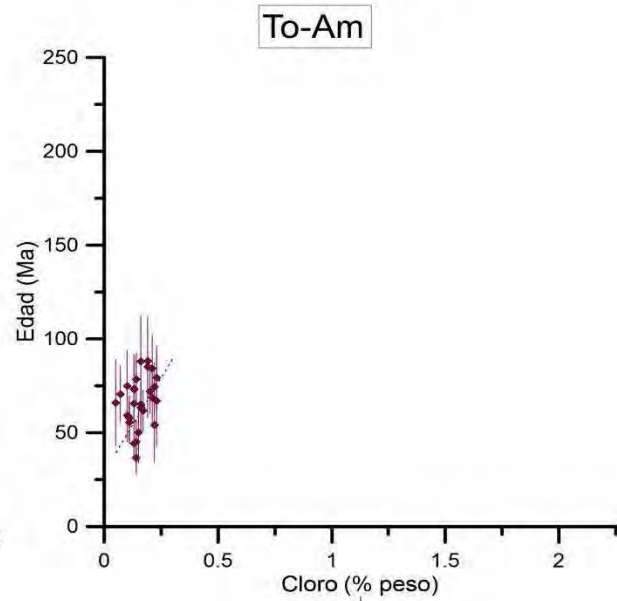
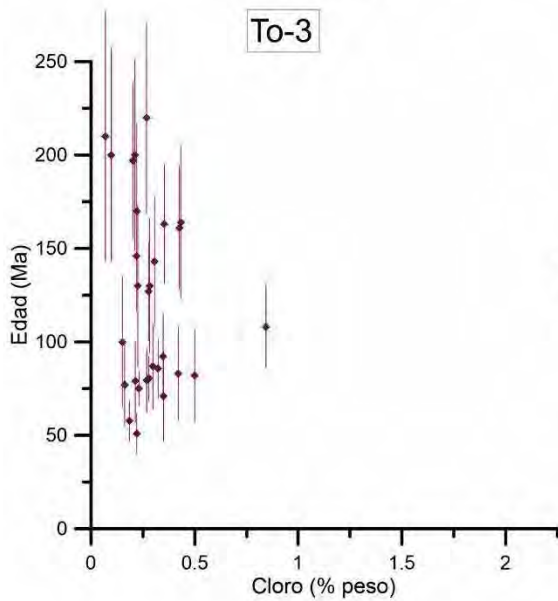
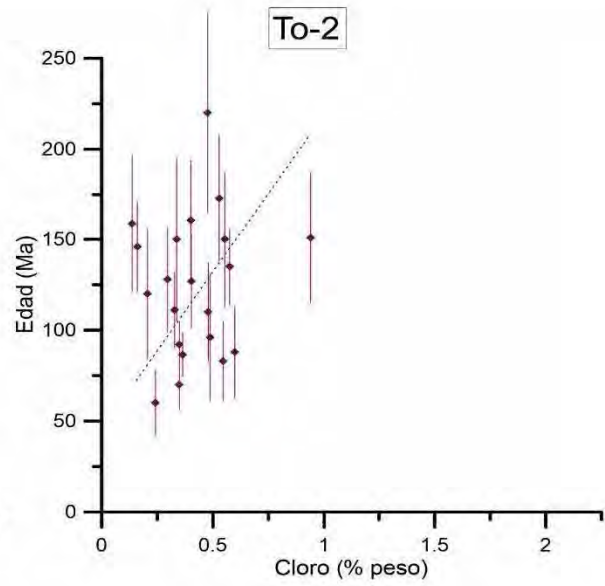
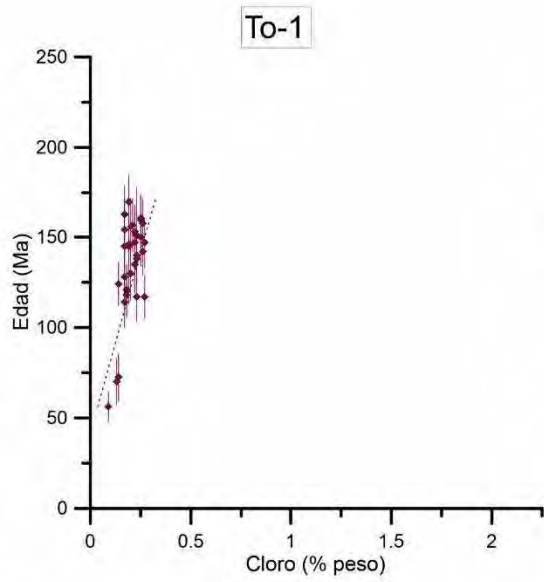


Figura 10. 7 Diagramas radiales de los apatitos de las muestras del Tronco de Totoltepec (To1, To2, To3, ToAm y ToGa) y de la Formación Tianguistengo (IV-T1). Los diagramas fueron construidos con RadiaPlotter de Vermeesch (2009), las edades componentes fueron calculadas con el mismo programa en modo automático. LTP es la longitud promedio de las trazas confinadas.

Aunque no se han medido columnas en la totalidad de las formaciones que sobreyacen a la Formación Tianguistengo, a excepción de la Formación Piedra Hueca, Martini *et al.* (2016) reportan un espesor de 1500 metros de la Formación Piedra Hueca y la Formación Otlaltepec en conjunto; mientras que Ortega-Guerrero (1989) midió 400 metros de espesor de la Caliza Coyotepec. Esto indica que para el Cretácico temprano, la Formación Tianguistengo estaba sepultada por al menos 1900 metros de sedimento, los que no serían suficientes para borrar las trazas de fisión de sus apatitos; sin embargo, este espesor podría aumentar dado que, hasta el momento, solo se han medido los afloramientos de la Formación Otlaltepec y de la Formación Cipiapa a lo largo de las barrancas a pesar de que éstas ocupan la mayor parte de la sierras al norte de Tianguistengo.

Finalmente, el último episodio de enterramiento y enfriamiento registrado tanto en la Formación Tianguistengo como en el Tronco de Totoltepec probablemente se debió al desarrollo del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano en el Cretácico tardío.

El cloro contenido en los apatitos determina el intervalo de temperatura de la zona de borrado parcial de las trazas de fisión de los apatitos, como ya se explicó anteriormente. En este trabajo, la mayor parte de los apatitos medidos son fluorapatitos; sin embargo, los apatitos de la muestra ToGa y algunos de la muestra IV-T1 son clorapatitos (>0.3% en peso de cloro) (Fig. 10.8). En un mismo proceso de enfriamiento, las trazas de los clorapatitos comenzarán a formarse a mayores temperaturas que los fluorapatitos. Lo anterior determina una disminución progresiva de la edad de los apatitos con respecto a la disminución del contenido de cloro, aunque el enfriamiento esté asociado al mismo evento. Esta tendencia se manifiesta en las gráficas de cloro vs edad como arreglos de datos con pendiente negativa, sobre todo en las muestras cuyos apatitos son más diversos composicionalmente. En la Figura 10.8 se muestran las gráficas de edad vs contenido de cloro para las muestras analizadas y se indican las tendencias negativas en los apatitos como líneas punteadas oscuras. En las muestra To2 y To3 no es clara esta tendencia debido a los errores significativos asociados a cada medición, mientras que, para la muestra ToAm, los apatitos son bastante homogéneos tanto en composición como en edad y esta tendencia tampoco es notable. Cabe resaltar que aunque las muestras To1 y ToGa se tomaron en afloramientos a unos cuantos metros de distancia, las edades de la muestra ToGa son más antiguas debido al mayor porcentaje en peso de cloro en sus apatitos.



(Página anterior) Figura 10. 8 Gráficas de Edad vs. contenido de cloro (porcentaje en peso) para cada una de las muestras cuyos apatitos fueron analizados. En las muestras To 1 y ToAm los análisis forman grupos cerrados; por ello, se realizó un zoom para la mejor observación de los datos. Cada punto representa la edad del mineral y la barra asociada a cada punto representan la desviación estándar (1σ).

10.2.1 (U-TH)/HE EN CIRCONES: MARCO TEÓRICO

Las partículas del núcleo de ^4He (partículas α) son productos de las series de decaimiento de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th y el decaimiento alfa de ^{147}Sm –aunque en cantidades negligibles. La mayor parte del He radiogénico en casi todos los minerales procede del decaimiento de actínidos; por ello, la ecuación del crecimiento interno de He en el cristal es:

$$\text{He} = 8 \text{ }^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \left(\frac{^{238}\text{U}}{137.88} \right) (e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 \text{ }^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

Donde He, U y Th representan las concentraciones actuales de estos isótopos, t es el tiempo de acumulación o la edad He, y λ es la constante de decaimiento ($\lambda_{238} = 1.551 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{235} = 9.849 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{232} = 4.948 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$), los coeficientes que preceden las abundancias de U y Th expresan las múltiples partículas alfa emitidas en cada una de las series de decaimiento y $1/137.88$ representa la relación actual de $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$. En esta ecuación se asume que la cantidad inicial de ^4He en el cristal datado era nula, supuesto que generalmente es cierto⁴.

Al ser un gas, el He tiende a difundirse fácilmente de los minerales; por ello, es importante conocer la retención de He en la fase mineral que se quiera datar. En la superficie de la Tierra, el He puede ser retenido, entre otros minerales, en circones no metamórficos. Sin embargo, para fechar rocas que se enfriaron lentamente, bajo la superficie de la Tierra, es necesario entender cómo la difusividad del He cambia con la temperatura.

Para restringir los valores de difusividad en el interior de la Tierra, se usa la relación de Arrhenius

$$\frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} e^{-E_a/RT}$$

⁴ Farley (2002) explica algunas excepciones: (1) En algunos casos, las inclusiones fluidas pueden traer Helio del manto o de la corteza; pero para minerales ricos en U, Th, como el apatito, el circón y la titanita, la concentración de He en los fluidos de la inclusión o la densidad de inclusiones tendrían que ser altas para afectar las edades de He obtenidas, excepto cuando las edades He son muy jóvenes; (2) el berilo y otros ciclosilicatos pueden albergar, probablemente en sus grandes canales centrales, concentraciones muy grandes de helio excedente; (3) finalmente, una potencial fuente de He es la entrada al retículo cristalino a partir de los fluidos que rodean al mineral.

Donde D es la difusividad, D_0 la difusividad a temperatura infinita, E_a es la energía de activación, R es la constante de los gases, T es la temperatura en grados Kelvin y a es el radio del dominio de difusión (Fechtig y Kalbitzer, 1966).

Sin embargo, la difusividad no solo depende de la temperatura; los parámetros de la ecuación también están influenciados por el tamaño y la forma de los granos minerales, la composición química y la densidad de los defectos minerales o de los daños por la radiación.

En el circón, específicamente, los escasos datos disponibles sugieren que la difusión del He no obedece la relación de Arrhenius (Reiners y Farley, 2001). En la mayoría de las muestras ocurre una disminución en la difusividad conforme el experimento avanza, posiblemente debido al borrado de los daños por la radiación. Los circones con un daño por radiación fuerte no obedecen la relación de Arrhenius.

En la termocronología (U-Th)/He de circones se obtiene una edad aparente que representa el momento en el que los núcleos de He se inmovilizan en el retículo cristalino de los circones. Los isótopos de He –o partículas alfa, en el caso de los circones, se inmovilizan en los minerales en la temperatura de cierre (T_c). La temperatura mínima de cierre para la retención de He en el circón ha sido calculada en 180°C (Reiners y Farley, 2000) y en 200°C (Reiners et al, 2000), lo que quiere decir que por encima de esta temperatura el He en los circones se difunde tan rápido como se produce y, a temperaturas menores, el He empieza a acumularse dentro del mineral. Los daños por radiación reducen la capacidad de retención de He de los circones (Damon y Kulp, 1957) y, por lo tanto, en los circones metamórficos la temperatura de cierre es mucho menor.

El cambio entre el momento de difusión de He de un mineral y el momento de encapsulamiento del He en el retículo cristalino no ocurre a una temperatura específica sino que la difusividad disminuye progresivamente en un intervalo de temperatura específico denominado “zona de retención parcial de He” (Reiners, 2005). La temperatura de cierre se encuentra en el límite de menor temperatura de la zona de retención parcial de He.

Las partículas α liberadas durante las series de decaimiento de U y Th son suficientemente energéticas como para viajar hasta 20 μ m a través de la materia sólida antes de detenerse. Como resultado, el decaimiento α genera una separación espacial entre el núcleo padre y el núcleo hijo. Puesto que la distribución de los isótopos padre no es uniforme en una roca (v. g. porque hay distintos tipos de cristales presentes), la relación “núcleo padre/núcleo hijo” tendrá una variación espacial. Esto conllevará una variabilidad en la abundancia de He en

la roca, con algunas zonas con introducción neta de He que parecerán más viejas y otras zonas con pérdida neta de He que parecerán más jóvenes. Este efecto puede ser sustancial en los cristales más pequeños.

La distancia recorrida por la partícula α en cada uno de los decaimientos de la serie U-Th está bien documentada (Ziegler, 1980). La partícula α se va a detener en la superficie de una esfera cuyo radio es la distancia recorrida por la partícula y su centro es la ubicación del isótopo padre. El destino de la partícula α dependerá de la zona donde se encuentre el núcleo padre (Fig. 10.9).

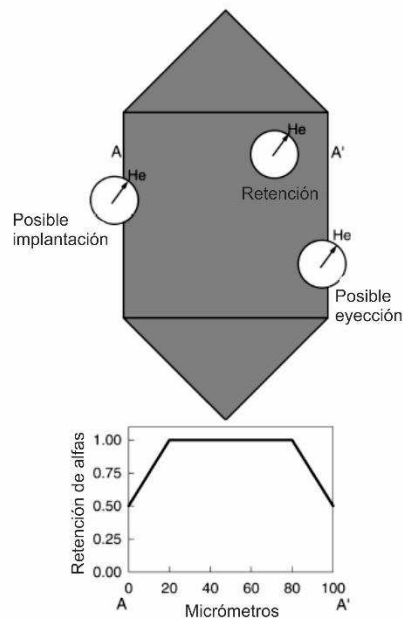


Figura 10. 9 Los efectos de las distancias considerables del recorrido de las partículas α en la retención de He. La figura ilustra tres distintas posibilidades dentro de un cristal: retención de alfa, eyección de alfa e implantación de alfa. El centro de los círculos indica la ubicación del isótopo padre (U o Th) y la circunferencia del círculo indica los puntos donde la partícula α se detendría. La flecha indica una de las trayectorias posibles. La gráfica inferior muestra de manera esquemática cómo se modifica la retención de α desde el núcleo hasta el exterior del mineral en el perfil A-A'. (Modificada de Farley, 2002).

Farley et al (1996) desarrollaron un método cuantitativo para corregir las edades He por las grandes distancias recorridas por las partículas α basado en la medición de las dimensiones de cristal y su geometría⁵. En dicho modelo Farley *et al.* (1996) muestran que las dos variables

⁵ Para que este modelo funcione, se necesitan dos supuestos:

1. La implantación de He a partir de la matriz que rodea al cristal es insignificante y sólo es necesario considerar la eyección de partículas α . En la mayoría de los minerales de interés para este método, la concentración del núcleo padre es mucho más grande en el mineral que se quiere fechar que en la roca que lo contiene; por lo tanto, la implantación es fútil comparada con la producción *in situ* de helio. Aunque en apatitos con muy poco U-Th, este supuesto puede no cumplirse.
2. La distribución de U-Th en el cristal datado debe especificarse.

más importantes que controlan la fracción total de partículas alfa retenidas en el cristal son la relación superficie/volumen (β) y la distancia específica donde se detiene cada partícula α liberada. La fracción total de partículas alfa retenidas es el factor F_t y es ésta la cantidad por la que se debe dividir la edad He obtenida para corregirla por la eyección de α . Los cristales con un β pequeño tienen una menor superficie afectada por la eyección de α y requieren correcciones menores. Las distancias recorridas por las partículas alfa tienen un valor específico para cada núcleo padre; sin embargo, la densidad y la composición del medio por el que viajan las partículas modifican dicha distancia y es necesario utilizar una distancia característica distinta para cada medio.

Los factores de corrección por eyección de α (F_r) han sido corregidos por Farley (2002) con base en los resultados de Farley (1996) según el tipo y la geometría del mineral (Tabla 10.1). Los modelos de F_r indican que la corrección es menor para minerales más pequeños.

Geometría-Mineral		a_1	a_2
Cristal hexagonal de apatito	serie ^{238}U	-5.13	6.78
	serie ^{232}Th	-5.90	8.99
Cristal tetragonal de circón	serie ^{238}U	-4.31	4.92
	serie ^{232}Th	-5.00	6.80

Tabla 10. 2 $F_t = 1 + a_1\beta + a_2\beta^2$ donde β es la relación superficie/volumen. Para un prisma hexagonal dado por $\beta = (2.31L + 2R)/(RL)$ donde R es la mitad de la distancia entre vértices opuestos y L es la longitud. Para un prisma tetragonal $\beta = (4L + 2W)/(LW)$ donde L es la longitud y W es al ancho del prisma.

Puesto que este modelo está desarrollado con base en la geometría de los minerales, los minerales seleccionados para fechamiento (U-Th)/He deben acercarse lo más posible a las geometrías ideales y sus dimensiones deben medirse antes de procesarse para el fechamiento. Los minerales de la alícuota deben ser lo más parecidos en tamaño para obtener la F_t promedio de toda la muestra. La F_t se obtiene como la media ponderada de la F_t de cada grano, asumiendo que la cantidad total de He liberada depende de la masa del mineral.

Este modelo funciona bien para minerales que pueden mantener su tamaño y morfología característicos después del proceso de molienda y separación, como el apatito y el circón, y no para minerales que tienden a romperse. Generalmente, no se miden minerales muy pequeños porque la corrección F_t tiene a ser mucho más variable con tamaños pequeños.

La zonación de U-Th es otro factor que puede infundir error en la determinación de F_t . Farley *et al.* (1996) consideraron diversos escenarios en la distribución del U-Th y concluyeron

que solo una zonación extrema produciría errores grandes en la corrección F_t . Un decremento progresivo de la abundancia de núcleos padre, a lo largo de once zonaciones concéntricas, desde el núcleo hasta el anillo exterior, genera un valor de F_t que difiere 10% respecto al caso ideal de un mineral homogéneo.

Para el fechamiento por (U-Th)/He, en cualquier mineral, es necesario aplicar una corrección por las consecuencias que ocasiona la liberación de energía por el decaimiento α . Las partículas α liberadas durante el decaimiento se desplazan durante su liberación a través del retículo cristalino del mineral y las distancias que recorren son importantes dado el tamaño de los minerales. Estas distancias a escala atómica limitan el número de materiales que pueden utilizarse para fechamientos con He y posiblemente representan el mayor impedimento para lograr la precisión de la que las técnicas isotópicas son capaces (Farley, 2002).

Actualmente, para medir el He de los minerales se elaboran alícuotas que se almacenan en paquetes pequeños (1x1mm) envueltos en hojas de platino. Estos paquetes, posteriormente, se desgasifican por calentamiento indirecto a temperaturas menores a la fusión de los minerales (House *et al.*, 2000).

Las hojas de platino deben tener un espesor de 0.025mm y una pureza de 99.99%. Éstas se colocan en una pequeña placa de cobre y son escaneadas por un láser Nd-YAG (1064nm, <1W, onda continua, US Laser Corp.) por 5-10 minutos (House *et al.*, 2000). El poder del láser debe ajustarse para no rebasar las temperaturas de fusión de los minerales. La temperatura se estima con la luminiscencia del paquete de hoja de platino con pirómetros con una precisión de $\pm 75^\circ\text{C}$ (House *et al.*, 2000).

Posteriormente, el He obtenido es mezclado con ^3He , criogénicamente concentrado y purificado y medido en un cuádrupolo Balzers Prisma (House *et al.*, 2000).

Los circones son fundidos a $1,100^\circ\text{C}$ en 5mg de borato de Li o Na, sin remover la envoltura de Pt, aunque el Pt no se disuelve en este proceso. Después de la fusión, el vidrio es disuelto en 10% HNO_3 , claveteado con ^{230}Th y ^{235}U y esta solución se calienta para asegurar la disolución de todos los componentes. A partir de esta solución se miden las concentraciones de U y Th con ICPM-MS (Farley, 2002; House *et al.*, 2000).

10. 2. 2 (U-Th)/He en circones: Resultados

La termocronología (U-Th)/He en circones (ZHe) se utilizó para definir la historia de enfriamiento del Tronco de Totoltepec a temperaturas más altas que aquellas registradas por las trazas de fisión de los apatitos. En este trabajo, para los modelos, la zona de retención parcial de He se definió, con base en los trabajos previos, entre 170°C y 200°C.

En este trabajo se asume que la historia de enfriamiento del Tronco de Totoltepec durante el Mesozoico debe estar principalmente relacionada a la exhumación y consecuente erosión debido a la activación de las fallas cercanas al tronco, principalmente la falla La Matanza, en el caso de la muestra To1 y ToGa, y la falla Ameyaltepec, en el caso de la muestra ToAm.

Los resultados obtenidos del fechamiento por (U-Th)/He de circones se muestran en la Tabla 10.3. Se midieron 3 muestras del Tronco de Totoltepec, la muestra To1, ToAm y ToGa. Las edades obtenidas por este método son más jóvenes que las edades de cristalización documentadas para el Tronco de Totoltepec (275-315Ma), lo que indica que la exhumación y erosión del tronco ocurrió después de su emplazamiento o que pudo exhumarse durante su emplazamiento, pero volvió a inhumarse por debajo de la zona de retención parcial de He en los circones. Las edades de (U-Th)/He en la muestra To 1 son de $233 \pm 19\text{Ma}$ y de $196 \pm 15\text{Ma}$; estas edades tienen la mayor dispersión de entre las 3 muestras; sin embargo se sobrelapan en 2σ en el intervalo 195 a 226 Ma, lo que da un promedio de 214Ma. Las edades de la muestra ToAm se distribuyen en el intervalo de 207 a 240Ma y se sobrelapan con los errores 1σ , con un promedio de 224Ma. Las edades de la muestra ToGa se presentan desde los 198 hasta los 264Ma, con un promedio de 225Ma. Las edades de (U-Th)/He de las muestras presentan una baja dispersión, lo que indica que para el Triásico medio-tardío ocurrió el último evento de exhumación del Tronco de Totoltepec desde temperaturas moderadas ($>180\text{-}200^\circ\text{C}$).

Datos reducidos (U-Th[Sm])/He														
Muestra	Coordenadas	Altura (msnm)	Mineral	Edad (Ma)	Error (Ma)	U (ppm)	Th (ppm)	147Sm (ppm)	[U]e	Th/U	He (nmol/g)	Masa (ug)	Ft	ESR
zTo1-1	18°15'52.70"N, 97°49'40.73"O	1519	circón	232.8	18.62	235.5	86.3	10.2	255.4	0.37	271.1	14.59	0.83	70.00
zTo1-3			circón	196.9	15.75	137.5	49.4	6.0	148.9	0.36	118.4	4.65	0.74	44.04
zToAm-1	18°14'50.40"N, 97°54'2.00"O	1539	circón	212.7	17.01	53.6	18.4	0.5	57.9	0.34	57.3	19.78	0.85	78.51
zToAm-2			circón	207.3	16.58	109.0	51.2	2.5	120.8	0.47	116.6	21.94	0.85	79.63
zToAm-3			circón	240.2	19.22	87.1	42.7	3.5	97.0	0.49	106.7	18.60	0.83	71.84
zToAm-4			circón	237.9	19.03	59.1	26.5	1.0	65.2	0.45	72.0	18.66	0.84	76.98
zToGa-1	18°15'49.73"N, 97°49'54.31"O	1520	circón	214.5	17.16	69.7	38.5	0.8	78.6	0.55	81.0	36.83	0.87	97.43
zToGa-2			circón	227.0	18.16	64.1	39.3	2.2	73.2	0.61	78.3	34.46	0.86	85.19
zToGa-3			circón	198.0	15.84	56.1	22.5	0.4	61.3	0.40	56.5	21.52	0.85	79.87
zToGa-4			circón	263.9	21.11	73.1	43.1	0.8	83.0	0.59	96.6	12.01	0.80	59.95

Tabla 10. 3 Análisis (U-Th)/He de granos individuales de circón del Tronco de Totoltepec. [U]e es la concentración efectiva de uranio y es igual a la suma de U + ²³⁸Th; Ft es el factor de corrección por eyección de partículas alfa y ESR es "Equivalent spherical radius" de cada circón medido en micrómetros calculado con la fórmula de Farley et al., (2011).

10.3 MODELOS TÉRMICOS

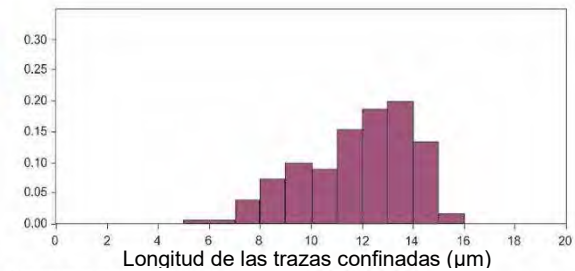
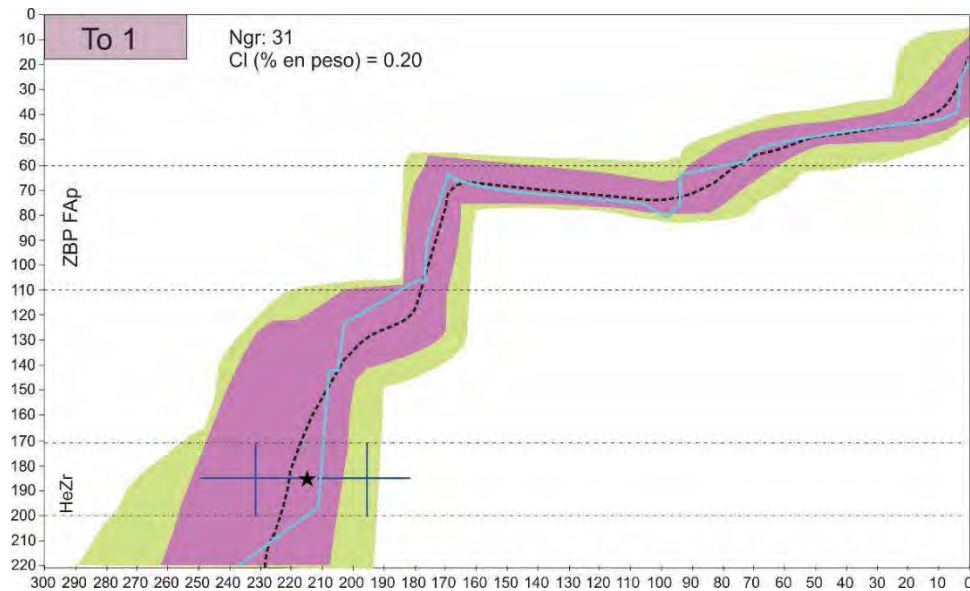
Los modelos térmicos fueron construidos con el software HeFTy™ (Ketcham *et al.*, 2005) con la información integrada de las trazas de fisión en los apatitos y los datos de (U-Th)/He en circones.

En los modelos presentados en la figura 10.10 se evidencian al menos cuatro periodos de inestabilidad térmica donde ocurrió un enfriamiento del Tronco de Totoltepec. Los cuatro periodos de exhumación de dicho tronco ocurren en los intervalos de 0-20 Ma, 60-80 Ma, 160-180 Ma y 200-240 Ma.

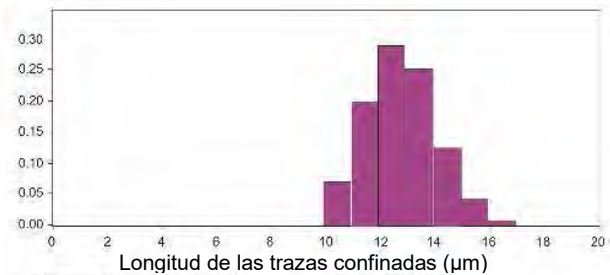
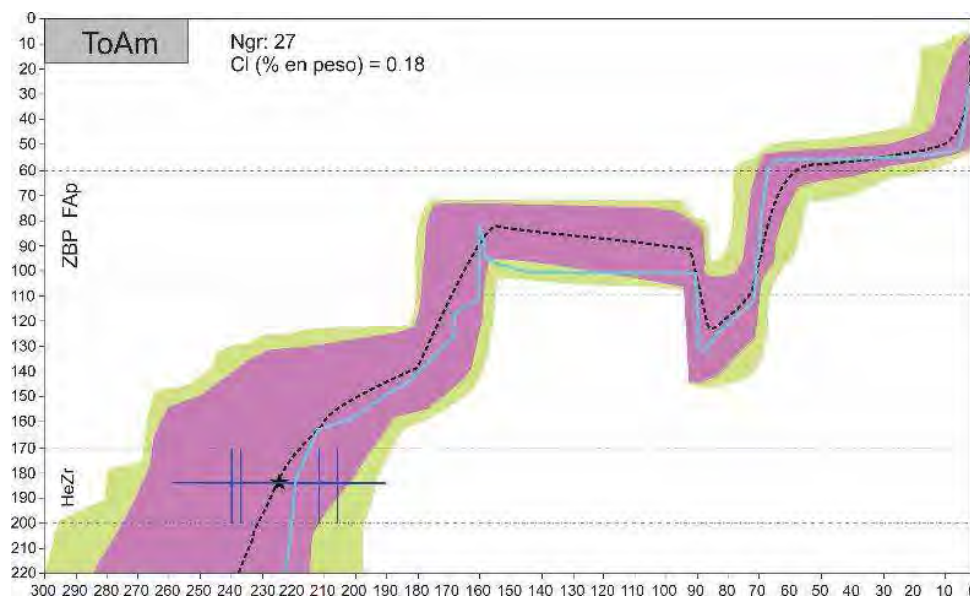
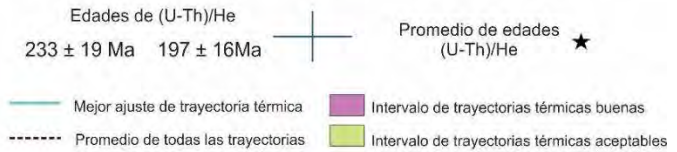
La exhumación que ocurre entre los 60-80 Ma es mucho más pronunciada en la muestra ToAm y es precedida por un periodo de inhumación muy rápida que alcanza la zona de borrado parcial ZBP de los apatitos y provoca el borrado de la mayoría de las trazas. Con ello se explica la dispersión menor en las edades de los apatitos de esta muestra, que es la única que cumple el criterio de $P(X^2) > 0.05$, donde la edad promedio de 65 ± 3 Ma, en este caso particular, podría indicar la activación de la Falla Ameyaltepec, cerca de la cual se tomó la muestra ToAm. La Falla Ameyaltepec es una falla inversa con rumbo NE que probablemente fue activa durante el desarrollo del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, el que ha sido fechado en el centro del País entre los 83 y los 43 Ma (Fitz-Díaz *et al.*, 2014).

El periodo de exhumación a los 160-170 Ma está registrado en los modelos térmicos de las tres muestras del Tronco de Totoltepec y es el más importante en las muestras To1 y ToGa; lo que indica una exhumación importante en el Jurásico tardío.

El periodo de exhumación más antiguo del Tronco de Totoltepec ocurrió en el Triásico medio-tardío y está registrado tanto en los modelos térmicos de las trazas de fisión como en las edades de (U-Th)/He en circones.



Trayectorias examinadas: 4188 Edad GOF: 0.97
 Trayectorias aceptables: 667 Edad modelada: 140 Ma
 Trayectorias buenas: 100 Edad medida: 140 ± 3 (1σ) Ma



Trayectorias examinadas: 7003 Edad GOF: 0.99
 Trayectorias aceptables: 882 Edad modelada: 63.2 Ma
 Trayectorias buenas: 100 Edad medida: 63.2 ± 2.9 (1σ) Ma



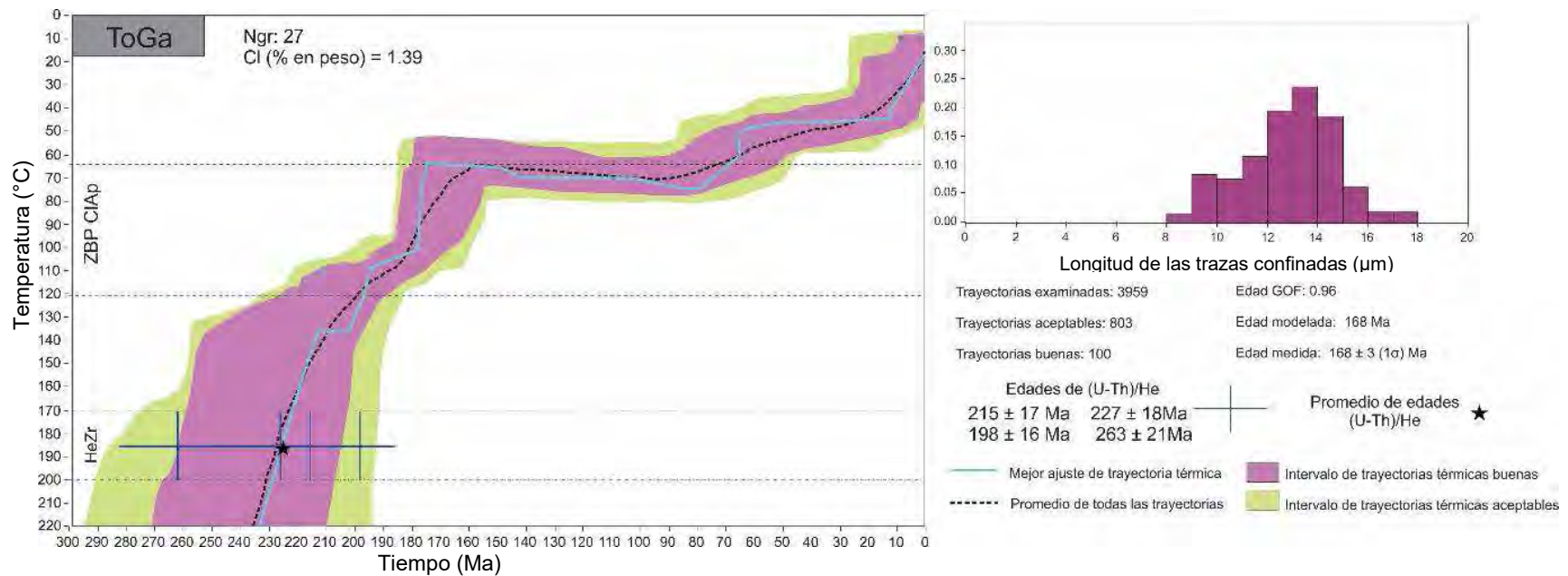


Figura 10. 10 Resultados del modelo tiempo vs temperatura de las muestras To1, ToAm y ToGa del Tronco de Totoltepec basados en el análisis completo de las trazas de fisión en sus apatitos. Se utilizó el software HeFTy v. 1.9.3 para llevar a cabo la simulación de las historias térmicas según el modelo de borrado térmico parcial de Ketcham et al., (2007). En los modelos se indica el porcentaje en peso de cloro (medido directamente con el LAICP-MS, Ngr representa el número de granos analizados y las zonas delimitadas entre dos líneas discontinuas representan la zona de borrado parcial de trazas en apatitos (ZBP) y de retención de He en circones (HeZr). Los dos primeros modelos, de las muestras To1 y ToAm se realizaron en fluorapatitos, mientras que el último modelo, de la muestra ToGa, se realizó en clorapatitos (ver figura 8.6); por ello, la ZBP de esta muestra refleja las temperaturas de cierre más altas de los clorapatitos (en este trabajo tomadas como 70-120°C). En la parte derecha se muestran los histogramas de frecuencia de las longitudes de las trazas confinadas medidas. La edad GOF es la “goodness of fit” entre el modelo y las trazas confinadas medidas. Asimismo, se muestran las edades obtenidas con el método (U-Th)/He en circones y se presentan en el modelo como cruces cuyas barras horizontales representan la desviación estándar (1σ) y cuyas barras verticales representan la zona de retención de He en circones (170-200°C).

CAPÍTULO 11. DISCUSIÓN

11.1 AMBIENTE DE DEPÓSITO

La Formación Tianguistengo se depositó en un ambiente continental, como lo indican los siguientes patrones en sus rocas: (1) raíces en posición de vida y rasgos pedogenéticos presentes en algunos estratos interpretados como paleosuelos; (2) color rojizo conferido por los revestimientos de arcillas en las plagioclasas y la presencia de óxidos detríticos.

El estudio del ambiente de depósito de la Formación Tianguistengo se hizo con base en el reconocimiento de 4 asociaciones de litofacies que representan 4 sub-ambientes de depósito distintos. Las primeras 3 asociaciones de litofacies están en contacto lateral de manera transicional, ello indica que pertenecen a un mismo sistema sedimentario; mientras que la última asociación de litofacies se presenta como grupos de estratos en contacto neto con las otras litofacies. La distribución espacial de cada uno de los sub-ambientes sedimentarios se documentó en el mapa de litofacies (Fig. 5.1), lo que permitió una reconstrucción de la arquitectura de la cuenca donde se depositó la Formación Tianguistengo.

La asociación de litofacies I AFI se distribuye en la parte oriental del área de estudio, cerca de la falla Ameyaltepec. La AFI está conformada por iteraciones de sucesiones granodecrecientes conformadas, de base a cima, por litofacies conglomeráticas Gp y areniscas conglomeráticas St y Sp que se erigen sobre una base erosiva. La sobreposición de dichas sucesiones es el resultado del depósito de un drenaje donde la energía de la corriente tenía variaciones cíclicas. Los conglomerados Gp representan los núcleos de las barras fluviales de ríos con sustrato gravoso que se forman cuando la energía de la corriente es alta; con la disminución progresiva de la corriente se depositan lateralmente y en la cima de estos núcleos areniscas St y Sp. Estas barras fluviales son erosionadas durante los nuevos eventos de energía máxima.

En la parte central del mapa se localiza la asociación de litofacies II AFII, formada por una sucesión rítmica de las litofacies St, Sp, Sr y Fl e intercalaciones esporádicas de las litofacies Gp y Sh. Cada sucesión individual está conformada por una agrupación grano decreciente de

las litofacies $St \rightarrow Sp \rightarrow Sr$ que sobreyacen una superficie erosiva. Las areniscas con estratificación cruzada curvada (St) típicamente ocupan las porciones más profundas de los canales activos de los ríos con sustrato arenoso y conforman los núcleos de las barras de canal (Miall, 2006). Posteriormente, cuando la corriente pierde energía y disminuye la profundidad, el depósito en las barras ocurre en forma de dunas 2D. Cuando el nivel de agua mengua, la energía del flujo disminuye de manera considerable y se depositan por encima de las barras de canal rizaduras (Sr) y, finalmente, sedimentos de grano fino por decantación (FI). La presencia de algunas capas de conglomerados Gp indica que probablemente existían periodos de mayor energía donde los núcleos de las barras eran conformados por conglomerados.

Las litofacies Sh representan periodos de avenida de los sistemas fluviales, donde una lámina de agua a grandes velocidades cubre todo el valle. Para que este proceso ocurra, los canales del sistema deben ser poco profundos, lo que permitiría un llenado instantáneo (Miall, 2006). Por ello, en este trabajo se propone que la asociación de litofacies II representa un antiguo sistema fluvial de energía intermedia donde dominaba el depósito de arena en canales poco profundos (Fig. 11.1).

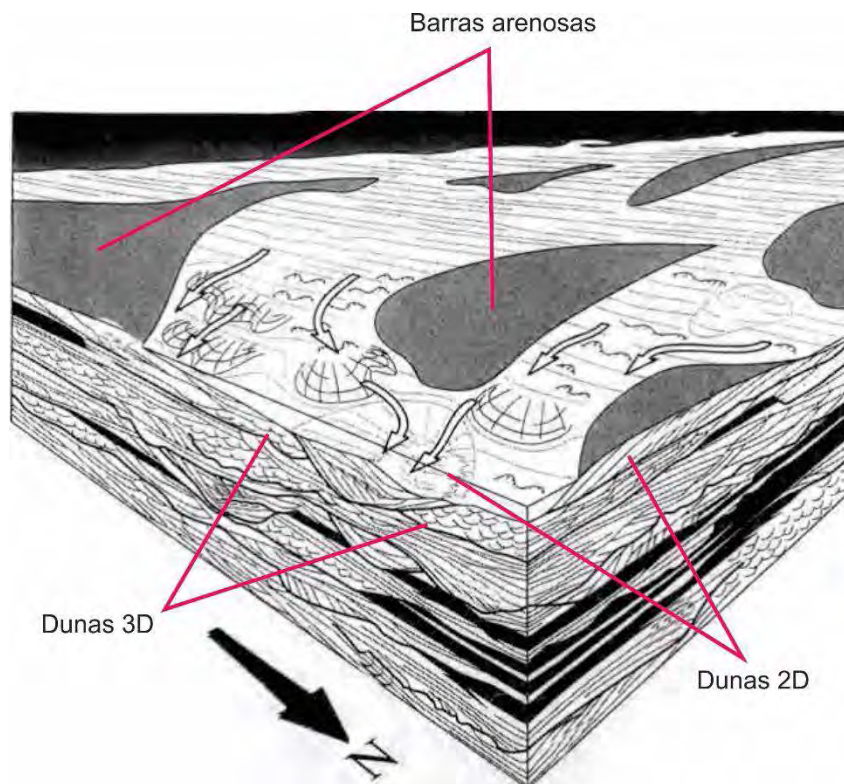


Figura 11. 1 Modelo esquemático del sub-ambiente de la asociación de litofacies II AFII. Las flechas blancas marcan la dirección del flujo. (Modificado de Miall, 2006)

En el extremo oriental y hasta la parte central del área de estudio se localiza la asociación de litofacies III AFIII: sucesiones granodecrecientes de las litofacies Sp → Sr sobre una base erosiva interstratificadas con depósitos laminares de la litofacies FI. Entre estos depósitos que conforman el cuerpo principal de la AFIII, se intercalan paleosuelos con desarrollo incipiente a moderado que indican periodos de exposición subaérea. Los periodos con sedimentación moderada interpuestos con periodos de exposición subaérea caracterizan los ambientes de llanura de inundación, donde la sedimentación ocurre de forma episódica sólo durante los eventos de crecida de los ríos (Fig. 11.2). Verde-Ramírez (2016) asimismo documenta este ambiente de depósito en la localidad tipo que propone para la Formación Tianguistengo.

Un río desbordado y una corriente fluvial enérgica provocan la erosión y ruptura de los diques naturales. Este fenómeno genera *crevasse splay* —o depósitos de ruptura de dique—, que son parecidos a abanicos que se emplazan adyacentes a las márgenes del río, conformados típicamente por una sucesión granodecreciente sobre una base erosiva (Miall, 2006). Una característica de los depósitos de *crevasse splay* es la presencia de intraclastos de lutita y arenisca procedentes de la erosión del dique del río, los cuales son muy abundantes en las sucesiones Sp→Sr interpretadas como este tipo de depósitos en la AFIII de la Formación Tianguistengo.

En las zonas alejadas de los márgenes del canal, los depósitos de *crevasse splay* se intercalan con depósitos de grano fino de la llanura de inundación, conformados por laminaciones de las litofacies FI y algunas areniscas con rizaduras, tal como se observa en la AFIII. Los sedimentos de la llanura de inundación son típicamente depositados a partir de la carga en suspensión de corrientes subcríticas con muy baja energía. Esos depósitos pueden alcanzar varios kilómetros de extensión y se dan en incrementos separados que representan eventos de inundación individuales o por la sedimentación continua de grano fino en pequeñas pozas o pantanos (Miall, 2006); dada la verticalidad de los estratos de la litofacies FI, no es posible saber cuál era la extensión de la llanura de inundación de la Formación Tianguistengo. La presencia de estructuras por escape de fluidos, laminación convoluta, las estructuras de carga y la presencia de fósiles invertebrados reportados por Verde-Ramírez (2016) indica que los depósitos de llanura de inundación de la Formación Tianguistengo estaban saturados con agua por periodos prolongados y que su depósito ocurría en pequeños pantanos o pozas.

Durante las avenidas del río, se producen inundaciones tabulares instantáneas que duran algunas horas y depositan areniscas con laminación plano-paralela superior (litofacies Sh). Cuando la inundación termina, la corriente pierde energía progresivamente hasta que la llanura de inundación queda libre de agua; en ese momento los sedimentos acarreados a la

llanura quedan expuestos a la intemperie y se pueden formar suelos. Los paleosuelos del registro estratigráfico de la Formación Tianguistengo tienen un desarrollo moderado en la parte más oriental del área, donde presentan raíces en posición de vida; mientras que hacia la parte occidental los rasgos pedogenéticos son incipientes y solo se conservan algunos moteados y nódulos de arenisca. Es probable que los suelos más maduros se desarrollaran en las terrazas fluviales, donde las condiciones ambientales se mantienen más estables por lapsos de tiempo considerables.

En la AFIII existen depósitos de *slump* que afectan a las litofacies de arenisca laminada —Sp o Sh. Los *slumps* ocurren cuando sedimento saturado con agua yace en zonas con pendientes altas. En las llanuras de inundación, el ambiente para generar un *slump* son los diques de los ríos que, sobre todo después de una gran inundación, quedan saturados con agua y reciben una gran cantidad de sedimento que se acomoda en pendientes inestables proclives a colapsar.

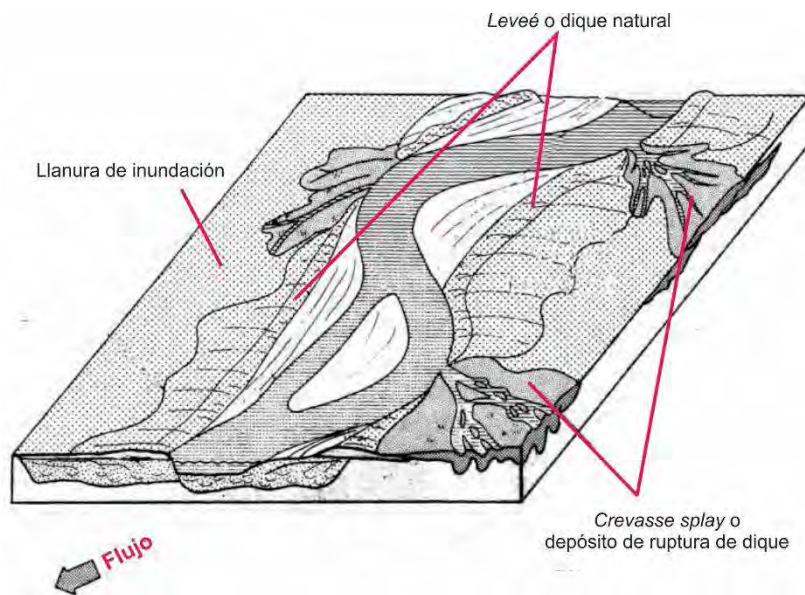


Figura 11. 2 Modelo sedimentológico de la asociación de litofacies III que representa una llanura de inundación con depósitos de crevasse splay. En el registro sedimentológico de la Formación Tianguistengo también hay indicios de depósitos de slumps por colapso de las paredes de los diques del río. (Modificado de Galloway, 1981).

Las rocas de la Formación Tianguistengo no están plegadas y, por lo tanto, en este trabajo se asume que la relación espacial lateral de las asociaciones de litofacies se mantiene como cuando se depositaron. Con esa premisa, se propone que las Asociaciones de Litofacies I, II y III representan la parte proximal, intermedia y distal, respectivamente, de un sistema de drenaje que escurría hacia el este (Figura 11.3). Dicho sistema de drenaje poseía una planicie de inundación hacia el oriente y un ambiente de energía moderada a alta al occidente que permitía

el depósito de barras fluviales conglomerático-arenosas. Es con base en estas diferencias en la energía del ambiente de depósito que Verde-Ramírez (2016) interpreta el ambiente sedimentario de la Formación Tianguistengo.

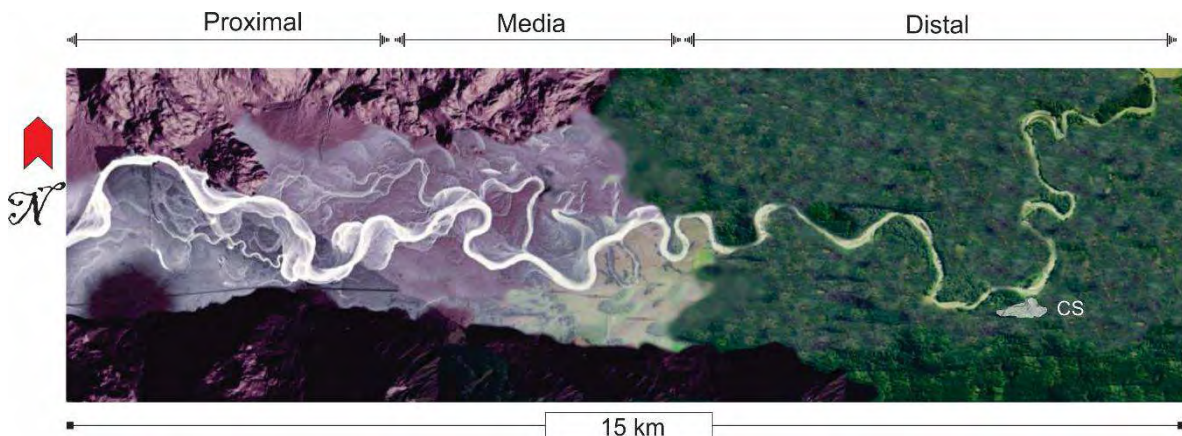


Figura 11.3 Modelo esquemático del sistema de drenaje fluvial conformado por las asociaciones de litofacies I, II y III. Modificado a partir de una imagen LIDAR del río Cowlitz del Servicio Geológico de Washington. Esta sección del río Cowlitz mide aproximadamente 15 km, igual que la sección del río Tianguistengo que representa.

Verde-Ramírez (2016) describe el ambiente de depósito de la Formación Tianguistengo como un sistema “[...] aluvial-fluvial [...]” que registra un “[...] decremento en la granulometría de los sedimentos de oeste a este, por lo que el abanico estaría orientado hacia el este.” La planicie de inundación documentada en este trabajo es incompatible con la hipótesis de Verde-Ramírez (2016) pues no hay registro de abanicos aluviales con planicies de inundación formadas por sedimentos de grano muy fino y paleosuelos como en la Formación Tianguistengo. Los datos de paleocorrientes obtenidos en un afloramiento de la AFII indican una dirección de transporte unidireccional hacia al este, que es más compatible con el modelo de un río de energía intermedia a alta que fluía hacia esa dirección y se originaba en el poniente.

En este trabajo se encontraron litofacias —agrupadas en la asociación de litofacias IV— no contempladas en interpretaciones previas del ambiente de depósito de la Formación Tianguistengo descritas a continuación:

La asociación de litofacias IV (AFIV) de la Formación Tianguistengo está dispuesta en estratos lenticulares apilados que se intercalan entre las asociaciones de litofacias I, II y III. La AFIV se distribuye principalmente en la parte occidental del mapa de litofacias en una franja de terreno con orientación NE delimitada por dos fallas con ese rumbo, la falla Ameyaltepec y una falla que limita al Tronco de Totoltepec hacia el occidente que no ha sido nombrada (Figura 5.1).

Además, se pueden encontrar otros afloramientos en la zona centro-occidental del mapa, asociados espacialmente a la falla La Matanza. La AFIV está conformada por las litofacies monomícticas y bimícticas GmmA y Gci y los conglomerados polimícticos de la petrofacies GmmB.

Los conglomerados de las litofacies Gmm y Gci se han interpretado como el registro estratigráfico de depósitos de flujos de detritos generados durante lluvias torrenciales por inestabilidad gravitacional de sedimentos saturados con agua en zonas montañosas y con escasa vegetación. Los flujos de detritos están asociados a zonas tectónicamente activas que pueden mantener el relieve en constante rejuvenecimiento. Éstos se emplazan como depósitos cerca de su fuente, debido a que por infiltración del agua de los poros al subsuelo y la disminución de la pendiente pierden sustento para seguir en movimiento (Miall, 2006). Por ello, al ser un depósito local, los flujos de detritos, en particular los de la AFIV, se caracterizan por una baja diversidad composicional de los clastos que refleja la diversidad composicional de los productos de la meteorización de una ladera, a diferencia de los depósitos de ríos, que reciclan distintas fuentes en todo su recorrido y reciben detritos de otros ríos o arroyos afluentes.

La sobreposición constante de flujos de detritos producto de la regeneración constante de una ladera construyen abanicos aluviales dominados por flujos de detritos, que son generalmente pequeños (10Km) y con una pendiente pronunciada (Miall, 2006) (Fig. 11.4). Por la distribución espacial de los lentes de depósitos de flujos de detritos, en este trabajo se infiere que la AFIV de la Formación Tianguistengo se depositó a partir de varios abanicos dominados por flujos de detritos que se distribuían cerca de las zonas de falla, donde existían las condiciones necesarias para su formación. Las discordancias internas y las fallas sinsedimentarias encontradas en la AFIII de la Formación Tianguistengo indican que esta unidad se depositó en una cuenca tectónicamente activa proclive a desarrollar este tipo de abanicos en las zonas limítrofes.

Puesto que son depósitos proximales, lo más probable es que las fuentes de los detritos de estos abanicos la constituyan los basamentos que limitan actualmente a la Formación Tianguistengo: El Tronco de Totoltepec y las rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán.

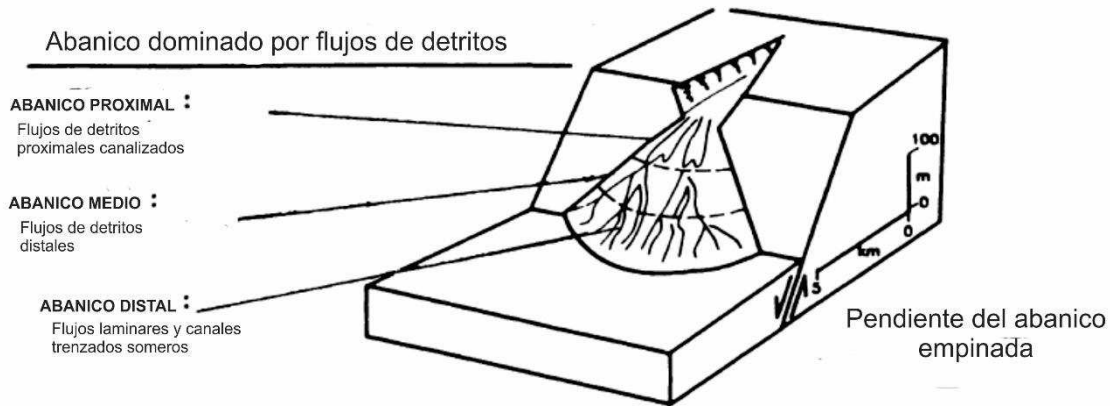


Figura 11. 4 Modelo de un abanico aluvial dominado por flujos de detritos. Estos abanicos tienen pendientes altas y están asociados a escarpes de fallas activas. (Modificado de Miall, 2006).

11.2 PROCEDENCIA

Con el antecedente de que la Formación Tianguistengo resguarda el registro estratigráfico de dos drenajes diferentes, uno de ellos un drenaje fluvial que se dirigía hacia el este, representado por las asociaciones de litofacies I, II y III, y el otro formado por abanicos aluviales que se generaban en las fallas que bordean a la Formación Tianguistengo, representados por la asociación de litofacies IV, se presentan las interpretaciones de la procedencia de cada drenaje en apartados distintos.

11.2.1 Procedencia de las Asociaciones de litofacies I, II y III: Drenaje fluvial

El conteo de dos afloramientos de conglomerados pertenecientes a la parte proximal del drenaje fluvial de la Formación Tianguistengo revela que los clastos más abundantes en esta zona del drenaje son, en orden decreciente, rocas metasedimentarias en facies de esquisto verde, cuarcitas y tonalitas. Se ha documentado que los clastos de esquistos, sobre todo los de grano fino y los más enriquecidos en micas, son poco resistentes a la meteorización química y mecánica y tienden a empobrecerse en el sedimento conforme éste es sometido a los distintos procesos que ocurren en el sistema (Suttner y Basu, 1981; Grantham y Velbel, 1988; Le Pera y Sorriso-Valvo, 2000). En efecto, los resultados del análisis petrográfico cuantitativo de roca total de 14 muestras de arenisca de la Formación Tianguistengo pertenecientes a las partes distales del drenaje fluvial indican que, a diferencia de la parte proximal, la fuente más importante en esta zona eran rocas ígneas intrusivas de composición tonalítica y gabroica con rasgos de deformación a temperaturas intermedias, además de una fuente secundaria de rocas metasedimentarias en facies de esquisto verde y fuentes subordinadas de rocas volcánicas y sedimentarias.

Los datos de paleocorrientes y el decremento de la granulometría del drenaje fluvial de la Formación Tianguistengo hacia el este indican que los detritos de este drenaje procedían del oeste. Probablemente, la fuente de los clastos metasedimentarios en facies de esquisto verde eran las rocas del Complejo Acatlán, específicamente las unidades conformadas por rocas metasedimentarias que limitan a la Formación Tianguistengo hacia el Oeste: la Unidad Salada y la Formación Tecomate (Figura 2.5).

En la figura 11.6 se muestra una comparación entre las edades de circones detríticos obtenidas para el drenaje fluvial de la Formación Tianguistengo y los datos disponibles para las unidades metasedimentarias del Complejo Acatlán. Las poblaciones de edades de circones detríticos de la Formación Tianguistengo son comparables con las poblaciones presentes en las rocas metasedimentarias de la Formación Tecomate y la unidad Salada del Complejo Acatlán.

Las areniscas del drenaje fluvial de la Formación Tianguistengo presentan una población principal de circones detríticos con edades entre 270-330Ma. Entender la procedencia de esta población de circones es difícil en cuanto que ésta se encuentra en diferentes rocas de basamento expuestas en el sur de México. Como lo demuestran los diagramas KDE y los datos de conteo de areniscas y conglomerados, en parte, estos circones derivan de las rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán; sin embargo, el Tronco de Totoltepec, que representa el límite sur de la Formación Tianguistengo, debió constituir una segunda fuente de los circones entre 280 y 330Ma. Dicha deducción se sustenta en la observación de texturas de deformación y la presencia de mirmequitas en los líticos de tonalita, que han sido reportadas para el Tronco de Totoltepec.

Las rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán fungieron como fuente de los circones detríticos con edades entre 500 y 700Ma, como lo muestran los diagramas KDE. Además de dicho complejo metamórfico, en el sur de México no existe el registro de basamentos cristalinos expuestos con circones de esta edad. Silva-Romo *et al.* (2015) encontraron 58 circones de esta edad en la Formación La Mora y los atribuyen al reciclaje directo de la provincia Brasiliana-Pameana de Sudamérica.

Asimismo, las rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán son muy enriquecidas en circones de edad Grenville y fungieron como fuente de circones de esta edad. En este trabajo se descarta que los circones grenvillianos (900-1400 Ma) provengan del Complejo Oaxaqueño debido a que la firma composicional de los gneises que componen este complejo, enriquecidos en feldespato potásico, no está registrada en las rocas de la Formación Tianguistengo. Otras fuentes con circones de esta edad están localizadas en el cratón Amazónico; pero las

características del ambiente sedimentario de la Formación Tianguistengo, que fluía hacia el este, concuerdan con las inferencias descritas al inicio de este párrafo.

A pesar de que las firmas geoquímicas de los granates de la Formación Tianguistengo indican reciclaje del Complejo Oaxaqueño, gracias a los datos petrológicos en este trabajo se confirma que dichos granates son de segundo ciclo y fueron provistos a la Formación Tianguistengo a través del reciclaje de las rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán. Es decir, que en el caso particular de la Formación Tianguistengo, la presencia de minerales con firmas geoquímicas y geocronológicas del Complejo Oaxaqueño no es indicativo del reciclaje de este complejo dado que éstos proceden del Complejo Acatlán. Los granates son minerales muy estables ante la meteorización mecánica y, en climas áridos, pueden conservarse en el sedimento durante transporte prolongado o durante varios ciclos sedimentarios (v. g. Garzanti et al., 2015; Garzanti et al., 2006; Cascalho, J., y Fradique, C., 2007).

En el sur de México la mayor parte de las rocas del Paleozoico poseen minerales heredados del Complejo Oaxaqueño (v. g. Sanchez-Zavala *et al.*, 2004; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Morales-Gómez *et al.*, 2009; Kirsch *et al.*, 2012; Ortega-Obregón *et al.*, 2014), por ello, en este trabajo se recomienda una revisión profunda de la procedencia de las unidades sedimentarias del Mesozoico o ulteriores, dado que la presencia de firmas mineralógicas o geocronológicas de dicho complejo no necesariamente implican un reciclaje de primer ciclo (v.g. Silva-Romo *et al.*, 2018).

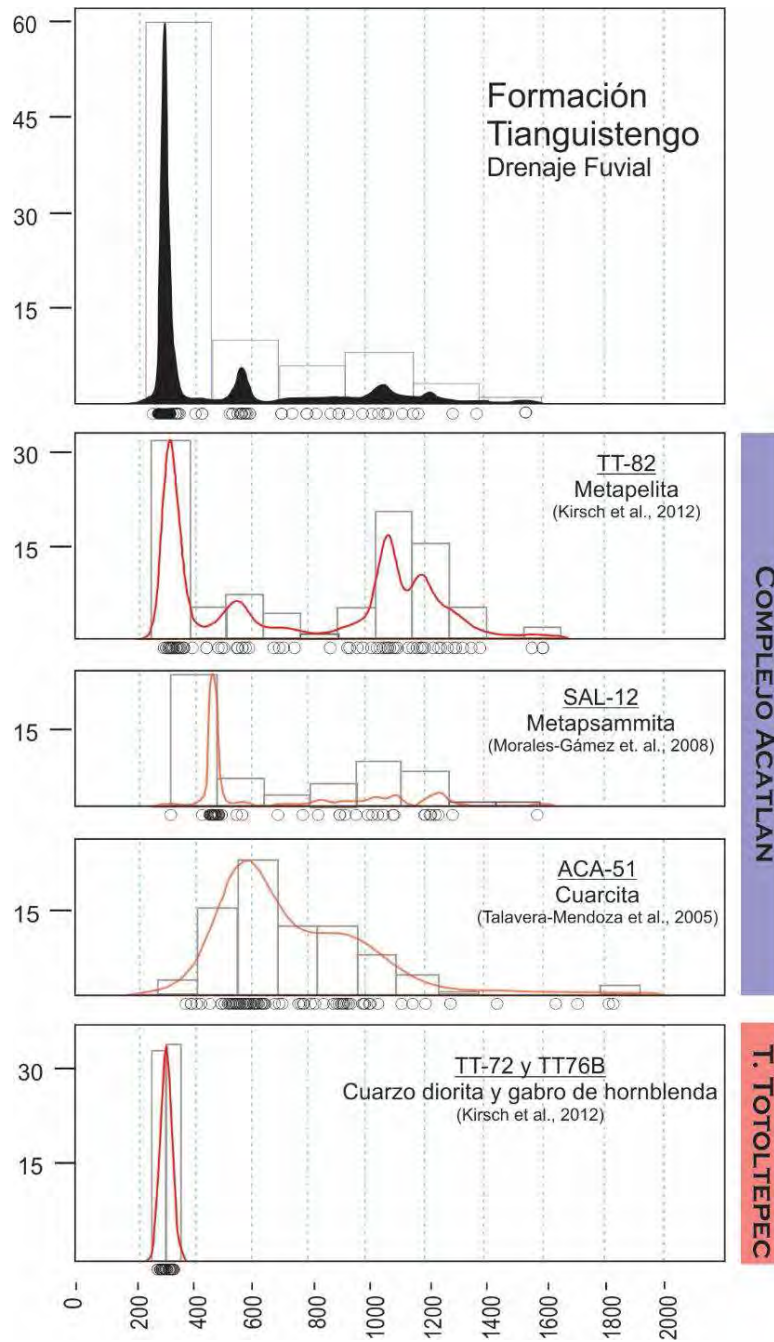


Figura 11. 5 Diagramas KDE (Vermeesch, 2012) que muestran la distribución estadística de las edades de los circones de muestras representativas del Complejo Acatlán (Talavera-Mendoza et al., 2005; Morales-Gómez et al., 2009; Kirsch et al., 2012), del Tronco de Totoltepec (Kirsch et al., 2012) y, para comparación, los datos obtenidos en este trabajo para dos muestras del drenaje fluvial de la Formación Tianguistengo. También se muestran los histogramas, que son los rectángulos grises. Los círculos en la parte de debajo de cada diagrama representan la edad de cada grano de circón analizado.

El Tronco de Totoltepec y las rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán, los que en este trabajo se interpretan como las fuentes de detritos de la Formación Tianguistengo, poseen paragénesis de minerales pesados diversas; en comparación, las areniscas de la Formación Tianguistengo tienen paragénesis pobres, compuestas por circón, rutilo y apatito principalmente, con cantidades subordinadas de granate, anfíbol o epidota que no rebasan el 5% por muestra.

El empobrecimiento en minerales pesados en los sedimentos es producto de dos procesos principalmente: la meteorización y la disolución durante la diagénesis.

En una roca afectada por la meteorización, tanto el circón como la turmalina y el rutilo —que son los minerales pesados más estables— se enriquecen en el sedimento. Los granates y los apatitos tienden a ser inestables durante la meteorización pues son susceptibles a los entornos con pH ácidos que se forman en los suelos (Morton, 1984). Para probar si el empobrecimiento en minerales pesados de la Formación Tianguistengo es debido a la meteorización del sedimento, se realizó una gráfica comparativa entre el contenido de cuarzo —que debería enriquecerse en un sedimento meteorizado— y el contenido de minerales pesados estables; sin embargo, no existe un enriquecimiento proporcional entre éstos. De hecho, las areniscas de la Formación Tianguistengo son muy enriquecidas en plagioclasa (>40%), un mineral inestable durante la meteorización.

Con base en el estudio de una sucesión sedimentaria con distintos grados de enterramiento, Morton (2007) estableció una progresión en la estabilidad de minerales pesados durante la diagénesis por enterramiento (*Menor estabilidad*) < *ortopiroxeno*, *clinopiroxeno* < *piroxeno sódico* < *anfíbol cálcico* < *andalucita*, *silimanita* < *epidota* < *titanita* < *cianita* < *anfíbol sódico* < *estauroilita* < *alanita* < *granate*, *cloritoide* < *turmalina* < *monacita* < *espinela* < *rutilo*, *anatasa*, *brookita*, *circón*, *apatito* (*mayor estabilidad*). De los estudios de Morton se puede observar que, pese a que es inestable durante la meteorización, el apatito es estable durante el enterramiento. Sin embargo, el granate y la epidota, dos minerales presentes en las fuentes de detritos de la Formación Tianguistengo, son inestables durante el enterramiento. En efecto, las texturas de todos los granates encontrados en las rocas de la Formación Tianguistengo muestran evidencias de disolución. Según Morton (2007) la disolución de granate durante el enterramiento ocurre aproximadamente a 3,500 metros de profundidad (Fig. 11.7).

Por lo anterior, en este trabajo se concluye que en el caso particular de la Formación Tianguistengo, los procesos de disolución durante el enterramiento, el que tuvo que ser mayor a 3,500m en algún momento, empobrecieron la paragénesis de minerales pesados.

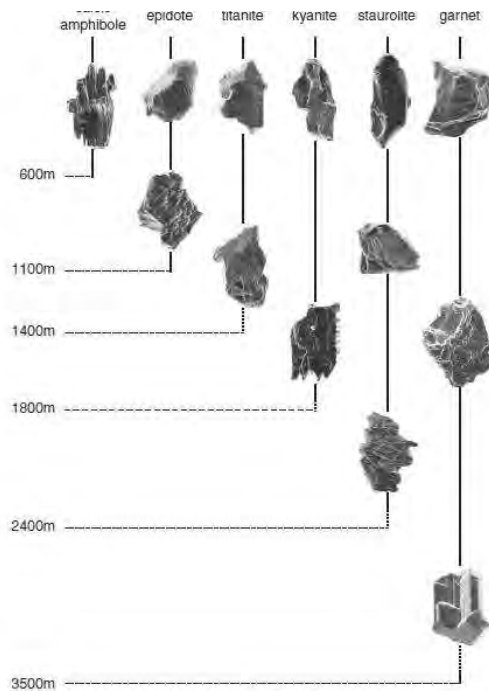


Figura 11. 7 Secuencia de la disolución de los minerales y las texturas características a distintas profundidades de enterramiento. Se puede notar que tanto el granate como la epidota son inestables en las condiciones de pH durante el enterramiento. Tomada de Morton (2007).

11.2.2 Procedencia de la Asociación de litofacies IV: Drenaje Aluvial

El análisis petrográfico de la parte arenosa de 3 conglomerados y el conteo de 5 afloramientos de conglomerados indica que las fuentes de la asociación de litofacies IV son específicas para cada abanico. Los abanicos de la parte central del mapa son poco diversos composicionalmente y reflejan el reciclaje de una sola fuente intrusiva de composición tonalítica con granodioritas y gabros subordinados. En el occidente de la cuenca la composición es muy variable por sí misma. En la zona suroccidental, cerca de la Falla La Matanza, los abanicos proceden de dos fuentes: una fuente intrusiva de composición tonalítica y una fuente volcánica de composición intermedia a félsica, con gabros subordinados. Al noroccidente, los abanicos indican el reciclaje de fuentes sedimentarias y metasedimentarias en facies de esquisto verde, principalmente, con aportes subordinados de rocas intrusivas de composición tonalítica y rocas volcánicas.

Dado que son depósitos proximales, la composición de los clastos de los flujos de detritos indica la litología de la ladera más cercana al lugar de depósito. Los detritos de tonalita del drenaje aluvial de la Formación Tianguistengo proceden de la erosión del Tronco de Totoltepec, debido a que éste constituye el límite sur de la Formación Tianguistengo y es la roca intrusiva más cercana al lugar de depósito de los abanicos aluviales. Las características

texturales encontradas tanto en los estudios petrográficos como en los estudios de los clastos en campo, indican un reciclaje de fuentes tonalíticas intrusivas. Por ejemplo, en los conglomerados se encontraron clastos de tonalita foliados, como los que se encuentran en las márgenes del Tronco de Totoltepec; además, en lámina delgada se encontraron mirmequitas, biotitas verdes y estructuras de deformación como maclas periclinales, bordes suturados entre los minerales y dominios de recristalización en subgranos, típicos del ensamble ígneo sintectónico que conforma al Tronco de Totoltepec.

Los datos geocronológicos del drenaje aluvial en la parte central de la Formación Tianguistengo, la muestra IV-T1, indican que en esta zona la fuente de detritos contenía circones de entre 320 y 280 Ma. Esta población de edad demuestra que la fuente de los detritos de tonalita del drenaje aluvial de la Formación Tianguistengo era el Tronco de Totoltepec, que se ha fechado en 275-330 Ma (Kirsch et al., 2012) (Figura 11.8).

Los detritos de esquistos y cuarcitas de los abanicos aluviales al noroccidente del mapa de litofacies proceden de las rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán que limitan a la Formación Tianguistengo hacia el occidente.

El origen de los clastos volcánicos de composición intermedia-félsica encontrados en algunos afloramientos del suroccidente del drenaje aluvial de la Formación Tianguistengo es controversial. No se fecharon directamente los clastos volcánicos pero sí la matriz de los conglomerados bimícticos —con clastos de Tronco del Totoltepec y clastos de rocas volcánicas— de los que proceden. Dichos conglomerados poseen poblaciones de circones detríticos del Grenvilliano (897-1350Ma) —que indican contaminación cortical puesto que el Tronco de Totoltepec no posee circones de esta edad— y del Pérmico. La población de circones detríticos más joven es de 264-277Ma; sin embargo, no hay registros de rocas volcánicas félsicas de esta edad en la zona cercana a la Formación Tianguistengo. De hecho, la única roca volcánica de esta edad registrada en el sur de México es la Riolita Sosola, de 270 ± 3 Ma (Ortega-Obregón *et al.*, 2014), que se encuentra a 200km al sureste de la Formación Tianguistengo.

Es imposible que los flujos de detritos viajen tantos kilómetros. Las rocas volcánicas constituyen más del 50% de los clastos de este abanico; por ello, en este trabajo se propone que existían rocas volcánicas félsicas emplazadas sobre el Tronco de Totoltepec, en el límite meridional de la Formación Tianguistengo, que han sido erosionadas completamente y solo están resguardadas en el registro sedimentario de la Formación Tianguistengo.

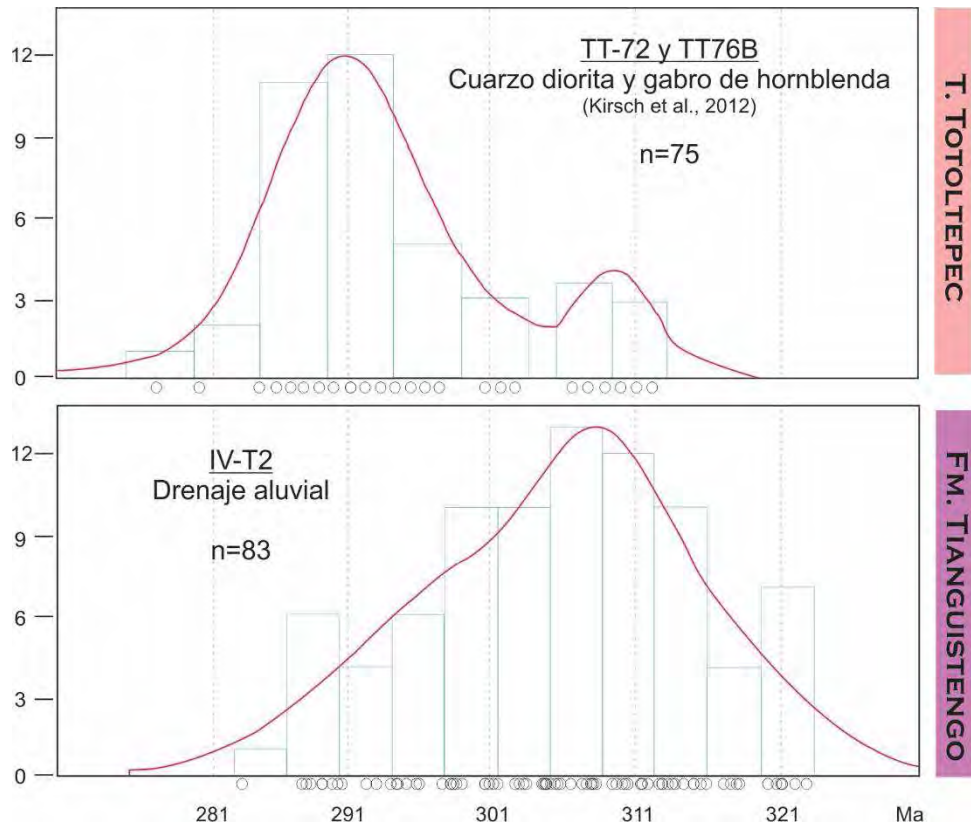


Figura 11. 8 Diagramas KDE (Vermeesch, 2012) de la distribución de las poblaciones de edad de los circones detríticos del drenaje aluvial de la Formación Tianguistengo (este trabajo) y del Tronco de Totoltepec (Kirsch et al, 2012)

De la misma manera que las rocas del drenaje fluvial de la Formación Tianguistengo, la paragénesis de minerales pesados del drenaje aluvial está constituida por circón y, en menor medida, apatito; por lo tanto, no es indicativa de la paragénesis de las fuentes.

11.3 MODELO TECTONOSSEDIMENTARIO DE LA FORMACIÓN TIANGUISTENGO

Las diferencias sedimentológicas y los contrastes en la procedencia de las rocas de la Formación Tianguistengo indican que ésta se depositó en un ambiente sedimentario conformado por dos subambientes (Fig. 11.9). Por un lado, existía un drenaje fluvial que drenaba rocas del Complejo Acatlán y del Tronco de Totoltepec y, por el otro, existía un drenaje

aluvial conformado por varios abanicos dominados por flujos de detritos que eran alimentados por el Tronco de Totoltepec en la parte central del mapa y por el Complejo Acatlán en el límite occidental de la cuenca. La composición de los detritos de los abanicos aluviales refleja la litología de los basamentos de la cuenca que se exponían localmente en la superficie probablemente debido a la activación de las fallas La Matanza y Ameyaltepec. El Tronco de Totoltepec, rocas volcánicas que lo sobreyacían, rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán y rocas sedimentarias asociadas a éste último constituían los basamentos de la cuenca donde se depositó la Formación Tianguistengo. Actualmente, no existe registro de unidades volcánicas ni sedimentarias sobre el Complejo Acatlán o el Tronco de Totoltepec; por lo tanto, se infiere que estas rocas fueron completamente erosionadas e incorporadas a los sedimentos de la Formación Tianguistengo.

El tiempo que transcurre entre la generación de un relieve y el inicio de los procesos sedimentarios que tienden a peneplanarlo depende de cada ambiente de depósito y clima. La presencia de abundantes depósitos de flujos de detritos interestratificados con depósitos de llanura de inundación indican que los basamentos que bordeaban la cuenca donde se depositaba la Formación Tianguistengo sufrían una exhumación constante, lo que permitía el rejuvenecimiento del relieve y el emplazamiento de flujos de detritos en temporadas de lluvias torrenciales.

Durante el depósito de la Formación Tianguistengo, el Tronco de Totoltepec debió exhumarse a lo largo de la falla La Matanza. Dicha hipótesis es sustentada por las discordancias internas encontradas en la Formación Tianguistengo, que indican un eje de rotación de los estratos con dirección este-oeste, paralelo a la falla La Matanza; además de las fallas sinsedimentarias con el mismo rumbo que indican la presencia de al menos una falla activa con esta orientación. La concentración de flujos de detritos en la parte oriental del área, aunado a las diferencias en la evolución térmica del Tronco de Totoltepec entre la parte este y oeste de la falla La Matanza, indican que la exhumación del tronco fue diferencial y era mayor en la zona cerca a la falla Ameyaltepec; es decir, la falla de la Matanza probablemente era una falla de tijera, con un escarpe mayor hacia el oriente.

Algunas fallas sinsedimentarias en la Formación Tianguistengo tienen rumbo NW, lo que indica que no solo el Tronco de Totoltepec se exhumaba a lo largo de la falla La Matanza sino que también el complejo Acatlán se exhumaba a lo largo de la falla Ameyaltepec. Por su posición con respecto a las unidades Jurásicas de la Cuenca de Otlaltepec, Verde-Ramírez (2016) propuso que la falla Ameyaltepec fue activa como una falla lítrica durante el depósito de la Formación Tianguistengo. La activación de la falla Ameyaltepec generaba los abanicos de flujos de detritos enriquecidos en areniscas y esquistos que se encuentran en la parte noroeste del

mapa de litofacies (Fig. 11.9); sin embargo, en este trabajo no se encontraron evidencias para aseverar que se trate de una falla lístrica. De hecho, se encontraron indicadores cinemáticos que indican un periodo con actividad lateral previo a la activación como falla inversa.

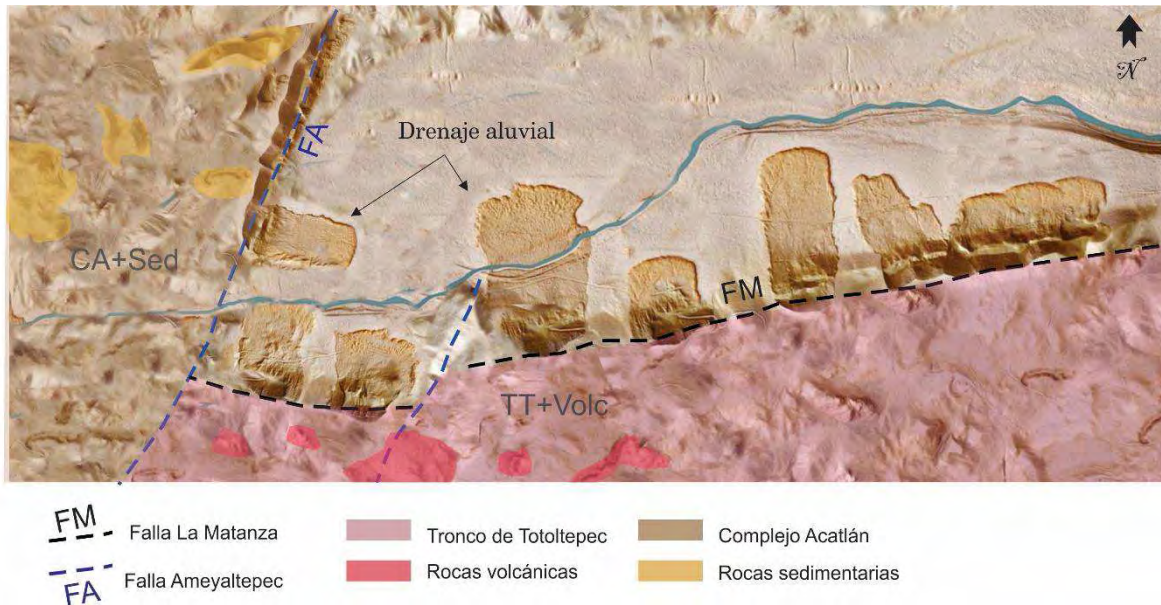


Figura 11. 9 Modelo tectonosedimentario de la Formación Tianguistengo. TT+Volc: Tronco de Totoltepec y rocas volcánicas; CA+Sed: Complejo Acatlán y rocas sedimentarias.

Dentro de la Formación Tianguistengo no se ha encontrado registro fósil que permita estimar su edad. Debido a que se deposita de manera coetánea a uno de los episodios de exhumación del Tronco de Totoltepec, en este trabajo se estimó la edad de la Formación Tianguistengo (Triásico tardío—Jurásico temprano) con base en la historia térmica del Tronco de Totoltepec.

11.4 ENTORNO CLIMÁTICO Y TECTÓNICO DE LA FORMACIÓN TIANGUISTENGO

La composición de los detritos y las estructuras sedimentarias de las rocas de la Formación Tianguistengo arrojan ciertos indicios del clima que prevalecía en la cuenca durante su depósito. Los flujos de detritos ocurren con mayor frecuencia en las zonas con climas áridos o semi-áridos, donde los detritos generados por la meteorización están poco cohesionados debido a la ausencia de vegetación; sin embargo, también se han reportado flujos de detritos en climas húmedos y templados. Otros indicios del clima pueden encontrarse en los depósitos de la llanura de inundación del sistema fluvial de la Formación Tianguistengo: las huellas de desecación, las brechas de intraclastos y los clastos *rip-up* son típicos de climas con una fuerte estacionalidad donde en los periodos de lluvias los sedimentos están saturados con agua pero en las épocas

de sequía se desecan rápidamente (Stear, 1985). Las areniscas de la Formación Tianguistengo son muy enriquecidas en plagioclasa, que puede constituir hasta el 70% del detrito, lo cual es indicativo de que la meteorización por disolución o hidrólisis tenía poca importancia tanto en el sistema sedimentario aluvial como en el fluvial; la gran abundancia de óxidos detríticos en la formación Tianguistengo indica que la oxidación era el tipo de meteorización química más importante durante el depósito de esta unidad. La oxidación es más importante en condiciones subaéreas y es muy importante en las regiones áridas y semiáridas, donde el nivel freático es relativamente profundo. Sin embargo, en los depósitos de la llanura de inundación hay gran abundancia de bioturbación y de estructuras de deformación sinsedimentaria, incluso Verde-Ramírez (2016) reporta horizontes de calizas con ostrácodos que indican la presencia de pequeños lagos o charcas en la llanura de inundación. Todo ello indica que la Formación Tianguistengo se depositó en un entorno semi-árido con temporadas anuales con lluvias torrenciales que generaban flujos de detritos, rupturas de dique natural y mantenían el sedimento saturado en agua por periodos cortos. Probablemente en la parte occidental de la cuenca el clima se tornaba un poco más húmedo, lo que permitía la meteorización esferoidal de los clastos de granito y arenisca de los flujos de detritos. Esta disminución de temperatura se debía probablemente al aumento en la altitud del relieve en esta zona debido al levantamiento diferencial del Tronco de Totoltepec generado por el “choque” de las fallas La Matanza y Ameyaltepec (Fig. 11.9).

11.5 MODELO TÉRMICO DEL TRONCO DE TOTOLTEPEC Y EDAD DE LA FORMACIÓN TIANGUISTENGO

En este trabajo se integraron los datos de (U-Th)/He en circones y trazas de fisión en apatitos para reconstruir la historia térmica del Tronco de Totoltepec (Fig. 11.10). Asimismo, se asume que la denudación del Tronco de Totoltepec es producto de la exhumación tectónica y sucesiva erosión del relieve generado por fallas activas.

En la historia térmica del Tronco de Totoltepec la reactivación de las fallas Matanza y Ameyaltepec tiene un papel preponderante y es un reflejo de los principales eventos tectónicos ocurridos en el sur de México durante el Mesozoico.

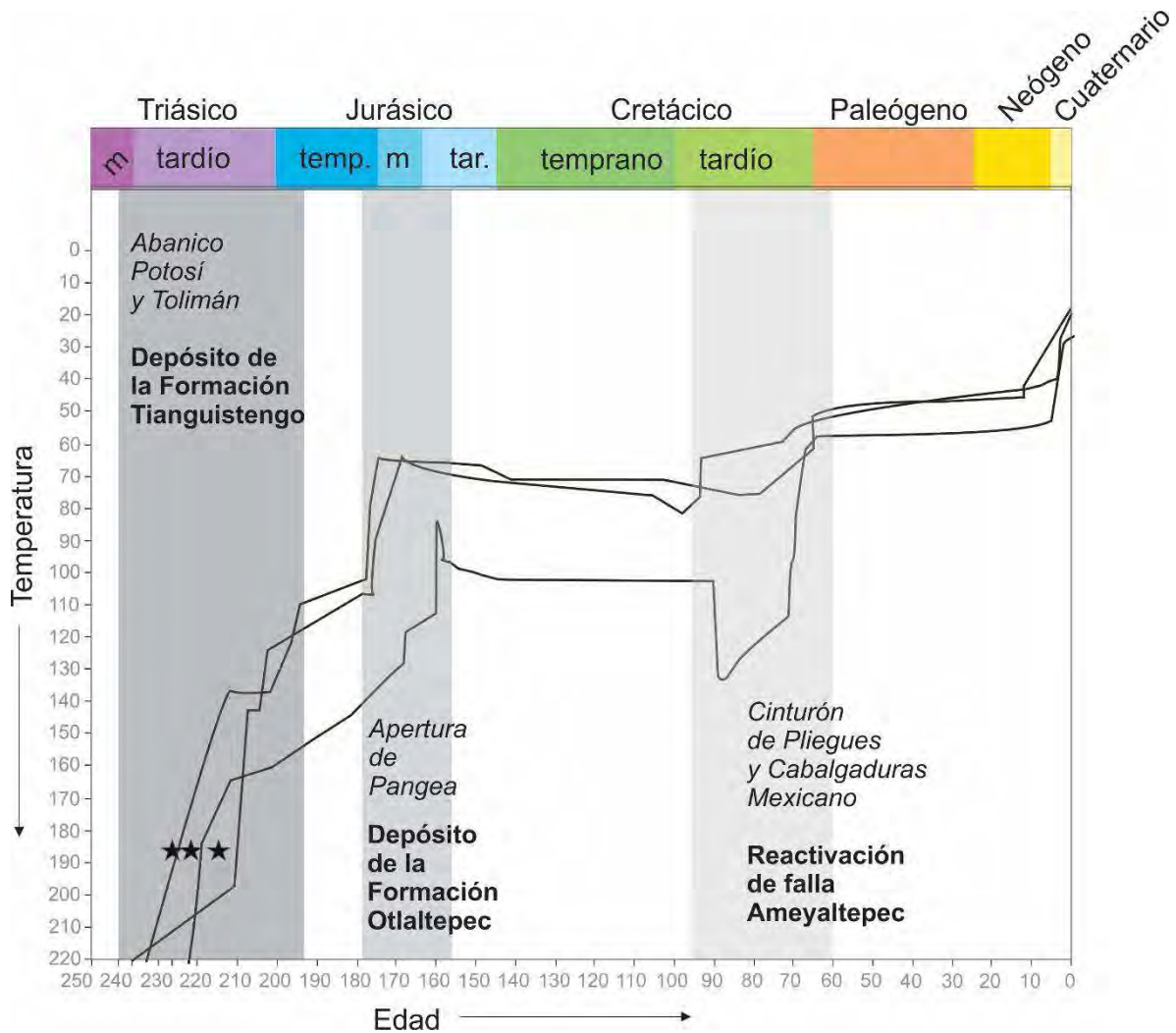


Figura 11.10 Las mejores trayectorias de los modelos termocronológicos de las 3 muestras del Tronco de Totoltepec obtenidas con el software HeFTy. Las estrellas son las edades obtenidas con (U-Th)/He en circones.

Martini *et al.* (2016) documentaron un evento de exhumación del Tronco de Totoltepec a lo largo de la Falla de la Matanza entre $167.5 \pm 1\text{Ma}$ y $163.1 \pm 5\text{Ma}$, en el contexto de dispersión del supercontinente Pangea. Durante dicha exhumación, el Tronco de Totoltepec fue erosionado y sus detritos depositados en el registro estratigráfico de la Formación Otlaltepec, que sobreyace a la Formación Piedra Hueca y a la Formación Tianguistengo. Este evento del Jurásico medio también está registrado en el modelo térmico del Tronco de Totoltepec, lo cual indica un periodo de enfriamiento entre los 160 y los 170Ma (Fig. 11.10).

Desde el Triásico medio-tardío y hasta el Jurásico temprano, previo al depósito de la Formación Otlaltepec, el Tronco de Totoltepec sufrió la etapa de enfriamiento más antigua registrada en las trazas de fisión de los apatitos y la única registrada en el (U-Th)/He en circones. En este periodo, el Tronco de Totoltepec fue exhumado a lo largo de la Falla La Matanza y erosionado rápidamente para producir los flujos de detritos que hoy están registrados en la Formación Tianguistengo. En efecto, la edad componente más antigua de las edades por trazas de fisión de los apatitos contenidos en los flujos de detritos de la Formación Tianguistengo, interpretada como la edad de exhumación de la fuente, es de 211 ± 12 Ma.

Durante el Triásico tardío, el territorio mexicano —ubicado en la margen occidental de Pangea— era el sitio de acumulación de grandes abanicos submarinos: Abanico Potosí y Abanico Tolimán (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Silva Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Ortega-Flores y Ortega-Obregón, 2014; Silva-Romo *et al.*, 2015). Se piensa que estos abanicos estaban asociados a una margen pasiva, pues no se ha documentado vulcanismo de esta edad (Silva Romo *et al.*, 2000). Hasta el momento, existen abundantes datos geocronológicos y petrográficos de dichos abanicos submarinos y muy pocos sobre los sistemas fluviales que los alimentaban; éstos se restringen a dos sistemas fluviales hipotéticos que drenaban Pangea ecuatorial y desembocaban en el Paleopacífico: el sistema El Alamar y el sistema Sanozama-La Mora (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Silva-Romo *et al.*, 2015).

La Formación Tianguistengo es análoga a la Formación El Alamar y a la Formación La Mora en cuanto a que representa un sistema fluvial del Triásico tardío; sin embargo, se diferencia de ellas en la composición de sus areniscas y en las poblaciones de sus circones detríticos.

El sistema fluvial El Alamar se localiza al NE del territorio mexicano y representa el registro de la parte proximal-media de sistema fluvial trezado o uno de baja sinuosidad intercalado con depósitos de llanura de inundación con desarrollo de paleosuelos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). La Formación La Mora se localiza 30 km al sur de la Formación Tianguistengo y representa una antigua planicie de inundación (Silva-Romo *et al.*, 2015), similar a la parte distal del drenaje fluvial de la Formación Tianguistengo.

Las areniscas de la Formación Alamar son muy enriquecidas en líticos y en este sentido son diferentes a las otras dos formaciones fluviales del Triásico (Fig. 11.11). Las areniscas de la Formación Tianguistengo se asemejan composicionalmente a las areniscas de la Formación La Mora; sin embargo, las areniscas de la Formación La Mora presentan una proporción mayor de feldespato potásico. De lo anterior, se infiere que estos tres sistemas fluviales drenaban al menos dos fuentes distintas —una que aportaba abundantes líticos y otra más enriquecida en

rocas cuarzo-feldespáticas faneríticas, y que, por lo tanto, estas formaciones representan al menos dos ríos distintos.

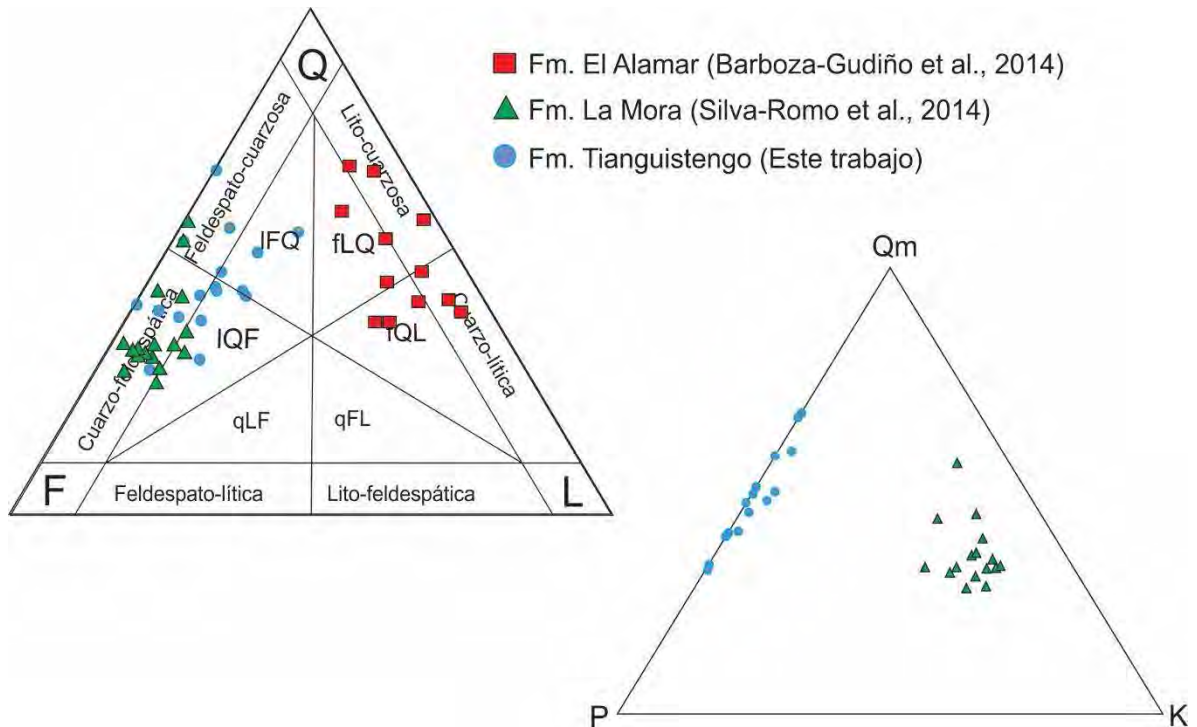


Figura 11. 11 Diagrama de clasificación composicional Q-F-L de Garzanti (2015) y diagrama Q-P-K. Q: Cuarzo; F: Feldespatos; L: Líticos; P: Plagioclasa; K: Feldespato potásico.

Los circones detríticos del Meso y Paleoproterozoico obtenidos de las areniscas de la Formación La Mora (Fig. 11. 12) llevaron a Silva Romo *et al.*, (2015) a interpretar esta formación como un drenaje de escala regional que se originaba en el cratón sudamericano y desembocaba en el Abanico Tolimán. Con el mismo razonamiento, El Alamar es interpretado como un sistema fluvial de escala regional que procedía del margen sur de Laurencia y desembocaba en el Abanico Potosí (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010); sin embargo, la firma geocronológica de éste presenta las mismas poblaciones de edad que la Formación Tianguistengo y, por lo tanto, la procedencia de las areniscas del sistema El Alamar se pueden explicar sin necesidad de apelar a un drenaje tan extenso (Fig. 11.12).

La Formación Tianguistengo se encuentra 30 km al norte de la Formación La Mora y, por lo tanto, es factible que ambas conformasen un mismo sistema fluvial que desembocaba en el Abanico Tolimán. En este trabajo se demostró que la Formación Tianguistengo representa un drenaje local que reciclaba rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán y rocas del Tronco de Totoltepec; por lo tanto, es posible que el río registrado en las rocas de la Formación Tianguistengo fuese un afluente del sistema fluvial La Mora, de carácter regional.

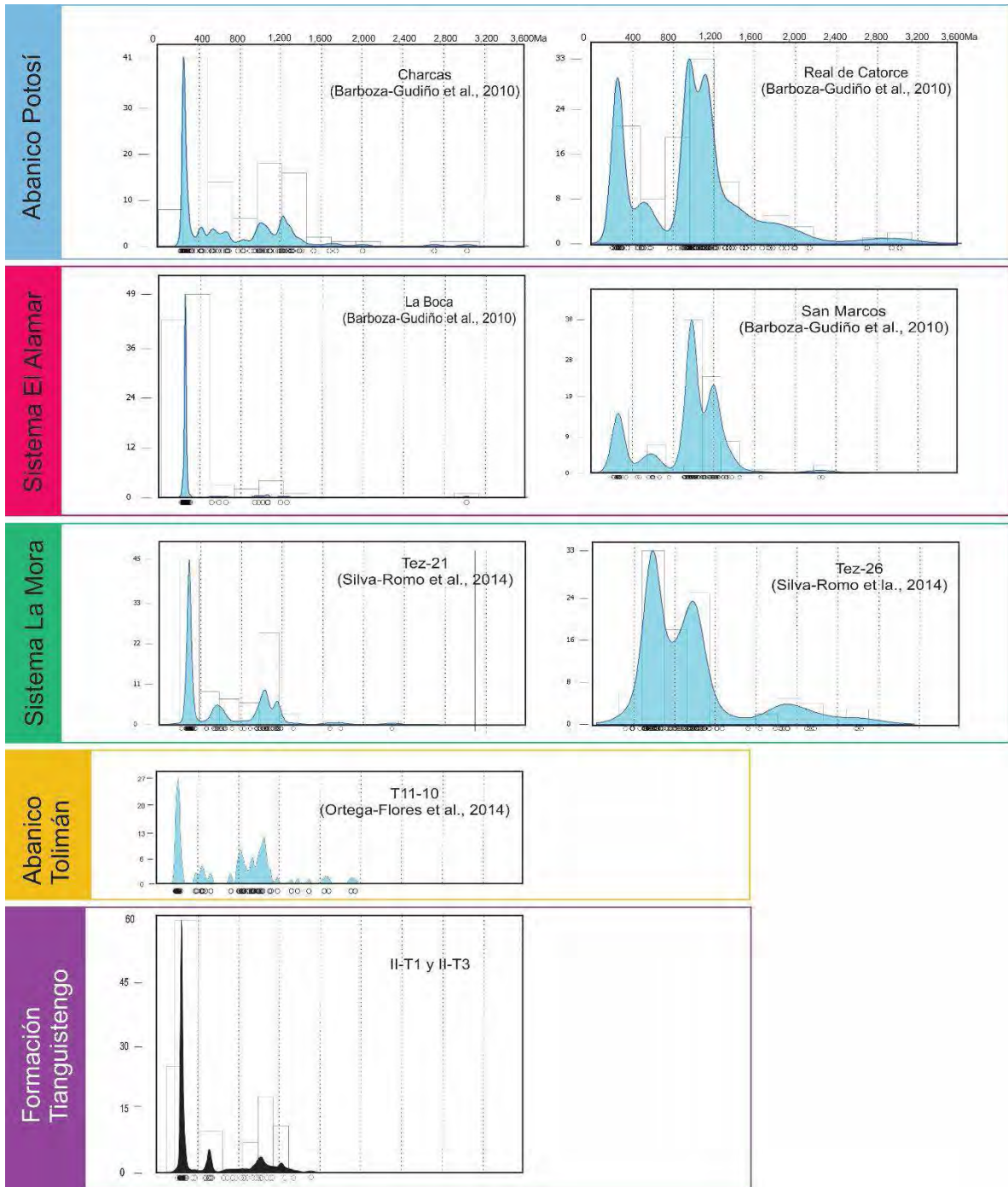


Figura 11. 12 Diagramas KDE de muestras representativas de los sistemas sedimentarios marinos y fluviales del Triásico superior.

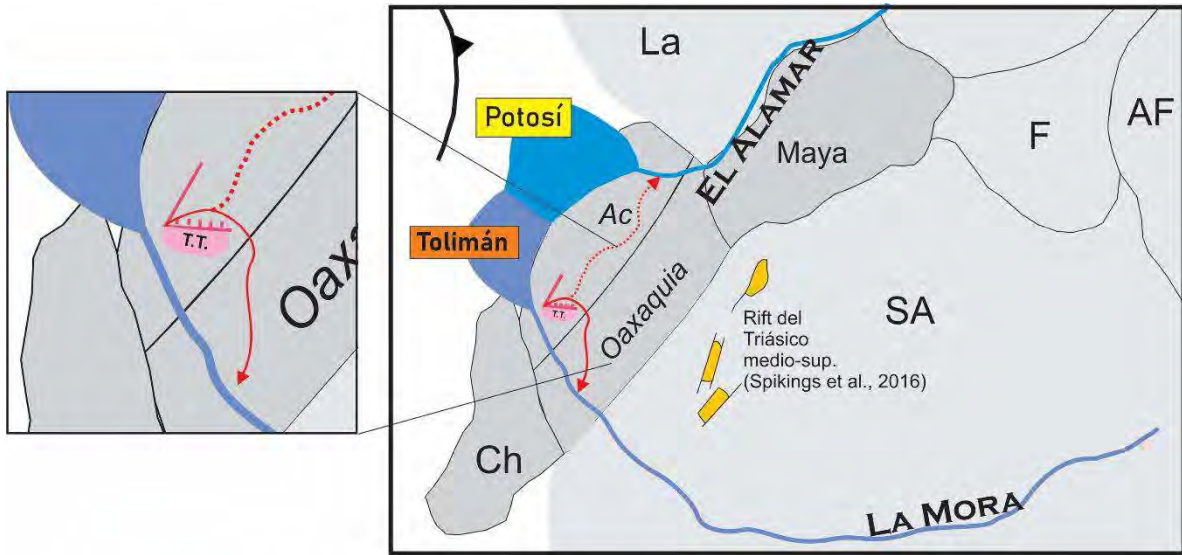
La dirección del río Tianguistengo debió virar casi 90° para incorporarse al sistema fluvial La Mora. Por ello, no se descarta la posibilidad de una trayectoria alternativa donde la Formación Tianguistengo represente un drenaje independiente que se originaba en el terreno

Mixteco y se unía al sistema El Alamar para finalmente desembocar en el Abanico Potosí. En efecto, la firma geocronológica de los circones detríticos de la Formación Tianguistengo y del Abanico Potosí son muy parecidas (Fig. 11.12). Con los datos disponibles hasta el momento, no es posible saber cuál de las dos trayectorias del Río Tianguistengo es la real; sin embargo, debido a la cercanía con el sistema Sanozama-La Mora, que el Río Tianguistengo fuese un afluente de este es la hipótesis más importante.

La exhumación más antigua del Tronco de Totoltepec indica que al menos la falla La Matanza era activa como una falla de tijera durante el Triásico tardío, lo que constituiría el primer registro de tectónica activa durante este periodo. En este trabajo se ha documentado que la falla Ameyaltepec también era activa durante el depósito de la Formación Tianguistengo, probablemente como una falla lateral. Esto permite inferir que en el Triásico tardío existían dos sistemas de fallas activas en el territorio mexicano: uno E-O y otro NE-SO. Al igual que en otras formaciones del Triásico, dentro de la Formación Tianguistengo tampoco existen registros de vulcanismo sinsedimentario.

En la margen occidental de Sudamérica se han documentado sistemas de fallas con orientaciones NE-SO y E-W y vulcanismo sinsedimentario en unidades continentales del Triásico medio-superior (Spikings *et al.*, 2016). Esta información, aunada a los datos nuevos que se ofrecen en este trabajo, sugieren que la tectónica extensional activa en la margen occidental de Pangea pudo iniciar desde el Triásico tardío.

Adicionalmente, el Tronco de Totoltepec sufrió un enfriamiento hace 60-70 Ma, probablemente como consecuencia del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Este evento es más evidente en la muestra ToAm, tomada en las cercanías de la falla Ameyaltepec, posiblemente activa como una falla inversa durante este evento compresivo. La inhumación previa a este evento probablemente se debe a la flexura cortical que provocó el depósito de la Formación Cipiapa sobre las unidades sedimentarias del Mesozoico de la Cuenca Otlaltepec o al cabalgamiento del Complejo Acatlán sobre el Tronco de Totoltepec.








-  Trayectoria del Río Tianguistengo
-  Trayectoria alternativa del Río Tianguistengo
-  Falla Ameyaltepec
-  Falla La Matanza
-  Tronco de Totoltepec

Figura 11. 13 Modelo paleogeográfico de la Formación Tianguistengo y del territorio mexicano durante el Triásico tardío. Oax: Oaxaquia; Ac: Complejo Acatlán; Ch: Chortis; La: Laurencia; SA: Sudamérica; F: Florida; AF: África. (Modificado de Silva-Romo et al., 2015)

CAPÍTULO 12.

CONCLUSIONES

Los datos presentados en este trabajo permiten concluir que:

La Formación Tianguistengo está conformada por dos miembros, el miembro Tianguistengo aluvial y el miembro Tianguistengo fluvial. Ambos miembros son coetáneos; sin embargo, se depositaron en ambientes sedimentarios distintos y tienen procedencias distintas.

La Formación Tianguistengo se depositó en un ambiente sedimentario compuesto. Una parte del registro sedimentario indica un depósito por drenaje fluvial, anteriormente propuesto por Verde-Ramírez (2016), y otra parte indica un depósito por abanicos aluviales locales cuyo origen estaba asociado a los escarpes generados por la activación de las fallas Matanza, con orientación E-O, y Ameyaltepec, con orientación NE.

Existe una variación composicional entre las rocas del drenaje fluvial, que indica el reciclaje tanto de rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán como de rocas intrusivas del Tronco de Totoltepec, y las rocas del drenaje aluvial, cuya composición varía según la fuente local de los detritos para cada abanico. Los flujos de detritos originados en la falla La Matanza poseen clastos del Tronco de Totoltepec y de rocas volcánicas que lo sobreyacían, mientras que los flujos de detritos generados en la falla Ameyaltepec son muy enriquecidos en líticos de esquistos y areniscas.

La exhumación del Tronco de Totoltepec a lo largo de la falla La Matanza ocurrió de manera simultánea al depósito del drenaje aluvial de la Formación Tianguistengo. El modelo térmico del Tronco de Totoltepec indica al menos 3 periodos de enfriamiento posteriores al emplazamiento magmático. El periodo de exhumación del Tronco de Totoltepec coetáneo con el depósito de los flujos de detritos de la Formación Tianguistengo ocurrió desde el Triásico tardío hasta el Jurásico temprano; por lo tanto, esta unidad es parte de los sistemas fluviales del Triásico tardío que alimentaban los abanicos submarinos Tolimán y Potosí.

Los detritos de las areniscas de la Formación Tianguistengo tienen una procedencia local, en los basamentos del sur de México; por lo tanto, esta unidad representa un drenaje sobre el terreno Mixteco, que constituía la parte marginal de la Pangea ecuatorial, afluente de alguno de los sistemas fluviales que drenaban Pangea ecuatorial durante el Triásico tardío.

BIBLIOGRAFÍA

Abdullin, F., Solé, J., Solari, L., 2014. Datación mediante trazas de fisión y análisis multielemental con LA-ICP-MS del fluorapatito de Cerro Mercado (Durango, México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(3), 395-406.

Abdullin, F., Solé, J., Meneses-Rocha, J. de J., Solari, L., Shchepetilnikova, V., Ortega-Obregón, C. (2015). LA-ICP-MS-based apatite fission track dating of the Todos Santos Formation sandstones from the Sierra de Chiapas (SE Mexico) and its tectonic significance. *International Geology Review*, 58(1), 32–48. doi:10.1080/00206814.2015.1055596

Andersen, T. (2002,) Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb : *Chemical Geology*, 192, 59-79.

Barboza-Gudiño, J., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, D. (2010). Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere* 6 (5), p. 621. doi: 10.1130/GES00545.1.

Barboza-Gudino, J., Ocampo-Diaz Y., Zavala-Monsivais, A., Lopez-Doncel, R. (2014). Procedencia como herramienta para la subdivisión estratigráfica del Mesozoico temprano en el noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(3), 303-324.

Basu, A. (1985). Influence of climate and relief on compositions of sand related at source areas. En: Zuffa, G. (Ed.): *Provenance of arenites: NATO advanced study institute series*, Dodrecht, Holanda.

Baxter, E., Caddick, M., Ague, J., (2013). Garnet. Common Mineral, Uncommonly Useful: *Elements* 9 (6), 415–419. doi: 10.2113/gselements.9.6.415.

Bedoya, A., <<en preparación>>. Análisis de procedencia y termocronología detrítica de las formaciones Matzitzi y Tianguistengo: implicaciones tectónicas en la evolución paleozoica-mesozoica del sur de México (Tesis de maestría): Centro de Geociencias, UNAM, Querétaro, México.

Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C., Silva-Romo, G. (2013). Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla-Huajuapán de León, Oaxaca:

Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecmazúchil: *Revista Mexicana de las Ciencias Geológicas*, 30 (1), 24-50.

Cascalho, J., y Fradique, C. (2007). Chapter 3 The Sources and Hydraulic Sorting of Heavy Minerals on the Northern Portuguese Continental Margin. En: Mange, M. y Wright, D. (eds.). *Heavy Minerals in Use*, 75–110. doi: 10.1016/s0070-4571(07)58003-9

Centeno–García, E. y Silva–Romo, G. (1997). Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic–Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 244–260.

Centeno-García, E. (2005). Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography. En: Anderson, T., Nourse, J., McKee, J., Steiner, M. (eds.): *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: development, assessment, and alternatives*: Geological Society of America (Special paper, 393), 233–258.

Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C., Silva-Romo, G. (2009). Sedimentología de la Formación Matzitzi (Paleozoico superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla-San Luis Atolotitlán, Estado de Puebla: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 18–36.

Colleps, C., Ryan McKenzie, N., Stockli, D., Hughes, N., Singh, B., Webb, A., Myrow, P., Planavsky, N., Horton, B. (2018). Zircon (U-Th)/He thermochronometric constraints on Himalayan Thrust Belt exhumation, bedrock weathering, and cenozoic seawater chemistry: *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 19(1), 257-271. doi: 10.1002/2017GC007191.

Collinson, J., Mountney, N., Thompson, D. (2006). *Sedimentary structures*. 3. ed. Harpenden, Hertfordshire: Terra (Classic geology in Europe, 13).

Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P., Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 469–500.

Damon, P. E., y Kulp, J. L. (1957). Argon in mica and the age of the Beryl Moun, New Hampshire, pegmatite: *American Journal of Science*, 255(10), 697–704. doi:10.2475/ajs.255.10.697

Dickinson, W.R. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: *Journal of Sedimentary Petrology*, 40(2), 695-707.

Dickinson, W. R.; Lawton, T. F. (2001): Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin* 113(9),1142–1160. doi: 10.1130/0016-7606(2001)113<1142:CTCAAF>2.0.CO;2.

Dodson, M. H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40(3), 259–274. doi: 10.1007/BF00373790

Donelick, R. A. (2005). Apatite Fission-Track Analysis: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 49–94. doi:10.2138/rmg.2005.58.3

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 Mexico, and regional tectonic implications. *Tectonics*, 21(3), 4-1– 4-18. doi:10.1029/2000tc001278

Farley, K. A. (2002). (U-Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1), 819–844. doi:10.2138/rmg.2002.47.18

Farley, K. A., Wolf, R. A., & Silver, L. T. (1996). The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21), 4223–4229. doi:10.1016/s0016-7037(96)00193-7

Fechtig H., y Kalbitzer S. (1966). The diffusion of argon in potassium bearing solids. En: Schaeffer, O. A., y Zähringer J. (eds.) *Potassium-Argon Dating: Heidelberg, Springer*, 68-106.

Fleischer, R. L. (1975). Advances in fission track dating. *World Archaeology*, 7(2), 136–150. doi:10.1080/00438243.1975.9979628

Fitz-Diaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., & van der Pluijm, B. (2014). Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold–Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults: *International Geology Review*, 56(6), 734–75. doi:10.1080/00206814.2014.896228

Galbraith, R. F. (1981): On statistical models for fission track counts (Reply): *Mathematical Geology* 13 (6), 485–488. doi: 10.1007/BF01034500.

Galbraith, R. F. (1990). Radial Plot: Graphical assesment of the spread in ages: *Nuclear Tracks Radial Measurement* 17 (3), 207–214.

Galbraith, R. F.; Green, P. F. (1990): Estimating the component ages in a finite mixture: *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17(3), 197–206. doi: 10.1016/1359-0189(90)90035-V.

- Galehouse, J. S. (1969). Counting of grain mounts number percentage vs number frequency: *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 812-815.
- Garzanti, E., Andò, S., & Vezzoli, G. (2006). The Continental Crust as a Source of Sand (Southern Alps Cross Section, Northern Italy): *The Journal of Geology*, 114(5), 533–554. doi:10.1086/506159
- Garzanti, E., Resentini, A., Andò, S., Vezzoli, G., Pereira, A., & Vermeesch, P. (2015). Physical controls on sand composition and relative durability of detrital minerals during ultra-long distance littoral and aeolian transport (Namibia and southern Angola): *Sedimentology*, 62(4), 971–996. doi:10.1111/sed.12169
- Gleadow, A. J. W.; Duddy, I. R.; Green, P. F.; Lovering, J. F. (1986). Confined fission track lengths in apatite. A diagnostic tool for thermal history analysis: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94 (4), 405–415. doi: 10.1007/BF00376334.
- Gleadow, A.J.W. (1981): Fission-track dating methods. What are the real alternatives?: *Nuclear Tracks* 5 (1-2), 3–14. doi: 10.1016/0191-278X(81)90021-4.
- Galbraith, R. F. (1988). Graphical Display of Estimates Having Differing Standard Errors: *Technometrics*, 30(3), 271. doi:10.2307/1270081
- Grantham, J. H.; Velbel, M. A. (1988): The influence of climate and topography on rock-fragment abundance in modern fluival sands of the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina: *Journal of Sedimentary Research* 58 (2), pág. 219–227. doi: 10.1306/212F8D5F-2B24-11D7-8648000102C1865D.
- Green, P.F; Duddy, I.R; Gleadow, A.J.W; Tingate, P.R; Laslett, G.M (1986): Thermal annealing of fission tracks in apatite: *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 59, 237–253. doi: 10.1016/0168-9622(86)90074-6.
- Guedes, S.; Hadler, J. C.; Iunes, P. J.; Zuñiga, A.; Tello, C. A.; Paulo, S. R. (2003). The use of the U(n,f) reaction dosimetry in the determination of the λf value through fission-track techniques: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment* 496(1), 215–221. doi: 10.1016/S0168-9002(02)01630-3
- Goldoff, B., Webster, J. D., & Harlov, D. E. (2012). Characterization of fluor-chlorapatites by electron probe microanalysis with a focus on time-dependent intensity variation of halogens: *American Mineralogist*, 97(7), 1103–1115. doi:10.2138/am.2012.3812

Hasebe, N. (2004). Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS: *Chemical Geology*. doi:10.1016/s0009-2541(04)00042-7

Hernández-Láscares, D. (2000): Contribución al conocimiento de la estratigrafía de la Formación Matzitzi, área Los Reyes Metzontla-Santiago Coatepec, extremo suroriental del estado de Puebla (tesis de maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, México.

Holden, N. E., Hoffman, D. C. (2000). Spontaneous fission half-lives for ground-state nuclide (Technical report): *Pure and Applied Chemistry* 72(8). doi: 10.1351/pac200072081525.

Hoskin, P. W. O. (2003): The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53(1), 27–62. doi: 10.2113/0530027.

House, M. A.; Farley, K. A.; Stockli, D. (2000): Helium chronometry of apatite and titanite using Nd-YAG laser heating: *Earth and Planetary Science Letters* 183 (3-4), 365–368. doi: 10.1016/S0012-821X(00)00286-7

Howard, J. L. (1993). The statistics of counting clasts in rudites: a review, with examples from the upper Palaeogene of southern California, USA: *Sedimentology*, 40(2), 157–174. doi:10.1111/j.1365-3091.1993.tb01759.x

Jaffey, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. C., & Essling, A. M. (1971). Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of ^{235}U and ^{238}U : *Physical Review*, 4(5), 1889–1906. doi:10.1103/physrevc.4.1889

Keppie, J. D., Sandberg, C. A., Miller, B. V., Sánchez-Zavala, J. L., Nance, R. D., Poole, F. G. (2004). Implications of Latest Pennsylvanian to Middle Permian Paleontological and U-Pb SHRIMP Data from the Tecamate Formation to Re-dating Tectonothermal Events in the Acatlán Complex, Southern Mexico: *International Geology Review* 46 (8), 745–753. doi: 10.2747/0020-6814.46.8.745.

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

Ketcham, R. A., Carter, A., Donelick, R. A., Barbarand, J., & Hurford, A. J. (2007). Improved modeling of fission-track annealing in apatite: *American Mineralogist*, 92(5-6), 799–810. doi:10.2138/am.2007.2281

- Kirsch, M.; Keppie, J. D.; Murphy, J. B.; Lee, James K.W. (2013). Arc plutonism in a transtensional regime. The late Palaeozoic Totoltepec pluton, Acatlán Complex, southern Mexico: *International Geology Review* 55(3), 263–286. doi: 10.1080/00206814.2012.693247.
- Kirsch, M.; Keppie, J. D.; Murphy, J. B.; Solari, L. A. (2012). Permian-Carboniferous arc magmatism and basin evolution along the western margin of Pangea. Geochemical and geochronological evidence from the eastern Acatlan Complex, southern Mexico: *Geological Society of America Bulletin* 124(9-10), 1607–1628. doi: 10.1130/B30649.1.
- Krogh, T.E., Kamo, S.L., Sharpton, V.L., Marin, L.E., and Hildebrand, A.R. (1993): U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater: *Nature* 366, 731–734.
- Kröner, A., y Stern, R. J. (2005). AFRICA | Pan-African Orogeny. Encyclopedia of Geology, 1–12. doi:10.1016/b0-12-369396-9/00431-7
- Le Pera, E. y Sorriso-Valvo, M. (2000). Weathering, erosion and sediment composition in a high-gradient river, Calabria, Italy: *Earth Surface Processes and Landforms* 25 (3), 277–292. doi: 10.1002/(SICI)1096-9837(200003)25:3<277::AID-ESP79>3.0.CO;2-Z
- Li, S., Ding, L., Xu, Q., Wang, H., Yue, Y., y Baral, U. (2017). The evolution of Yarlung Tsangpo River: Constraints from the age and provenance of the Gangdese Conglomerates, southern Tibet: *Gondwana Research*, 41, 249–266. doi:10.1016/j.gr.2015.05.010
- Lisker, F., Ventura, B., & Glasmacher, U. A. (2009). Apatite thermochronology in modern geology: Geological Society, London, Special Publications, 324(1), 1–23. doi:10.1144/sp324.1
- Ludwing, K. R. (2008). Isoplot 3.6, Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 77 p.
- Malone, J.R., Nance, R.D., Keppie, J.D., Dostal, J. (2002). Deformational history of part of the Acatlán Complex. Late Ordovician–Early Silurian and Early Permian orogenesis in southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences* 15 (5), 511–524. doi: 10.1016/S0895-9811(02)00080-9.
- Mange, M. A., & Maurer, H. F. W. (1992). Heavy Minerals in Colour. doi:10.1007/978-94-011-2308-2
- Mange, M. A. y Wright, D. T. (eds.) (2007). Heavy minerals in use. 1st ed. Amsterdam, Boston: Elsevier (Developments in Sedimentology, 58).
- Martini, M., Ortega-Gutiérrez, F. (2016). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea. A review: *Earth-Science Reviews*. doi: 10.1016/j.earscirev.2016.06.013.

- Martini, M., Ramírez-Calderón, M., Solari, L.; Villanueva-Amadoz, U., Zepeda-Martínez, M., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M. (2016). Provenance analysis of Jurassic sandstones from the Otlaltepec Basin, southern Mexico: Implications for the reconstruction of Pangea breakup: *Geosphere* 12(6), 1842–1864. doi: 10.1130/GES01366.1.
- Miall, A. D. (2006): *The Geology of Fluvial Deposits*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Morales-Gómez, M., Keppie, J. D., Norman, M. (2008). Ordovician–Silurian rift-passive margin on the Mexican margin of the Rheic Ocean overlain by Carboniferous–Permian periarc rocks. Evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico: *Tectonophysics* 461 (1-4), 291–310. doi: 10.1016/j.tecto.2008.01.014.
- Morales-Gómez, M., Keppie, J. D., Lee, J. K. W., Ortega-Rivera, A. (2009). Palaeozoic structures in the Xayacatlán area, Acatlán Complex, southern Mexico. Transtensional rift- and subduction-related deformation along the margin of Oaxaquia: *International Geology Review* 51 (4), 279–303. doi: 10.1080/00206810802688659.
- Morales-Gamez, M. (2011). Estudio geológico-estructural tectónico del área de Xayacatlán del Complejo Acatlán, Puebla, sur de México (Tesis de Doctorado). Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, México.
- Morales-Toledo. (2016). Helechos jurásicos de Santo Domingo Tianguistengo, Puebla, México (Tesis de Licenciatura): Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, México.
- Morán-Zenteno, D. J., Caballero-Miranda, C. I., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, B., González-Torres, E. (1993). Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca Terrane, southern Mexico: *Geofísica Internacional*, 32 (3), 453-473.
- Morton, A. C. (1984). Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones from the North Sea Basin: *Clay Minerals*, 19(03), 287–308. doi:10.1180/claymin.1984.019.3.04
- Morton, A. C. (1985). Heavy Minerals in provenance studies. En: Zuffa, G. (ed.). *Provenance of Arenites*: D. Reidel Publishing Company, 249-277.
- Morton, A. C., & Hallsworth, C. R. (1999). Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124(1-4), 3–29. doi:10.1016/s0037-0738(98)00118-3

Morton, A. C., y Hallsworth, C. (2007): Chapter 7 Stability of Detrital Heavy Minerals During Burial Diagenesis. En: Mange, M. y Wright, D. (eds.): Heavy minerals in use, 1st ed. Amsterdam, Boston: Elsevier (Developments in Sedimentology, 58), 215–245.

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

Nystuen, J. P., y Sæther, T. (1979). Clast studies in the Late Precambrian Moelv Tillite and Osdal Conglomerate, Sparagmite region, south Norway: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 59, 239-251. Disponible en: http://www.geologi.no/images/NJG_articles/NGT_59_3_239-251.pdf

Ortega-Guerrero, B. (1989). Paleomagnetismo y geología de las unidades clásticas mesozoicas del área Totoltepec-Ixcaquixtla, estados de Puebla y Oaxaca (Tesis de maestría): Universidad Nacional Autónoma de México, México.

Ortega-Gutiérrez, F. (1981). Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, 20(3), 177-202.

Ortega-Gutierrez, F.; Ruiz, J.; Centeno-Garcia, E. (1995): Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, 23(12), 1127-1132. doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<1127:OAPMAT>2.3.CO;2.

Ortega-Flores, B.; Solari, L.; Lawton, T. F.; Ortega-Obregón, C. (2013). Detrital-zircon record of major Middle Triassic–Early Cretaceous provenance shift, central Mexico. Demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation: *International Geology Review* 56(2), 237–261. doi: 10.1080/00206814.2013.844313.

Ortega-Obregón, C.; Solari, L.; Gómez-Tuena, A.; Elías-Herrera, M.; Ortega-Gutiérrez, F.; Macías-Romo, C. (2014): Permian–Carboniferous arc magmatism in southern Mexico. U–Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana: *International Journal of Earth Science*, 103(5), 1287–1300. doi: 10.1007/s00531-013-0933-1.

Pindell, J. L. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean: *Tectonics*, 4(1), 1–39. doi:10.1029/tc004i001p00001

Pindell, J. L. y Kennan, L. (2009): Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame. An update: *Geological Society, London, Special Publications* 328 (1), 1.1-55. doi: 10.1144/SP328.1.

Price, P. B.; Walker, R. M. (1962): Electron Microscope Observation of Etched Tracks from Spallation Recoils in Mica: *Physics Review Letters* 8(5), 217–219. doi: 10.1103/PhysRevLett.8.217.

Price, P. B., & Walker, R. M. (1963). Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals: *Journal of Geophysical Research*, 68(16), 4847–4862.

Poole, F.G., Perry Jr., W.J., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R., 2005, Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model: *Geological Society of America Special Paper* 393, 543–596.

Ramos-Arias, M.A. and Keppie, J.D. (2011). U-Pb Neoproterozoic-Ordovician protolith age constraints for high- to medium-pressure rocks thrust over lowgrade metamorphic rocks in the Ixcamilpa area, Acatlán Complex, southern Mexico. *Canadian Journal of Earth Science* 48(1), 45-61.

Reed, S. J. B. (2005): *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*, Cambridge University Press, NY, USA.

Reiners, P. W. (2005). Zircon (U-Th)/He Thermochronometry: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 151–179. doi:10.2138/rmg.2005.58.6

Reiners, P. W., Brady, R., Farley, K. A., Fryxell, J. E., Wernicke, B., Lux, D. (2000). Helium and argon thermochronometry of the Gold Butte block, south Virgin Mountains, Nevada: *Earth and Planetary Science Letters*, 178(3-4), 315–326. doi:10.1016/s0012-821x(00)00080-7

Reiners, P. W., & Farley, K. A. (2001). Influence of crystal size on apatite (U-Th)/He thermochronology: an example from the Bighorn Mountains, Wyoming: *Earth and Planetary Science Letters*, 188(3-4), 413–420. doi:10.1016/s0012-821x(01)00341-7

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

Ross, M., y Scotese, C. (1988). A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, 155, 139-168.

Sánchez-Zavala, J. L.; Ortega-Gutiérrez, F.; Keppie, J. Duncan; Jenner, G. A.; Belousova, E.; Macias-Romo, C. (2004). Ordovician and Mesoproterozoic Zircons from the Tecamate Formation and Esperanza Granitoids, Acatlán Complex, Southern Mexico. *Local Provenance in*

the Acatlán and Oaxacan Complexes: *International Geology Review* 46 (11),1005–1021. doi: 10.2747/0020-6814.46.11.1005.

Sanquini, A. (2010). Clast provenance constraints, Late Cretaceous Pigeon Point Formation, California (Tesis de Maestría): San Jose State University, EE.UU. Recuperado de: https://scholarworks.sjsu.edu/etd_theses/3893

Silva-Romo, G. y Mendoza-Rosales, C. (2011). La unidad Piedra Hueca: Secuencia clástica Paleozoica (Sur de Puebla) (resumen). En: Simposio Regional sobre el Sur de México: México, Sociedad Geológica Mexicana, 325. Recuperado de: <http://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos00-3/SRSSM00-3.pdf>

Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., Nieto-Obregón, J. (2000). A submarine fan in the Mesa Central, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences* 13 (4-5), 429–442. doi: 10.1016/S0895-9811(00)00034-1.

Silva-Romo, G.; Mendoza-Rosales, C., Campos-Madrugal, E., Centeno-García, E., Peralta-Salazar, R. (2015). Early Mesozoic Southern Mexico–Amazonian connection based on U–Pb ages from detrital zircons: The La Mora Paleo-River in the Mixteca Terrane and its paleogeographic and tectonic implications: *Gondwana Research* 28(2), 689–701. doi: 10.1016/j.gr.2014.06.005.

Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C.C., Campos-Madrugal, E., Morales Yáñez, A., De la Torre-González, A.I., Nápoles-Valenzuela, J.I. (2018). Recycling of Amazonian detrital zircons in Mixteco terrane, Southern Mexico: Paleogeographic implications during Jurassic - early Cretaceous and Paleogene times: *Journal of South American Earth Sciences* 83, 210-226. doi: 10.1016/j.jsames.2018.02.011

Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S.A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N., Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis: *Chemical Geology*, 249(1-2), 1–35. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.11.005

Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M. (2010). U-Pb Zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy: *Geostandards and geoanalytical research*, 34(1), 5-18.

Solari, L. A., y Tanner, M. (2011) UPb age, a fast data reduction script for LA-ICP-MS U-Pb geochronology: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1), 83-91.

Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Ortega-Obregón, C., Macías-Romo, C., Reyes-Salas, M., (2014). Detrital provenance of the Grenvillian Oaxacan Complex, southern Mexico: A zircon perspective: *International Journal of Earth Science* 103(5), 1301–1315. doi: 10.1007/s00531-013-0938-9.

Spikings, R.; Reitsma, M. J.; Boekhout, F.; Mišković, A.; Ulianov, A.; Chiaradia, M. (2016): Characterization of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea: *Gondwana Research* 35, 124–143. doi: 10.1016/j.gr.2016.02.008.

Spikings, R.; Cochrane, R., Villagomez, D., van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma): *Gondwana Research* 27 (1), 95–139. doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004

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, 207.

Stear, W. (1985): Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the Southwestern Karoo Region, South Africa: *South Africa Sedimentary Geology* 45, 209–230.

Suttner, L. J. y Basu, A. (1981). Climate and the Origin of Quartz Arenites: *SEPM Journal of Sedimentary Research* 51. doi:10.1306/212f7e73-2b24-11d7-8648000102c1865d

Tagami, T., Sullivan, P. B. (2005). Fundamentals of Fission-Track Thermochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 19–47. doi:10.2138/rmg.2005.58.2

Tera, F., y Wasserburg, G.J. (1972). U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, 14, 281–304.

Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., Grajales, J. M. (1999). Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: *Special Paper, Geological Society of America* 340, 191–196. doi: 10.1130/0-8137-2340-X.191.

Verde-Ramírez, A. (2016). Relación entre la tectónica y la sedimentación del Jurásico, Santo Domingo Tianguistengo, Oaxaca (Tesis de maestría): Instituto de Geología, UNAM, México.

Vermeesch, P. (2009). RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots: *Radiation Measurements*, 44(4), 409–410. doi:10.1016/j.radmeas.2009.05.003

Vermeesch, P. (2017). Statistics for LA-ICP-MS based fission track dating: *Chemical Geology*, 456, 19–27. doi:10.1016/j.chemgeo.2017.03.002

Wolfe, M. R. y Stockli, D. (2010): Zircon (U–Th)/He thermochronometry in the KTB drill hole, Germany, and its implications for bulk He diffusion kinetics in zircon: *Earth and Planetary Science Letters* 295 (1-2), 69–82. doi: 10.1016/j.epsl.2010.03.025.

Yoshioka, T., Tsuruta, T., Iwano, H., Danhara, T. (2005). Spontaneous fission decay constant of ^{238}U determined by SSNTD method using CR-39 and DAP plates: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment* 555(1-2), 386–395. doi: 10.1016/j.nima.2005.09.014.

Ziegler, J. F. (1980). Handobook of stopping cross-sections of energetic ions in all elements: The Stopping and Ranges of Ions in Matter. doi:10.1016/b978-0-08-021607-2.50001-5

Zuffa, G.G. (1985). Optical Analyses of Arenites: Influence of methodology on compositional results. En: Zuffa, G. G. (ed.). Provenance of Arenites, NATO Advanced Study Institute Series. Dordrecht, Netherlands, D. Reidel, 165–189.

ANEXO II: Geocronología U-Pb de circones detríticos

RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS — Muestra II-T1											EDADES CORREGIDAS (Ma) — Muestra II-T1										
Análisis	U (ppm Th)	(ppm Th/U)	207Pb/206Pb	±2s abs	207Pb/235U	±2s abs	206Pb/238U	±2s abs	208Pb/232Th	±2s abs	Rho	206Pb/238U	±2s	207Pb/235U	±2s	207Pb/206Pb	±2s	Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %	
Zircon_61	175	122	0.697	0.054	0.004	0.278	0.018	0.037	0.001	0.012	0.001	-0.135	235.2	7.4	252	14	390	160	235.2	7.4	6.67
Zircon_08	138	52	0.377	0.055	0.004	0.328	0.023	0.043	0.001	0.013	0.001	-0.245	273.5	6.5	287	18	360	170	273.5	6.5	4.70
Zircon_76	66	55	0.833	0.053	0.005	0.323	0.028	0.044	0.002	0.013	0.001	0.193	275	10	282	22	290	190	275	10	2.48
Zircon_58	137	58	0.423	0.050	0.003	0.300	0.020	0.044	0.001	0.014	0.001	-0.122	275.1	7	265	15	170	140	275.1	7	-3.81
Zircon_03	205	85	0.415	0.051	0.003	0.305	0.017	0.044	0.001	0.015	0.001	-0.081	278.4	6.9	269	13	200	130	278.4	6.9	-3.49
Zircon_45	122	51	0.418	0.054	0.004	0.318	0.020	0.044	0.001	0.014	0.001	-0.175	279.1	7.7	279	16	340	160	279.1	7.7	-0.04
Zircon_22	65	32	0.492	0.047	0.005	0.310	0.033	0.045	0.002	0.015	0.001	-0.233	280.4	9.3	271	26	140	230	280.4	9.3	-3.47
Zircon_02	146	83	0.568	0.053	0.004	0.327	0.024	0.045	0.001	0.014	0.001	0.051	280.6	5.6	286	18	310	160	280.6	5.6	1.89
Zircon_18	358	147	0.411	0.051	0.002	0.310	0.015	0.045	0.001	0.014	0.001	0.213	280.7	5.4	274	12	251	94	280.7	5.4	-2.45
Zircon_60	90	106	1.178	0.057	0.005	0.346	0.031	0.045	0.001	0.014	0.001	-0.072	282.1	8.9	299	23	380	190	282.1	8.9	5.65
Zircon_68	85	93	1.094	0.057	0.007	0.341	0.039	0.045	0.001	0.015	0.001	0.130	282.5	7.5	293	30	430	240	282.5	7.5	3.58
Zircon_83	144	49	0.340	0.060	0.003	0.369	0.019	0.045	0.001	0.015	0.001	-0.198	282.7	7.6	318	14	570	110	282.7	7.6	11.10
Zircon_17	73	40	0.548	0.053	0.005	0.316	0.031	0.045	0.002	0.014	0.001	0.207	283	10	276	24	260	200	283	10	-2.54
Zircon_71	241	153	0.635	0.053	0.003	0.326	0.019	0.045	0.001	0.013	0.001	0.402	283.3	6.1	288	15	280	120	283.3	6.1	1.63
Zircon_86	51	22	0.431	0.054	0.005	0.327	0.028	0.045	0.002	0.015	0.001	0.029	284	10	289	21	380	170	284	10	1.73
Zircon_62	60	39	0.650	0.051	0.006	0.319	0.039	0.045	0.002	0.015	0.001	0.015	285.2	9.8	280	29	250	250	285.2	9.8	-1.86
Zircon_98	70	47	0.671	0.047	0.005	0.290	0.024	0.045	0.002	0.015	0.001	0.060	285.5	9.8	261	21	130	190	285.5	9.8	-9.39
Zircon_35	70	35	0.500	0.083	0.008	0.511	0.045	0.045	0.002	0.020	0.002	-0.062	285.6	9.1	420	29	1190	200	285.6	9.1	32.00
Zircon_52	81	28	0.346	0.052	0.005	0.322	0.032	0.045	0.002	0.015	0.001	-0.117	285.7	9.4	284	24	220	220	285.7	9.4	-0.60
Zircon_28	74	49	0.662	0.068	0.005	0.440	0.033	0.045	0.002	0.018	0.001	0.206	285.9	9.7	372	24	810	150	285.9	9.7	23.15
Zircon_69	123	49	0.398	0.055	0.004	0.343	0.022	0.046	0.001	0.015	0.001	0.111	287.4	8.1	307	17	370	150	287.4	8.1	6.38
Zircon_67	112	46	0.411	0.055	0.004	0.356	0.024	0.046	0.001	0.016	0.001	0.001	289	7.7	307	18	420	140	289	7.7	5.86
Zircon_89	45	42	0.933	0.056	0.006	0.355	0.036	0.046	0.002	0.015	0.001	0.058	289	11	305	27	360	230	289	11	5.25
Zircon_90	197	126	0.640	0.052	0.003	0.324	0.020	0.046	0.001	0.014	0.001	0.129	289	6.8	286	15	250	130	289	6.8	-1.05
Zircon_33	79	50	0.633	0.050	0.005	0.319	0.028	0.046	0.002	0.015	0.001	-0.244	289.6	9.1	283	23	170	200	289.6	9.1	-2.33
Zircon_15	53	26	0.491	0.058	0.007	0.363	0.037	0.046	0.002	0.014	0.001	-0.282	290	11	315	28	450	230	290	11	7.94
Zircon_05	91	54	0.593	0.053	0.004	0.332	0.026	0.046	0.001	0.015	0.001	0.000	290.1	6.6	292	20	310	180	290.1	6.6	0.65
Zircon_66	185	153	0.827	0.053	0.003	0.344	0.020	0.046	0.001	0.015	0.001	0.165	291.1	6.2	299	15	330	120	291.1	6.2	2.64
Zircon_78	200	62	0.310	0.054	0.003	0.350	0.022	0.046	0.001	0.016	0.001	0.014	292.4	6.7	306	16	390	130	292.4	6.7	4.44
Zircon_49	104	112	1.077	0.056	0.004	0.361	0.026	0.047	0.001	0.015	0.001	-0.043	293	8.8	311	19	370	170	293	8.8	5.79
Zircon_04	82	49	0.598	0.049	0.005	0.321	0.030	0.047	0.001	0.015	0.001	0.111	293.6	7.7	280	24	210	190	293.6	7.7	-4.86
Zircon_30	58	47	0.810	0.051	0.005	0.352	0.031	0.047	0.002	0.015	0.001	-0.013	294	11	303	24	240	200	294	11	2.97
Zircon_37	60	25	0.417	0.053	0.006	0.351	0.035	0.047	0.002	0.016	0.002	-0.190	294	12	302	27	330	230	294	12	2.65
Zircon_80	130	75	0.577	0.052	0.004	0.334	0.024	0.047	0.001	0.015	0.001	0.058	294.1	7.4	291	18	320	160	294.1	7.4	-1.07
Zircon_57	128	43	0.336	0.054	0.005	0.339	0.028	0.047	0.001	0.015	0.001	-0.156	294.2	7	297	21	350	170	294.2	7	0.94
Zircon_82	146	174	1.192	0.051	0.003	0.337	0.022	0.047	0.001	0.015	0.001	0.028	294.4	7	293	17	220	130	294.4	7	-0.48
Zircon_56	131	56	0.427	0.056	0.004	0.355	0.023	0.047	0.001	0.017	0.001	0.050	295.2	8.2	307	17	390	140	295.2	8.2	3.84
Zircon_46	71	23	0.324	0.054	0.005	0.338	0.034	0.047	0.001	0.016	0.002	-0.045	295.3	7.9	297	26	270	200	295.3	7.9	0.57
Zircon_23	70	37	0.529	0.057	0.006	0.379	0.036	0.047	0.002	0.015	0.001	0.022	297.5	9	322	27	390	210	297.5	9	7.61
Zircon_07	229	200	0.873	0.052	0.003	0.338	0.018	0.048	0.001	0.015	0.001	0.059	299.4	5.5	296	14	290	110	299.4	5.5	-1.15
Zircon_54	83	57	0.687	0.052	0.004	0.325	0.027	0.048	0.001	0.014	0.001	0.361	299.4	8.2	287	20	220	150	299.4	8.2	-4.32
Zircon_91	314	164	0.522	0.054	0.003	0.351	0.019	0.048	0.001	0.015	0.001	0.274	299.7	6.4	305	15	350	120	299.7	6.4	1.74
Zircon_44	104	73	0.702	0.068	0.005	0.435	0.031	0.048	0.002	0.017	0.001	-0.020	300.4	9.8	364	22	770	160	300.4	9.8	17.47
Zircon_29	142	139	0.979	0.055	0.003	0.380	0.024	0.048	0.001	0.015	0.001	0.218	300.6	6.7	328	17	380	130	300.6	6.7	8.35
Zircon_84	72	33	0.458	0.051	0.005	0.345	0.030	0.048	0.002	0.015	0.001	0.030	300.6	9.9	298	23	260	190	300.6	9.9	-0.87
Zircon_09	88	33	0.375	0.054	0.004	0.349	0.024	0.048	0.001	0.015	0.001	0.031	302.6	8.7	302	18	350	140	302.6	8.7	-0.20
Zircon_41	94	37	0.394	0.053	0.004	0.357	0.031	0.048	0.001	0.015	0.001	-0.006	302.6	8.2	307	23	330	170	302.6	8.2	1.43
Zircon_42	276	248	0.899	0.055	0.003	0.361	0.019	0.048	0.001	0.015	0.001	0.002	303	5.6	312	14	420	110	303	5.6	2.88

ANEXO II: Geocronología U-Pb de circones detríticos

Zircon_24	426	249	0.585	0.051	0.002	0.341	0.014	0.048	0.001	0.015	0.001	0.255	303.1	6.4	297	11	227	87	303.1	6.4	-2.05
Zircon_20	102	88	0.863	0.051	0.004	0.334	0.026	0.048	0.001	0.016	0.001	-0.020	304.9	6.8	291	20	210	160	304.9	6.8	-4.78
Zircon_59	146	122	0.836	0.054	0.003	0.357	0.020	0.049	0.001	0.015	0.001	0.183	306.3	8.8	312	14	360	120	306.3	8.8	1.83
Zircon_25	136	100	0.735	0.058	0.004	0.400	0.027	0.049	0.001	0.016	0.001	0.232	306.6	6.9	340	20	560	150	306.6	6.9	9.82
Zircon_87	195	138	0.708	0.051	0.002	0.338	0.019	0.049	0.001	0.015	0.001	0.189	306.9	6.6	295	15	230	100	306.9	6.6	-4.03
Zircon_97	117	83	0.709	0.056	0.004	0.373	0.031	0.049	0.001	0.015	0.001	0.176	307.7	8.2	323	22	410	160	307.7	8.2	4.74
Zircon_96	149	64	0.430	0.052	0.003	0.341	0.021	0.049	0.001	0.015	0.001	0.053	307.9	7.5	297	15	240	130	307.9	7.5	-3.67
Zircon_74	174	68	0.391	0.054	0.003	0.361	0.020	0.049	0.001	0.015	0.001	-0.011	308.2	7.7	312	15	340	130	308.2	7.7	1.22
Zircon_94	78	26	0.333	0.049	0.004	0.319	0.026	0.050	0.002	0.017	0.002	0.074	311.6	9.3	279	20	90	180	311.6	9.3	-11.68
Zircon_10	85	78	0.918	0.056	0.005	0.368	0.032	0.050	0.001	0.015	0.001	0.239	313.4	8.6	319	22	380	170	313.4	8.6	1.76
Zircon_38	142	51	0.359	0.052	0.004	0.360	0.025	0.050	0.001	0.016	0.001	0.006	316.4	7.9	310	19	280	160	316.4	7.9	-2.06
Zircon_75	160	51	0.319	0.057	0.003	0.408	0.023	0.051	0.001	0.016	0.001	0.115	321.3	7.2	346	17	470	120	321.3	7.2	7.14
Zircon_92	77	47	0.610	0.056	0.006	0.387	0.036	0.052	0.002	0.017	0.001	-0.041	326	10	329	27	390	210	326	10	0.91
Zircon_100	1840	354	0.192	0.076	0.001	0.891	0.028	0.086	0.002	0.014	0.001	0.847	533	12	646	15	1100	29	533	12	17.49
Zircon_48	307	104	0.339	0.075	0.002	1.594	0.052	0.158	0.003	0.045	0.002	0.415	943	16	966	21	1063	51	943	16	2.38
Zircon_27	104	101	0.971	0.077	0.003	1.709	0.095	0.159	0.005	0.046	0.002	0.618	953	27	1022	35	1100	84	953	27	6.75
Zircon_06	56	23	0.411	0.071	0.004	1.607	0.085	0.163	0.004	0.052	0.003	-0.234	973	19	973	34	961	91	973	19	0.00
Zircon_63	85	37	0.435	0.069	0.003	1.541	0.068	0.165	0.003	0.050	0.002	0.130	985	18	951	28	884	88	985	18	-3.58
Zircon_26	96	24	0.250	0.070	0.002	1.661	0.067	0.167	0.003	0.050	0.003	0.242	992	17	991	26	948	71	992	17	-0.10
Zircon_14	151	20	0.132	0.074	0.003	1.672	0.061	0.167	0.003	0.053	0.003	-0.019	997	18	999	23	1041	71	997	18	0.20
Zircon_77	198	92	0.465	0.072	0.003	1.687	0.064	0.170	0.003	0.051	0.002	-0.167	1009	19	1005	25	970	85	1009	19	-0.40
Zircon_01_1	186	73	0.392	0.073	0.002	1.733	0.059	0.171	0.004	0.053	0.002	0.376	1020	19	1022	23	1002	52	1020	19	0.20
Zircon_79	537	63	0.117	0.071	0.001	1.706	0.043	0.172	0.003	0.053	0.002	0.172	1021	15	1010	16	966	36	1021	15	-1.09
Zircon_64	139	58	0.417	0.073	0.002	1.751	0.063	0.172	0.003	0.053	0.002	-0.046	1026	19	1029	22	1011	65	1026	19	0.29
Zircon_51	155	69	0.445	0.075	0.002	1.753	0.062	0.173	0.003	0.050	0.002	0.081	1027	17	1026	23	1045	65	1027	17	-0.10
Zircon_34	243	118	0.486	0.070	0.002	1.740	0.051	0.175	0.003	0.053	0.002	0.145	1039	16	1023	19	930	45	1039	16	-1.56
Zircon_81	229	90	0.393	0.075	0.002	1.836	0.058	0.177	0.003	0.054	0.002	0.346	1048	18	1062	21	1046	55	1048	18	1.32
Zircon_39	535	160	0.299	0.075	0.001	1.834	0.044	0.177	0.003	0.052	0.002	0.156	1050	16	1057	16	1066	34	1050	16	0.66
Zircon_40	156	76	0.487	0.076	0.002	1.874	0.056	0.179	0.003	0.055	0.002	0.114	1059	18	1071	20	1079	58	1059	18	1.12
Zircon_95	372	149	0.401	0.072	0.002	1.774	0.052	0.179	0.003	0.053	0.002	0.313	1059	17	1037	20	991	47	1059	17	-2.12
Zircon_31	227	98	0.432	0.072	0.002	1.867	0.060	0.179	0.004	0.051	0.002	0.614	1063	24	1068	22	997	55	1063	24	0.47
Zircon_88	117	62	0.530	0.077	0.003	1.907	0.068	0.179	0.004	0.056	0.002	-0.046	1063	21	1081	24	1115	73	1063	21	1.67
Zircon_93	840	225	0.268	0.073	0.001	1.839	0.046	0.182	0.003	0.055	0.002	0.226	1080	17	1059	16	1027	36	1080	17	-1.98
Zircon_73	405	156	0.385	0.077	0.002	1.973	0.055	0.186	0.003	0.056	0.002	0.088	1100	17	1105	19	1104	45	1100	17	0.45
Zircon_50	112	49	0.438	0.081	0.003	2.059	0.078	0.187	0.004	0.056	0.002	0.177	1106	19	1133	26	1214	61	1106	19	2.38
Zircon_43	432	83	0.192	0.077	0.002	1.965	0.081	0.188	0.005	0.059	0.004	0.881	1107	29	1101	27	1119	41	1107	29	-0.54
Zircon_16	168	53	0.315	0.080	0.002	2.043	0.066	0.189	0.004	0.054	0.002	0.235	1117	19	1129	22	1174	56	1117	19	1.06
Zircon_99	160	46	0.288	0.076	0.002	2.050	0.069	0.196	0.004	0.058	0.002	0.125	1154	20	1130	23	1097	61	1154	20	-2.12
Zircon_12	274	59	0.215	0.080	0.002	2.129	0.060	0.196	0.003	0.060	0.003	0.012	1156	18	1157	20	1190	50	1156	18	0.09
Zircon_32	374	127	0.340	0.076	0.002	2.173	0.065	0.200	0.003	0.060	0.002	0.154	1177	17	1176	20	1119	46	1177	17	-0.09
Zircon_70	126	61	0.484	0.081	0.002	2.267	0.075	0.201	0.004	0.056	0.002	0.284	1180	22	1200	23	1217	51	1180	22	1.67
Zircon_55	198	47	0.237	0.079	0.002	2.172	0.060	0.205	0.004	0.060	0.002	0.304	1202	19	1171	19	1157	43	1202	19	-2.65
Zircon_53	45	21	0.467	0.082	0.003	2.360	0.120	0.210	0.006	0.066	0.003	0.524	1231	30	1224	36	1220	72	1231	30	-0.57
Zircon_11	63	38	0.603	0.084	0.003	2.390	0.100	0.211	0.004	0.062	0.002	0.332	1235	24	1234	31	1282	73	1235	24	-0.08
Zircon_19	384	147	0.383	0.085	0.002	2.470	0.061	0.212	0.004	0.067	0.002	0.221	1239	19	1263	18	1304	34	1239	19	1.90
Zircon_13	132	114	0.864	0.084	0.002	2.459	0.073	0.212	0.004	0.063	0.002	0.426	1240	21	1259	21	1315	48	1240	21	1.51
Zircon_47	99	28	0.283	0.088	0.003	2.553	0.091	0.214	0.005	0.065	0.003	-0.094	1252	24	1285	26	1384	68	1252	24	2.57
Zircon_85	350	107	0.306	0.082	0.002	2.486	0.066	0.219	0.004	0.063	0.002	0.285	1276	20	1271	19	1254	38	1276	20	-0.39
Zircon_21	145	69	0.476	0.078	0.002	2.436	0.072	0.222	0.004	0.059	0.002	0.218	1294	23	1252	21	1136	50	1294	23	-3.35
Zircon_36	190	70	0.368	0.084	0.002	2.626	0.087	0.225	0.005	0.065	0.002	0.562	1307	23	1309	24	1294	49	1307	23	0.15
Zircon_65	156	66	0.423	0.089	0.002	2.856	0.088	0.234	0.005	0.070	0.002	0.222	1355	24	1371	23	1392	51	1355	24	1.17
Zircon_72	132	130	0.985	0.104	0.002	4.600	0.130	0.315	0.006	0.090	0.002	0.235	1765	27	1748	23	1698	40	1765	27	-0.97

ANEXO II: Geocronología U-Pb de circones detríticos

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS — Muestra II-T3											EDADES CORREGIDAS (Ma) — Muestra II-T3									
	U (ppm Th / ppm Th/U)		207Pb/206Pb ±2s abs		207Pb/235U ±2s abs		206Pb/238U ±2s abs		208Pb/232Th ±2s abs		Rho	206Pb/238U ±2s		207Pb/235U ±2s		207Pb/206Pb ±2s		Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %	
Zircon_04	192	113	0.589	0.060	0.004	0.309	0.020	0.039	0.001	0.013	0.001	0.268	245	8.9	275	15	570	130	245	8.9	10.91
Zircon_89	293	215	0.734	0.060	0.004	0.321	0.025	0.039	0.001	0.012	0.001	0.459	245.2	7.1	284	19	600	140	245.2	7.1	13.66
Zircon_22	301	263	0.874	0.052	0.003	0.310	0.017	0.042	0.001	0.014	0.001	0.086	267.1	7.4	274	13	270	110	267.1	7.4	2.52
Zircon_02	97	61	0.629	0.060	0.005	0.352	0.028	0.043	0.001	0.015	0.001	-0.042	269.1	8.7	304	21	580	180	269.1	8.7	11.48
Zircon_23	181	149	0.823	0.049	0.003	0.294	0.019	0.043	0.001	0.014	0.001	0.067	270.7	7.2	263	14	110	130	270.7	7.2	-2.93
Zircon_38	323	123	0.381	0.052	0.003	0.305	0.018	0.044	0.001	0.014	0.001	0.203	274.4	7.3	270	14	250	120	274.4	7.3	-1.63
Zircon_30	97	57	0.588	0.052	0.005	0.336	0.027	0.044	0.001	0.014	0.001	0.081	274.9	8.7	292	21	270	190	274.9	8.7	5.86
Zircon_34	102	50	0.490	0.051	0.005	0.313	0.025	0.044	0.001	0.014	0.001	-0.097	275	8.7	275	19	240	180	275	8.7	0.00
Zircon_55	103	81	0.786	0.050	0.004	0.301	0.025	0.044	0.001	0.014	0.001	0.190	276.5	8.8	266	19	160	170	276.5	8.8	-3.95
Zircon_58	105	75	0.714	0.052	0.006	0.316	0.035	0.044	0.002	0.014	0.001	0.153	277.4	9.1	275	27	210	220	277.4	9.1	-0.87
Zircon_13	155	98	0.632	0.055	0.004	0.332	0.021	0.044	0.001	0.015	0.001	0.121	278.7	8	290	16	400	140	278.7	8	3.90
Zircon_40	201	144	0.716	0.054	0.003	0.327	0.020	0.044	0.001	0.013	0.001	-0.228	278.8	7.6	286	15	390	130	278.8	7.6	2.52
Zircon_37	263	178	0.677	0.050	0.003	0.308	0.019	0.044	0.001	0.014	0.001	-0.079	279.3	6.5	271	15	180	130	279.3	6.5	-3.06
Zircon_78	171	119	0.696	0.053	0.004	0.327	0.022	0.044	0.001	0.012	0.001	-0.011	279.3	8	286	17	310	150	279.3	8	2.34
Zircon_69	138	73	0.529	0.051	0.003	0.308	0.021	0.044	0.001	0.013	0.001	0.262	279.4	7.8	271	16	250	150	279.4	7.8	-3.10
Zircon_72	331	347	1.048	0.052	0.003	0.323	0.017	0.045	0.001	0.014	0.001	0.155	280.4	7.3	283	13	280	120	280.4	7.3	0.92
Zircon_52	109	68	0.624	0.053	0.005	0.321	0.028	0.045	0.001	0.015	0.001	0.034	282.3	8.4	280	21	300	180	282.3	8.4	-0.82
Zircon_53	127	81	0.638	0.052	0.003	0.315	0.020	0.045	0.002	0.013	0.001	0.077	282.9	9.3	277	16	260	130	282.9	9.3	-2.13
Zircon_100	621	288	0.464	0.054	0.002	0.336	0.016	0.045	0.001	0.014	0.001	0.265	283.9	5.9	294	12	362	99	283.9	5.9	3.44
Zircon_12	122	82	0.672	0.055	0.005	0.335	0.029	0.045	0.001	0.014	0.001	-0.169	286.1	8.8	294	22	380	190	286.1	8.8	2.69
Zircon_97	168	98	0.583	0.055	0.004	0.350	0.024	0.045	0.001	0.015	0.001	-0.328	286.3	8.7	309	18	450	170	286.3	8.7	7.35
Zircon_99	167	86	0.515	0.052	0.004	0.321	0.022	0.045	0.002	0.014	0.001	-0.055	286.3	9	284	18	260	140	286.3	9	-0.81
Zircon_83	134	64	0.478	0.055	0.004	0.350	0.027	0.046	0.001	0.015	0.001	0.063	286.7	8.8	302	21	380	170	286.7	8.8	5.07
Zircon_09	163	90	0.552	0.054	0.004	0.335	0.023	0.046	0.001	0.015	0.001	0.155	286.9	7.3	292	17	370	150	286.9	7.3	1.75
Zircon_57	73	42	0.575	0.054	0.006	0.332	0.034	0.046	0.002	0.015	0.001	-0.079	287	10	288	26	310	230	287	10	0.35
Zircon_24	146	97	0.664	0.061	0.004	0.388	0.027	0.046	0.001	0.015	0.001	-0.054	287.3	8.4	331	20	570	150	287.3	8.4	13.20
Zircon_27	106	63	0.594	0.051	0.004	0.335	0.028	0.046	0.002	0.014	0.001	-0.054	288	10	291	21	200	180	288	10	1.03
Zircon_32	214	141	0.659	0.052	0.003	0.328	0.021	0.046	0.001	0.015	0.001	0.113	288.4	7.4	287	16	250	140	288.4	7.4	-0.49
Zircon_94	191	123	0.644	0.053	0.004	0.332	0.022	0.046	0.001	0.014	0.001	-0.137	288.7	7.5	290	16	290	140	288.7	7.5	0.45
Zircon_16	75	37	0.493	0.054	0.006	0.351	0.037	0.046	0.002	0.016	0.001	-0.062	289	12	301	27	360	230	289	12	3.99
Zircon_42	65	27	0.415	0.058	0.006	0.372	0.037	0.046	0.002	0.016	0.001	-0.120	289.2	9.2	318	27	460	210	289.2	9.2	9.06
Zircon_82	133	84	0.632	0.052	0.004	0.325	0.026	0.046	0.001	0.015	0.001	-0.005	290.3	8.6	284	20	260	160	290.3	8.6	-2.22
Zircon_48	282	144	0.511	0.053	0.003	0.335	0.017	0.046	0.001	0.014	0.001	-0.042	290.5	7.3	295	14	350	120	290.5	7.3	1.53
Zircon_18	486	373	0.767	0.052	0.003	0.338	0.018	0.046	0.001	0.014	0.001	0.064	290.9	6.6	297	13	300	110	290.9	6.6	2.05
Zircon_49	75	67	0.893	0.056	0.005	0.354	0.034	0.046	0.002	0.015	0.001	0.010	291	10	305	25	400	210	291	10	4.59
Zircon_21	101	55	0.545	0.057	0.005	0.371	0.027	0.046	0.002	0.015	0.001	0.117	291.4	9.8	319	20	500	150	291.4	9.8	8.65
Zircon_74	229	81	0.354	0.052	0.004	0.327	0.021	0.046	0.001	0.015	0.001	-0.141	291.5	7.6	288	17	230	150	291.5	7.6	-1.22
Zircon_59	326	283	0.868	0.051	0.003	0.330	0.018	0.046	0.001	0.014	0.001	0.064	292.5	7.1	291	13	270	120	292.5	7.1	-0.52
Zircon_90	131	67	0.511	0.054	0.004	0.341	0.024	0.047	0.002	0.015	0.001	0.054	293.5	9.1	297	18	340	150	293.5	9.1	1.18
Zircon_14	171	126	0.737	0.053	0.003	0.340	0.021	0.047	0.001	0.015	0.001	0.377	294.3	7.9	297	16	310	120	294.3	7.9	0.91
Zircon_03	154	76	0.494	0.059	0.004	0.384	0.027	0.047	0.001	0.017	0.001	-0.094	294.8	8.4	334	20	610	160	294.8	8.4	11.74
Zircon_88	161	76	0.472	0.051	0.004	0.331	0.025	0.047	0.001	0.014	0.001	-0.285	295.2	7.6	289	19	230	170	295.2	7.6	-2.15
Zircon_19	292	81	0.277	0.053	0.003	0.338	0.021	0.047	0.002	0.016	0.001	0.353	296.4	9.3	297	16	320	120	296.4	9.3	0.20
Zircon_80	95	75	0.789	0.053	0.005	0.345	0.030	0.047	0.002	0.015	0.001	0.059	297.7	9.5	299	22	240	180	297.7	9.5	0.43
Zircon_01_1	115	86	0.748	0.052	0.004	0.335	0.028	0.047	0.002	0.015	0.001	-0.110	298.5	9.2	291	21	230	180	298.5	9.2	-2.58
Zircon_77	190	83	0.437	0.053	0.003	0.356	0.023	0.048	0.001	0.016	0.001	0.178	302.6	8.4	308	17	290	130	302.6	8.4	1.75
Zircon_73	127	129	1.016	0.051	0.004	0.342	0.026	0.048	0.001	0.015	0.001	-0.124	302.7	9	297	20	240	180	302.7	9	-1.92
Zircon_45	364	507	1.393	0.053	0.003	0.350	0.019	0.048	0.001	0.014	0.001	-0.010	303.2	7.3	304	15	320	120	303.2	7.3	0.26

ANEXO II: Geocronología U-Pb de circones detríticos

Zircon_25	115	118	1.026	0.050	0.004	0.334	0.029	0.048	0.002	0.014	0.001	0.067	304.5	9	290	22	130	180	304.5	9	-5.00
Zircon_76	111	78	0.703	0.051	0.005	0.339	0.031	0.049	0.001	0.014	0.001	0.064	305.8	8.8	305	23	260	190	305.8	8.8	-0.26
Zircon_67	46	16	0.348	0.058	0.007	0.397	0.044	0.049	0.002	0.021	0.002	-0.118	310	12	344	31	480	250	310	12	9.88
Zircon_86	548	297	0.542	0.052	0.002	0.352	0.016	0.049	0.001	0.015	0.001	0.045	311.1	6.9	306	12	279	98	311.1	6.9	-1.67
Zircon_17	214	102	0.477	0.056	0.004	0.385	0.024	0.050	0.001	0.016	0.001	-0.201	313.7	8.3	330	18	420	140	313.7	8.3	4.94
Zircon_50	122	87	0.713	0.055	0.005	0.361	0.032	0.050	0.002	0.014	0.001	-0.186	316	9.5	317	25	370	200	316	9.5	0.32
Zircon_75	98	40	0.408	0.053	0.004	0.385	0.026	0.051	0.002	0.016	0.001	-0.199	319	11	329	19	430	150	319	11	3.04
Zircon_29	106	55	0.519	0.052	0.004	0.385	0.030	0.052	0.002	0.016	0.001	-0.005	327	11	331	22	250	170	327	11	1.21
Zircon_81	204	361	1.770	0.057	0.004	0.409	0.025	0.053	0.001	0.017	0.001	-0.025	330.2	8.3	349	18	490	130	330.2	8.3	5.39
Zircon_56	219	175	0.799	0.054	0.003	0.380	0.022	0.053	0.002	0.017	0.001	0.112	333.1	9.6	328	16	320	130	333.1	9.6	-1.55
Zircon_10	439	299	0.681	0.055	0.002	0.463	0.021	0.062	0.002	0.019	0.001	0.082	390.1	9.5	386	14	408	94	390.1	9.5	-1.06
Zircon_15	340	218	0.641	0.056	0.003	0.505	0.024	0.066	0.002	0.020	0.001	0.266	414.4	9.5	414	16	450	100	414.4	9.5	-0.10
Zircon_06	257	233	0.907	0.058	0.003	0.647	0.030	0.082	0.002	0.025	0.001	-0.006	505	12	506	19	520	100	505	12	0.20
Zircon_28	120	68	0.567	0.056	0.003	0.659	0.039	0.084	0.002	0.026	0.001	0.252	521	13	515	25	480	110	521	13	-1.17
Zircon_41	180	69	0.383	0.056	0.003	0.664	0.034	0.087	0.002	0.026	0.001	0.043	539	13	515	21	450	120	539	13	-4.66
Zircon_39	369	70	0.190	0.057	0.002	0.680	0.031	0.088	0.002	0.026	0.001	0.381	545	12	528	18	455	89	545	12	-3.22
Zircon_44	639	11	0.017	0.058	0.002	0.690	0.028	0.089	0.002	0.042	0.004	0.370	549	12	536	17	509	77	549	12	-2.43
Zircon_84	216	161	0.745	0.058	0.003	0.723	0.036	0.089	0.002	0.028	0.001	-0.026	551	13	551	21	540	110	551	13	0.00
Zircon_66	131	38	0.290	0.063	0.003	0.819	0.045	0.091	0.003	0.023	0.002	0.365	559	15	605	25	730	110	559	15	7.60
Zircon_43	127	59	0.465	0.061	0.004	0.738	0.041	0.091	0.003	0.027	0.002	-0.039	562	19	563	23	600	130	562	19	0.18
Zircon_64	316	67	0.212	0.057	0.003	0.726	0.040	0.092	0.002	0.028	0.001	0.019	565	12	552	24	470	110	565	12	-2.36
Zircon_70	149	82	0.550	0.058	0.003	0.745	0.043	0.093	0.002	0.029	0.001	0.057	574	13	566	26	490	120	574	13	-1.41
Zircon_51	230	50	0.217	0.063	0.003	0.966	0.045	0.112	0.003	0.034	0.002	0.084	687	15	685	23	687	88	687	15	-0.29
Zircon_98	255	108	0.424	0.065	0.002	1.056	0.044	0.118	0.003	0.036	0.002	0.182	721	15	731	22	785	80	721	15	1.37
Zircon_65	542	84	0.155	0.066	0.002	1.152	0.050	0.127	0.003	0.033	0.002	0.638	771	18	777	23	783	72	771	18	0.77
Zircon_31	168	57	0.339	0.072	0.003	1.345	0.066	0.134	0.004	0.036	0.002	0.371	807	20	867	28	958	90	807	20	6.92
Zircon_35	148	71	0.480	0.063	0.003	1.236	0.058	0.142	0.003	0.043	0.002	0.161	854	19	815	26	698	91	854	19	-4.79
Zircon_05	216	106	0.491	0.083	0.003	1.648	0.066	0.146	0.004	0.030	0.001	0.551	877	22	990	26	1249	66	877	22	11.41
Zircon_60	291	154	0.529	0.071	0.003	1.492	0.065	0.152	0.004	0.044	0.002	0.495	912	20	925	27	954	77	912	20	1.41
Zircon_85	426	23	0.054	0.076	0.002	1.671	0.061	0.161	0.004	0.031	0.002	0.344	964	20	1001	21	1079	62	964	20	3.70
Zircon_61	167	52	0.311	0.070	0.003	1.637	0.067	0.167	0.004	0.047	0.002	0.136	996	21	983	26	919	77	996	21	-1.32
Zircon_07	661	154	0.233	0.074	0.002	1.725	0.061	0.170	0.004	0.051	0.002	0.071	1014	20	1017	22	1042	60	1014	20	0.29
Zircon_68	39	12	0.308	0.077	0.005	1.800	0.120	0.175	0.005	0.054	0.005	0.098	1039	30	1051	39	1090	130	1039	30	1.14
Zircon_20	365	82	0.225	0.077	0.002	1.880	0.070	0.177	0.004	0.056	0.002	0.409	1048	21	1075	26	1111	63	1048	21	2.51
Zircon_11	148	98	0.662	0.076	0.003	1.917	0.082	0.186	0.004	0.056	0.002	0.251	1101	23	1085	29	1076	75	1101	23	-1.47
Zircon_62	77	65	0.844	0.078	0.003	2.062	0.094	0.192	0.005	0.059	0.003	-0.015	1131	26	1137	33	1129	89	1131	26	0.53
Zircon_46	477	73	0.153	0.081	0.002	2.122	0.076	0.196	0.004	0.057	0.002	0.305	1152	24	1157	23	1213	61	1152	24	0.43
Zircon_36	379	177	0.467	0.082	0.003	2.502	0.090	0.218	0.005	0.054	0.002	0.300	1271	24	1272	26	1263	55	1271	24	0.08
Zircon_71	331	190	0.574	0.085	0.003	2.727	0.099	0.233	0.005	0.068	0.002	0.394	1349	27	1337	28	1319	61	1349	27	-0.90
Zircon_96	232	85	0.366	0.094	0.003	3.230	0.130	0.248	0.006	0.072	0.003	0.451	1426	29	1462	32	1516	64	1516	29	2.46
Zircon_08	387	288	0.744	0.179	0.005	9.430	0.420	0.382	0.010	0.113	0.004	0.889	2086	48	2377	41	2647	53	2647	48	12.24

ANEXO II: Geocronología U-Pb de circones detríticos

RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS — Muestra IV-T1											EDADES CORREGIDAS (Ma) — Muestra IV-T1										
Análisis	U (ppm Th)	(ppm Th/U)	207Pb/206Pb	±2s abs	207Pb/235U	±2s abs	206Pb/238U	±2s abs	208Pb/232Th	±2s abs	Rho	206Pb/238U	±2s	207Pb/235U	±2s	207Pb/206Pb	±2s	Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %	
Zircon_29	233	75	0.322	0.056	0.003	0.352	0.017	0.046	0.001	0.013	0.001	0.146	288	6.6	306	13	460	100	288	6.6	5.88
Zircon_99	183	79	0.432	0.057	0.003	0.365	0.022	0.046	0.001	0.017	0.001	0.119	288.5	7.7	315	15	450	130	288.5	7.7	8.41
Zircon_75	193	76	0.394	0.053	0.003	0.345	0.020	0.046	0.001	0.015	0.001	0.184	288.7	7.5	300	15	280	130	288.7	7.5	3.77
Zircon_98	337	228	0.677	0.053	0.003	0.347	0.016	0.046	0.001	0.015	0.001	-0.140	289.4	6.8	302	12	300	110	289.4	6.8	4.17
Zircon_48	302	283	0.937	0.051	0.003	0.337	0.016	0.046	0.001	0.014	0.001	-0.385	290.2	6.3	294	12	240	110	290.2	6.3	1.29
Zircon_02	108	63	0.583	0.053	0.003	0.339	0.024	0.046	0.001	0.015	0.001	0.297	290.6	8.6	299	17	280	140	290.6	8.6	2.81
Zircon_50	333	246	0.739	0.057	0.002	0.364	0.016	0.046	0.001	0.015	0.001	0.206	290.8	7.3	315	12	472	89	290.8	7.3	7.68
Zircon_97	262	198	0.756	0.053	0.003	0.349	0.019	0.046	0.001	0.015	0.001	0.149	292.5	6.5	303	14	280	110	292.5	6.5	3.47
Zircon_73	197	93	0.472	0.052	0.003	0.343	0.018	0.047	0.001	0.015	0.001	-0.164	293.2	7.5	301	13	240	120	293.2	7.5	2.59
Zircon_25	369	183	0.496	0.056	0.002	0.366	0.016	0.047	0.001	0.015	0.001	0.316	294.2	7.1	316	12	434	98	294.2	7.1	6.90
Zircon_36	101	68	0.673	0.060	0.005	0.388	0.030	0.047	0.001	0.016	0.001	-0.164	294.6	8.6	331	22	550	190	294.6	8.6	11.00
Zircon_91	204	140	0.686	0.057	0.004	0.368	0.024	0.047	0.001	0.015	0.001	0.024	294.8	7.3	320	17	450	130	294.8	7.3	7.88
Zircon_18	255	156	0.612	0.053	0.003	0.338	0.017	0.047	0.001	0.013	0.001	-0.157	295.3	8.1	295	13	360	120	295.3	8.1	-0.10
Zircon_03	224	117	0.522	0.058	0.003	0.387	0.021	0.047	0.001	0.016	0.001	-0.144	296	6.8	331	15	520	120	296	6.8	10.57
Zircon_49	235	110	0.468	0.056	0.003	0.373	0.018	0.047	0.001	0.015	0.001	-0.296	296.1	7.6	323	13	480	110	296.1	7.6	8.33
Zircon_95	138	86	0.623	0.058	0.004	0.392	0.026	0.047	0.001	0.017	0.001	-0.046	297.8	7.9	338	18	470	140	297.8	7.9	11.89
Zircon_93	207	155	0.749	0.052	0.003	0.347	0.019	0.047	0.001	0.015	0.001	-0.010	298.4	7.3	303	13	240	130	298.4	7.3	1.52
Zircon_78	188	112	0.596	0.056	0.004	0.382	0.023	0.047	0.001	0.015	0.001	0.242	298.5	7.4	327	16	490	120	298.5	7.4	8.72
Zircon_74	240	161	0.671	0.058	0.003	0.385	0.021	0.047	0.001	0.016	0.001	0.347	298.6	7	333	15	500	120	298.6	7	10.33
Zircon_43	64	31	0.484	0.061	0.006	0.397	0.037	0.047	0.002	0.013	0.001	0.065	298.6	9.8	335	27	520	200	298.6	9.8	10.87
Zircon_92	101	52	0.515	0.055	0.004	0.375	0.025	0.047	0.001	0.016	0.001	0.243	298.7	7.7	322	18	420	150	298.7	7.7	7.24
Zircon_42	392	320	0.816	0.054	0.002	0.351	0.014	0.048	0.001	0.014	0.001	0.123	299.2	6.8	305	10	387	83	299.2	6.8	1.90
Zircon_35	340	200	0.588	0.056	0.003	0.370	0.018	0.048	0.001	0.014	0.001	-0.226	299.2	6.5	319	14	420	120	299.2	6.5	6.21
Zircon_94	263	198	0.753	0.053	0.003	0.358	0.019	0.048	0.001	0.015	0.001	-0.088	300.7	7.6	310	14	280	120	300.7	7.6	3.00
Zircon_44	18	6	0.333	0.063	0.012	0.422	0.076	0.048	0.002	0.018	0.003	0.007	301	15	342	55	660	370	301	15	11.99
Zircon_13	106	49	0.462	0.052	0.004	0.350	0.025	0.048	0.002	0.015	0.001	0.152	301.2	9.7	303	18	290	140	301.2	9.7	0.59
Zircon_12	220	146	0.664	0.053	0.003	0.351	0.016	0.048	0.001	0.016	0.001	-0.164	301.6	7	305	12	290	100	301.6	7	1.11
Zircon_05	305	251	0.823	0.055	0.002	0.366	0.016	0.048	0.001	0.016	0.001	0.307	302.8	6.7	317	12	388	94	302.8	6.7	4.48
Zircon_100	911	810	0.889	0.054	0.002	0.371	0.014	0.048	0.001	0.016	0.001	0.273	303	6.3	320	10	372	83	303	6.3	5.31
Zircon_24	99	43	0.434	0.054	0.004	0.365	0.025	0.048	0.002	0.016	0.001	-0.206	303.4	9.3	315	19	350	160	303.4	9.3	3.68
Zircon_45	243	131	0.539	0.053	0.003	0.353	0.021	0.048	0.001	0.015	0.001	0.156	303.5	8.2	309	16	270	120	303.5	8.2	1.78
Zircon_26	178	99	0.556	0.054	0.003	0.375	0.024	0.048	0.001	0.015	0.001	-0.009	304.7	7.3	322	17	360	140	304.7	7.3	5.37
Zircon_22	213	103	0.484	0.056	0.003	0.373	0.019	0.048	0.001	0.017	0.001	0.005	304.8	7.7	321	14	400	110	304.8	7.7	5.05
Zircon_27	175	101	0.577	0.055	0.003	0.374	0.018	0.048	0.001	0.016	0.001	-0.007	304.8	7.8	325	13	416	98	304.8	7.8	6.22
Zircon_21	253	185	0.731	0.055	0.003	0.365	0.022	0.048	0.001	0.015	0.001	0.228	304.9	7	318	17	400	130	304.9	7	4.12
Zircon_09	108	54	0.500	0.053	0.003	0.351	0.022	0.049	0.001	0.016	0.001	0.018	305.2	7.7	307	16	290	140	305.2	7.7	0.59
Zircon_01_l	114	42	0.368	0.054	0.004	0.372	0.028	0.049	0.001	0.017	0.001	0.098	305.6	7.2	323	20	340	150	305.6	7.2	5.39
Zircon_47	201	119	0.592	0.054	0.003	0.372	0.022	0.049	0.001	0.016	0.001	-0.205	305.7	7.6	320	16	350	130	305.7	7.6	4.47
Zircon_79	171	84	0.491	0.057	0.003	0.387	0.019	0.049	0.001	0.017	0.001	-0.074	305.9	7.7	331	14	460	120	305.9	7.7	7.58
Zircon_56	230	194	0.843	0.055	0.003	0.359	0.018	0.049	0.001	0.013	0.001	0.071	306	7.5	311	13	410	110	306	7.5	1.61
Zircon_38	615	705	1.146	0.054	0.002	0.371	0.015	0.049	0.001	0.016	0.001	-0.158	306.6	6.9	320	11	362	93	306.6	6.9	4.19
Zircon_46	238	178	0.748	0.053	0.003	0.368	0.019	0.049	0.001	0.016	0.001	0.011	307.3	7.4	318	13	360	110	307.3	7.4	3.36
Zircon_64	821	864	1.052	0.053	0.002	0.351	0.013	0.049	0.001	0.015	0.001	-0.105	307.4	6.6	305.2	9.5	316	81	307.4	6.6	-0.72
Zircon_70	171	81	0.474	0.055	0.003	0.361	0.020	0.049	0.001	0.015	0.001	0.072	307.7	7.6	312	15	390	120	307.7	7.6	1.38
Zircon_16	104	68	0.654	0.055	0.005	0.366	0.028	0.049	0.001	0.015	0.001	-0.507	308	8.4	318	20	340	180	308	8.4	3.14
Zircon_71	216	120	0.556	0.057	0.003	0.396	0.019	0.049	0.001	0.017	0.001	-0.214	308.1	7.4	340	13	460	110	308.1	7.4	9.38
Zircon_34	158	57	0.361	0.060	0.003	0.399	0.020	0.049	0.001	0.018	0.001	-0.059	308.1	7.5	343	15	580	100	308.1	7.5	10.17

ANEXO II: Geocronología U-Pb de circones detríticos

Zircon_81	264	189	0.716	0.056	0.003	0.359	0.018	0.049	0.001	0.015	0.001	0.183	308.2	7.3	311	13	430	100	308.2	7.3	0.90
Zircon_88	185	90	0.486	0.054	0.003	0.358	0.019	0.049	0.001	0.015	0.001	-0.005	308.4	7.8	312	14	350	120	308.4	7.8	1.15
Zircon_08	894	1056	1.181	0.053	0.002	0.358	0.015	0.049	0.001	0.015	0.001	0.146	309.4	6.6	310	11	307	85	309.4	6.6	0.19
Zircon_63	125	63	0.504	0.054	0.004	0.366	0.028	0.049	0.002	0.016	0.001	-0.013	309.7	9.1	314	20	370	170	309.7	9.1	1.37
Zircon_23	145	63	0.434	0.055	0.003	0.376	0.019	0.049	0.001	0.019	0.001	0.015	309.8	8.7	327	14	370	110	309.8	8.7	5.26
Zircon_61	134	62	0.463	0.055	0.004	0.371	0.024	0.049	0.001	0.017	0.001	-0.200	310.1	8.3	319	17	360	150	310.1	8.3	2.79
Zircon_90	177	71	0.401	0.057	0.003	0.390	0.024	0.049	0.001	0.017	0.001	0.311	310.1	8.8	333	17	460	130	310.1	8.8	6.88
Zircon_37	183	126	0.689	0.054	0.003	0.374	0.019	0.049	0.001	0.016	0.001	0.137	310.2	7.4	322	14	350	110	310.2	7.4	3.66
Zircon_30	206	132	0.641	0.058	0.003	0.397	0.021	0.049	0.001	0.016	0.001	0.432	310.2	7.4	339	14	530	100	310.2	7.4	8.50
Zircon_41	496	179	0.361	0.053	0.002	0.357	0.015	0.049	0.001	0.015	0.001	-0.072	310.4	7.3	309	11	300	100	310.4	7.3	-0.45
Zircon_51	167	137	0.820	0.054	0.004	0.364	0.024	0.049	0.001	0.015	0.001	-0.137	310.5	7.7	314	18	350	150	310.5	7.7	1.11
Zircon_10	194	76	0.392	0.054	0.003	0.367	0.021	0.050	0.001	0.016	0.001	-0.027	311.4	7.6	317	15	370	120	311.4	7.6	1.77
Zircon_19	145	77	0.531	0.058	0.004	0.401	0.024	0.050	0.001	0.016	0.001	-0.005	311.5	8.1	341	16	520	130	311.5	8.1	8.65
Zircon_67	109	60	0.550	0.057	0.004	0.381	0.026	0.050	0.002	0.015	0.001	-0.078	311.9	8.9	326	18	480	170	311.9	8.9	4.33
Zircon_20	189	127	0.672	0.058	0.004	0.395	0.023	0.050	0.001	0.017	0.001	0.318	312.7	7.7	339	16	500	130	312.7	7.7	7.76
Zircon_28	177	77	0.435	0.057	0.004	0.393	0.023	0.050	0.001	0.017	0.001	-0.142	312.9	7.8	336	16	540	130	312.9	7.8	6.88
Zircon_06	159	77	0.484	0.059	0.004	0.412	0.023	0.050	0.001	0.017	0.001	0.042	313.3	8.3	350	16	570	130	313.3	8.3	10.49
Zircon_40	182	88	0.484	0.055	0.003	0.384	0.022	0.050	0.001	0.018	0.001	0.023	313.6	8.2	333	16	390	120	313.6	8.2	5.83
Zircon_69	220	110	0.500	0.054	0.003	0.361	0.020	0.050	0.001	0.016	0.001	0.016	313.8	7.7	314	15	350	130	313.8	7.7	0.06
Zircon_59	199	105	0.528	0.055	0.003	0.368	0.019	0.050	0.001	0.015	0.001	-0.037	314.4	7.7	319	15	420	120	314.4	7.7	1.44
Zircon_54	98	50	0.510	0.054	0.004	0.361	0.025	0.050	0.002	0.015	0.001	-0.102	315	10	315	18	400	160	315	10	0.00
Zircon_83	67	33	0.493	0.058	0.006	0.374	0.039	0.050	0.002	0.016	0.002	0.339	315	10	323	27	480	200	315	10	2.48
Zircon_86	222	129	0.581	0.053	0.003	0.361	0.020	0.050	0.001	0.016	0.001	0.116	315.5	7.8	312	15	320	120	315.5	7.8	-1.12
Zircon_58	135	84	0.622	0.054	0.004	0.366	0.027	0.050	0.001	0.015	0.001	0.004	315.9	8.8	314	20	340	150	315.9	8.8	-0.61
Zircon_60	802	545	0.680	0.052	0.002	0.353	0.014	0.050	0.001	0.016	0.001	-0.144	317.1	6.4	307	10	249	85	317.1	6.4	-3.29
Zircon_87	235	141	0.600	0.051	0.003	0.349	0.021	0.051	0.001	0.015	0.001	0.034	317.6	7.1	303	16	210	140	317.6	7.1	-4.82
Zircon_07	48	20	0.417	0.053	0.007	0.378	0.044	0.050	0.002	0.017	0.002	0.032	318	10	327	31	320	230	318	10	2.75
Zircon_65	364	162	0.445	0.053	0.002	0.365	0.015	0.051	0.001	0.016	0.001	-0.120	318.2	7.4	316	11	320	99	318.2	7.4	-0.70
Zircon_68	233	137	0.588	0.055	0.003	0.373	0.017	0.051	0.001	0.015	0.001	-0.033	320.2	7.6	321	12	390	110	320.2	7.6	0.25
Zircon_85	267	183	0.685	0.054	0.003	0.362	0.017	0.051	0.001	0.015	0.001	0.075	320.7	8.1	313	12	360	100	320.7	8.1	-2.46
Zircon_52	1054	1099	1.043	0.063	0.002	0.424	0.016	0.051	0.001	0.015	0.001	0.029	320.7	6.6	360	11	704	80	320.7	6.6	10.92
Zircon_55	368	330	0.897	0.053	0.003	0.357	0.025	0.051	0.001	0.015	0.001	-0.125	321.1	8.5	310	18	310	130	321.1	8.5	-3.58
Zircon_66	162	77	0.475	0.057	0.004	0.396	0.028	0.051	0.002	0.017	0.001	0.254	321.2	9.3	337	20	500	150	321.2	9.3	4.69
Zircon_31	408	246	0.603	0.055	0.002	0.382	0.015	0.051	0.001	0.016	0.001	0.219	322.1	7.5	328	11	395	87	322.1	7.5	1.80
Zircon_53	278	269	0.968	0.055	0.004	0.370	0.024	0.051	0.001	0.015	0.001	0.086	322.9	8.7	319	17	360	140	322.9	8.7	-1.22

ANEXO II: Geocronología U-Pb de circones detríticos

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS — Muestra Máscara											EDADES CORREGIDAS (Ma) — Muestra Máscara									
	U (ppm Th)	(ppm Th/U)	207Pb/206Pb	±2s abs	207Pb/235U	±2s abs	206Pb/238U	±2s abs	208Pb/232Th	±2s abs	Rho	206Pb/238U	±2s	207Pb/235U	±2s	207Pb/206Pb	±2s	Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %	
Zircon_64	587	224	0.382	0.053	0.004	0.292	0.068	0.041	0.003	0.010	0.002	0.352	257	20	262	33	290	150	257	20	1.91
Zircon_08	782	288	0.368	0.053	0.005	0.300	0.130	0.042	0.012	0.009	0.004	0.712	263	69	262	62	340	170	263	69	-0.38
Zircon_50	161	29	0.180	0.054	0.005	0.296	0.021	0.042	0.002	0.014	0.001	-0.052	264	10	266	17	340	180	264	10	0.75
Zircon_25	253	168	0.664	0.055	0.004	0.312	0.015	0.042	0.001	0.008	0.001	-0.166	267.3	7.4	277	13	380	140	267.3	7.4	3.50
Zircon_22	391	166	0.425	0.050	0.003	0.300	0.015	0.043	0.001	0.012	0.001	0.100	271	5.8	268	12	230	130	271	5.8	-1.12
Zircon_90	679	109	0.161	0.051	0.003	0.303	0.012	0.043	0.001	0.013	0.001	-0.160	273.6	5.5	268.5	9.5	240	110	273.6	5.5	-1.90
Zircon_54	302	131	0.434	0.053	0.003	0.312	0.018	0.044	0.001	0.012	0.001	0.047	276	6.3	275	14	290	140	276	6.3	-0.36
Zircon_07	722	290	0.402	0.055	0.003	0.330	0.014	0.044	0.001	0.014	0.001	-0.045	277.3	6.4	289	11	410	110	277.3	6.4	4.05
Zircon_58	384	160	0.417	0.061	0.007	0.379	0.085	0.045	0.005	0.013	0.002	0.250	280	28	325	49	650	250	280	28	13.85
Zircon_78	152	103	0.678	0.057	0.005	0.330	0.024	0.045	0.001	0.014	0.001	-0.031	280.9	7.6	293	18	430	170	280.9	7.6	4.13
Zircon_85	515	158	0.307	0.053	0.003	0.326	0.015	0.045	0.001	0.014	0.001	0.002	283.1	5.6	286	12	320	110	283.1	5.6	1.01
Zircon_30	129	44	0.341	0.053	0.004	0.324	0.023	0.045	0.001	0.014	0.001	-0.007	284.8	7.9	284	18	290	160	284.8	7.9	-0.28
Zircon_31	422	98	0.232	0.050	0.003	0.315	0.014	0.045	0.001	0.013	0.001	0.241	285	6.3	278	11	210	110	285	6.3	-2.52
Zircon_15	139	75	0.540	0.056	0.005	0.341	0.029	0.045	0.001	0.014	0.001	0.155	285.9	8	304	21	370	180	285.9	8	5.95
Zircon_72	61	40	0.656	0.062	0.007	0.388	0.041	0.045	0.002	0.015	0.001	0.106	286	12	327	31	620	220	286	12	12.54
Zircon_100	130	78	0.600	0.065	0.006	0.391	0.034	0.045	0.002	0.015	0.001	0.229	286	11	338	23	670	200	286	11	15.38
Zircon_97	394	128	0.325	0.054	0.003	0.337	0.019	0.045	0.001	0.015	0.001	-0.109	286.1	6.8	296	14	350	130	286.1	6.8	3.34
Zircon_79	427	173	0.405	0.052	0.003	0.328	0.015	0.045	0.001	0.014	0.001	0.322	286.4	6.2	288	12	280	120	286.4	6.2	0.56
Zircon_20	86	48	0.558	0.053	0.005	0.339	0.027	0.046	0.002	0.014	0.001	0.077	286.8	9.8	294	20	330	180	286.8	9.8	2.45
Zircon_38	135	10	0.074	0.050	0.004	0.312	0.026	0.046	0.002	0.015	0.003	-0.038	286.9	9.8	277	20	160	170	286.9	9.8	-3.57
Zircon_59	156	82	0.526	0.051	0.003	0.317	0.018	0.046	0.001	0.013	0.001	-0.146	287.1	7.7	279	14	210	140	287.1	7.7	-2.90
Zircon_05	293	90	0.307	0.053	0.003	0.329	0.016	0.046	0.001	0.015	0.001	0.209	287.2	6.2	289	12	330	110	287.2	6.2	0.62
Zircon_51	460	167	0.363	0.053	0.003	0.332	0.016	0.046	0.001	0.014	0.001	0.093	287.3	6.4	292	12	320	120	287.3	6.4	1.61
Zircon_47	98	36	0.367	0.049	0.005	0.318	0.028	0.046	0.001	0.015	0.002	0.167	288.2	8.4	277	22	210	190	288.2	8.4	-4.04
Zircon_65	216	85	0.394	0.053	0.003	0.327	0.018	0.046	0.001	0.015	0.001	0.087	288.5	7	286	14	300	130	288.5	7	-0.87
Zircon_11	124	68	0.548	0.052	0.004	0.327	0.023	0.046	0.001	0.015	0.001	0.332	289	8.8	288	18	270	160	289	8.8	-0.35
Zircon_32	485	134	0.276	0.054	0.003	0.337	0.016	0.046	0.001	0.016	0.001	0.025	289	6.5	295	12	330	120	289	6.5	2.03
Zircon_55	89	28	0.315	0.048	0.005	0.304	0.027	0.046	0.002	0.014	0.001	0.107	289	10	272	22	110	200	289	10	-6.25
Zircon_80	119	122	1.025	0.056	0.004	0.349	0.024	0.046	0.001	0.013	0.001	0.033	289.3	8.6	302	18	420	180	289.3	8.6	4.21
Zircon_18	320	143	0.447	0.053	0.003	0.334	0.016	0.046	0.001	0.014	0.001	0.099	290	6.5	294	12	290	130	290	6.5	1.36
Zircon_86	388	215	0.554	0.052	0.003	0.330	0.017	0.046	0.001	0.014	0.001	0.247	290.3	6.3	291	14	260	130	290.3	6.3	0.24
Zircon_48	360	134	0.372	0.052	0.003	0.330	0.017	0.046	0.001	0.014	0.001	0.173	290.8	6	289	13	280	120	290.8	6	-0.62
Zircon_02	53	26	0.491	0.059	0.009	0.371	0.052	0.046	0.002	0.015	0.002	0.182	291	14	317	36	440	270	291	14	8.20
Zircon_03	55	26	0.473	0.052	0.007	0.334	0.042	0.046	0.002	0.014	0.002	0.033	291	11	297	31	310	260	291	11	2.02
Zircon_04	290	86	0.297	0.053	0.003	0.336	0.017	0.046	0.001	0.015	0.001	-0.149	291.2	7.2	296	13	310	120	291.2	7.2	1.62
Zircon_23	147	91	0.619	0.050	0.004	0.320	0.023	0.046	0.001	0.015	0.001	0.077	291.5	8.5	280	18	210	170	291.5	8.5	-4.11
Zircon_95	561	64	0.114	0.051	0.003	0.324	0.015	0.046	0.001	0.015	0.001	0.110	291.9	5.9	284	12	240	120	291.9	5.9	-2.78
Zircon_61	104	37	0.356	0.056	0.005	0.345	0.027	0.047	0.001	0.016	0.001	0.010	292.8	7.8	305	19	410	180	292.8	7.8	4.00
Zircon_34	91	35	0.385	0.054	0.006	0.334	0.036	0.047	0.001	0.016	0.001	0.037	293	8.7	288	28	250	240	293	8.7	-1.74
Zircon_77	430	137	0.319	0.051	0.003	0.326	0.016	0.047	0.001	0.014	0.001	0.088	293	6.6	286	12	240	120	293	6.6	-2.45
Zircon_98	269	88	0.327	0.055	0.003	0.344	0.019	0.047	0.001	0.015	0.001	0.203	293	7.6	299	14	380	140	293	7.6	2.01
Zircon_40	283	90	0.318	0.053	0.004	0.334	0.020	0.047	0.001	0.015	0.001	-0.116	293.2	6.9	291	15	290	150	293.2	6.9	-0.76
Zircon_09	340	221	0.650	0.054	0.003	0.351	0.019	0.047	0.001	0.014	0.001	0.020	293.3	6.9	304	14	330	130	293.3	6.9	3.52
Zircon_37	291	121	0.416	0.056	0.003	0.358	0.021	0.047	0.001	0.015	0.001	0.212	293.4	8.5	310	15	450	140	293.4	8.5	5.35
Zircon_43	186	59	0.317	0.055	0.005	0.355	0.025	0.047	0.001	0.016	0.001	-0.256	293.6	8	307	19	410	170	293.6	8	4.36
Zircon_62	301	71	0.236	0.052	0.003	0.330	0.019	0.047	0.001	0.016	0.001	0.105	293.8	6.7	291	14	240	130	293.8	6.7	-0.96
Zircon_96	168	98	0.583	0.055	0.004	0.350	0.023	0.047	0.001	0.016	0.001	0.169	294	7.7	303	17	390	150	294	7.7	2.97
Zircon_10	380	149	0.392	0.052	0.003	0.334	0.015	0.047	0.001	0.015	0.001	-0.174	294.4	6	292	11	280	120	294.4	6	-0.82
Zircon_83	67	34	0.507	0.064	0.006	0.405	0.038	0.047	0.002	0.014	0.001	0.192	295	11	348	27	700	220	295	11	15.23
Zircon_75	168	64	0.381	0.056	0.005	0.357	0.027	0.047	0.002	0.017	0.001	0.024	296.3	9.4	311	21	490	180	296.3	9.4	4.73

ANEXO II: Geocronología U-Pb de circones detríticos

Zircon_19	124	49	0.395	0.053	0.004	0.341	0.028	0.047	0.002	0.014	0.001	0.189	297.5	9.5	299	20	290	180	297.5	9.5	0.50
Zircon_28	229	81	0.354	0.053	0.004	0.345	0.021	0.047	0.001	0.015	0.001	-0.012	298.2	8.6	300	16	290	140	298.2	8.6	0.60
Zircon_44	864	263	0.304	0.055	0.002	0.347	0.016	0.047	0.002	0.009	0.001	0.482	298.7	9	302	12	410	100	298.7	9	1.09
Zircon_36	180	98	0.544	0.053	0.004	0.346	0.024	0.048	0.001	0.016	0.001	0.118	299.3	8.1	302	18	350	160	299.3	8.1	0.89
Zircon_06	411	194	0.472	0.053	0.003	0.346	0.018	0.048	0.001	0.014	0.001	-0.030	299.6	6.3	301	13	290	130	299.6	6.3	0.47
Zircon_70	188	107	0.569	0.052	0.004	0.340	0.023	0.048	0.001	0.014	0.001	-0.141	300	7.4	296	18	250	160	300	7.4	-1.35
Zircon_71	230	77	0.335	0.053	0.004	0.343	0.024	0.048	0.001	0.016	0.001	0.332	300.9	8.5	299	18	320	150	300.9	8.5	-0.64
Zircon_13	472	195	0.413	0.052	0.003	0.340	0.016	0.048	0.001	0.014	0.001	0.017	301.8	7	296	12	270	120	301.8	7	-1.96
Zircon_45	392	117	0.298	0.053	0.003	0.344	0.018	0.048	0.001	0.015	0.001	0.094	301.9	6.7	301	14	280	130	301.9	6.7	-0.30
Zircon_53	44	21	0.477	0.059	0.006	0.366	0.037	0.048	0.002	0.015	0.002	0.122	303	11	313	27	460	240	303	11	3.19
Zircon_94	95	43	0.453	0.060	0.005	0.393	0.028	0.048	0.002	0.017	0.001	0.240	304	11	340	21	540	170	304	11	10.59
Zircon_67	215	109	0.507	0.054	0.009	0.355	0.083	0.048	0.003	0.012	0.002	0.094	305	15	308	48	360	230	305	15	0.97
Zircon_92	102	42	0.412	0.050	0.005	0.336	0.030	0.049	0.002	0.015	0.001	-0.128	307	11	291	23	160	200	307	11	-5.50
Zircon_82	271	176	0.649	0.053	0.004	0.361	0.023	0.050	0.001	0.016	0.001	-0.100	311.5	7.8	312	17	290	160	311.5	7.8	0.16
Zircon_57	62	30	0.484	0.049	0.004	0.347	0.032	0.050	0.002	0.017	0.002	0.065	313	12	299	24	200	180	313	12	-4.68
Zircon_69	43	21	0.488	0.058	0.009	0.396	0.057	0.050	0.002	0.016	0.002	-0.162	313	14	334	41	520	290	313	14	6.29
Zircon_42	401	157	0.392	0.086	0.005	0.702	0.057	0.059	0.002	0.038	0.003	-0.032	369	14	546	30	1330	110	369	14	32.42
Zircon_49	144	60	0.417	0.100	0.006	1.180	0.081	0.087	0.003	0.024	0.002	0.337	536	19	789	40	1600	120	536	19	32.07
Zircon_46	263	73	0.278	0.064	0.003	0.827	0.052	0.096	0.004	0.037	0.002	0.283	592	21	610	28	740	100	592	21	2.95
Zircon_52	153	55	0.359	0.068	0.004	1.083	0.085	0.117	0.007	0.023	0.002	0.253	714	39	741	44	880	120	714	39	3.64
Zircon_87	504	60	0.119	0.069	0.004	1.167	0.073	0.125	0.005	0.031	0.002	0.309	757	26	785	38	880	110	757	26	3.57
Zircon_24	185	132	0.714	0.073	0.003	1.482	0.057	0.149	0.003	0.043	0.002	0.086	897	18	922	23	1016	97	897	18	2.71
Zircon_84	530	151	0.285	0.072	0.003	1.545	0.050	0.157	0.003	0.047	0.002	0.279	938	17	948	20	980	76	938	17	1.05
Zircon_33	268	92	0.343	0.073	0.003	1.696	0.054	0.170	0.003	0.051	0.002	-0.119	1011	19	1006	20	1009	83	1011	19	-0.50
Zircon_63	250	83	0.332	0.072	0.003	1.658	0.060	0.171	0.004	0.048	0.003	0.567	1017	21	992	23	966	77	1017	21	-2.52
Zircon_21	226	95	0.420	0.073	0.003	1.728	0.065	0.172	0.004	0.042	0.003	0.073	1024	20	1017	24	1012	91	1024	20	-0.69
Zircon_88	151	15	0.099	0.072	0.004	1.701	0.075	0.173	0.004	0.052	0.005	-0.160	1026	21	1006	28	970	110	1026	21	-1.99
Zircon_26	725	186	0.257	0.072	0.003	1.718	0.052	0.173	0.003	0.050	0.002	-0.214	1031	18	1015	20	986	76	1031	18	-1.58
Zircon_14	286	109	0.381	0.074	0.003	1.763	0.059	0.174	0.004	0.050	0.002	0.262	1036	19	1033	22	1033	79	1036	19	-0.29
Zircon_27	585	18	0.031	0.073	0.003	1.782	0.058	0.175	0.004	0.051	0.005	0.531	1038	23	1038	21	1015	75	1038	23	0.00
Zircon_39	123	44	0.358	0.074	0.004	1.748	0.082	0.176	0.004	0.053	0.003	0.086	1045	23	1024	31	1010	110	1045	23	-2.05
Zircon_99	187	27	0.144	0.076	0.003	1.870	0.089	0.180	0.006	0.056	0.003	0.527	1064	30	1067	33	1092	89	1064	30	0.28
Zircon_17	127	33	0.260	0.074	0.003	1.817	0.077	0.181	0.005	0.056	0.003	0.332	1070	26	1057	27	1044	96	1070	26	-1.23
Zircon_56	130	29	0.223	0.075	0.004	1.869	0.080	0.182	0.004	0.054	0.003	0.003	1076	22	1072	29	1068	95	1076	22	-0.37
Zircon_93	166	48	0.289	0.072	0.003	1.827	0.074	0.183	0.004	0.053	0.003	0.536	1083	21	1053	26	988	88	1083	21	-2.85
Zircon_01_1	52	16	0.308	0.075	0.004	1.977	0.096	0.186	0.006	0.063	0.005	-0.016	1103	34	1109	34	1110	110	1103	34	0.54
Zircon_81	168	36	0.214	0.077	0.003	1.966	0.073	0.188	0.004	0.057	0.003	0.048	1108	22	1102	25	1096	90	1108	22	-0.54
Zircon_12	818	44	0.054	0.078	0.003	2.032	0.061	0.190	0.004	0.055	0.003	0.303	1119	19	1126	20	1154	73	1119	19	0.62
Zircon_73	312	113	0.362	0.080	0.003	2.162	0.069	0.200	0.004	0.056	0.003	0.442	1176	22	1170	21	1182	75	1176	22	-0.51
Zircon_76	187	53	0.283	0.078	0.003	2.145	0.082	0.201	0.005	0.058	0.003	0.425	1178	29	1161	27	1151	87	1178	29	-1.46
Zircon_89	492	130	0.264	0.081	0.003	2.243	0.070	0.201	0.004	0.056	0.003	-0.019	1179	20	1194	22	1226	73	1179	20	1.26
Zircon_91	83	61	0.735	0.078	0.004	2.169	0.095	0.201	0.005	0.061	0.003	0.102	1180	24	1168	31	1140	100	1180	24	-1.03
Zircon_16	136	42	0.309	0.078	0.004	2.180	0.078	0.203	0.004	0.058	0.003	0.341	1189	23	1173	25	1130	89	1189	23	-1.36
Zircon_41	112	26	0.232	0.077	0.004	2.150	0.093	0.204	0.005	0.060	0.003	0.063	1198	24	1161	31	1090	100	1198	24	-3.19
Zircon_68	278	96	0.345	0.081	0.003	2.321	0.084	0.209	0.005	0.061	0.003	-0.001	1221	26	1218	26	1211	75	1221	26	-0.25
Zircon_29	509	210	0.413	0.082	0.003	2.407	0.075	0.213	0.004	0.059	0.003	0.269	1247	22	1244	22	1244	76	1247	22	-0.24
Zircon_35	351	93	0.265	0.080	0.003	2.363	0.073	0.214	0.004	0.062	0.003	0.150	1251	21	1231	22	1194	74	1251	21	-1.62
Zircon_60	344	72	0.209	0.082	0.003	2.473	0.097	0.222	0.006	0.065	0.004	0.331	1293	30	1268	31	1247	77	1293	30	-1.97
Zircon_66	390	132	0.338	0.081	0.003	2.478	0.077	0.223	0.004	0.061	0.003	-0.201	1297	22	1268	23	1212	76	1297	22	-2.29
Zircon_74	247	109	0.441	0.086	0.004	2.740	0.100	0.233	0.006	0.070	0.004	0.108	1350	29	1337	30	1321	79	1350	29	-0.97

ANEXO III. Composición química de los granates

Clave	Mineral	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	TiO2	Cr2O3	MnO	FeO	NiO
I-T5-1	Granate	0	2.882	15.463	32.22	0	3.909	0.098	0.168	2.65	42.244	0.366
I-T5-2	Granate	0	0.83	14.634	30.672	0	0.177	0.161	0.322	35.148	18.057	0
I-T5-4	Granate	0.203	0.468	14.655	29.722	0	0.647	0.149	0.177	26.42	27.366	0.192
I-T5-14	Granate	0.186	1.617	15.342	32.897	0	7.395	0.16	0.299	1.085	40.838	0.18
I-T6-1	Granate	0	6.137	16.968	35.148	0	2.243	0.057	0	0.841	38.294	0.313
I-T6-2	Granate	0.257	6.875	17.181	35.382	0.119	1.814	0.06	0.038	0.913	37.072	0.29
I-T6-3	Granate	0.367	0.939	15.182	32.751	0	7.566	0.193	0.066	2.037	40.533	0.364
I-T6-4	Granate	0.168	9.345	17.865	37.341	0.039	1.869	0	0	1.287	31.695	0.391
I-T6-5	Granate	0.206	1.09	15.223	32.324	0	1.796	0	0.132	5.112	43.567	0.55
I-T6-6	Granate	0.204	0.229	15.073	31.323	0	5.078	0.028	0.207	15.447	31.994	0.418
I-T6-9	Granate	0.17	6.77	17.049	36.009	0	2.05	0.067	0	0.703	36.77	0.413
I-T6-10	Granate	0.11	6.148	16.556	35.636	0	1.83	0.15	0.074	0.809	38.482	0.205
II-T1-3	Granate	0.078	3.742	16.499	34.13	0	3.014	0.076	0	0.847	41.226	0.388
II-T1-4	Granate	0.253	6.148	16.746	34.763	0	2.215	0.101	0.084	1.026	37.998	0.667
II-T1-5	Granate	0.2	7.411	16.993	36.614	0	2.171	0.025	0	0.838	35.518	0.232
II-T1-6	Granate	0	9.997	16.133	34.391	0	1.57	0.381	0.009	1.194	35.52	0.804
II-T1-9	Granate	0.135	7.041	16.78	34.201	0	1.73	0	0.099	0.85	38.838	0.326
II-T1-10	Granate	0	9.406	17.852	38.581	0.068	1.592	0.006	0	1.887	30.317	0.292
II-T1-11	Granate	0.059	10.445	18.03	37.961	0.011	1.07	0.046	0.114	0.577	31.473	0.214

ANEXO IV: Trazas de fisión

To-1 (roca ígnea) Granos analizado Ngr = 31 Estándar: DR-2

CaO = 55+/-2 wt.% para F-apt

Cl Durango = 0.43 +/-0.03 wt.%

	Clave	Número de trazas Ns	Área	rho-S	U-238 ppm	error U-238	Edad TF (Ma)	1SE (Ma)	Cl (wt.%)	error Cl (wt.%)
Edad absoluta (DR-2)	To1-1	97	4100	2365853.659	31.05	1.59	147	17	0.22	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-2	129	4020	3208955.224	44.25	2.04	140	14	0.23	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-3	137	4290	3193473.193	37.83	1.88	163	16	0.17	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-4	22	9600	229166.6667	3.07	0.17	145	32	0.19	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-5	82	5130	1598440.546	22.92	1.13	135	16	0.22	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-6	156	4480	3482142.857	42.95	2.03	157	15	0.21	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-7	33	9160	360262.0087	4.61	0.23	151	27	0.23	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-8	151	5480	2755474.453	37.46	1.74	142	13	0.26	0.03
Edad absoluta (DR-2)	To1-9	86	4300	2000000	33.03	1.55	117	14	0.23	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-10	62	7000	885714.2857	30.69	1.89	56.3	7.9	0.09	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-11	141	5950	2369747.899	30.05	1.41	153	15	0.22	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-12	146	4280	3411214.953	53.42	2.64	124	12	0.14	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-13	108	4240	2547169.811	35.65	1.68	138	15	0.23	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-14	249	4000	6225000	74.69	3.61	161	13	0.25	0.03
Edad absoluta (DR-2)	To1-15	176	4090	4303178.484	52.77	2.48	158	14	0.26	0.03
Edad absoluta (DR-2)	To1-16	32	10880	294117.6471	7.9	0.42	72.5	13	0.14	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-17	121	5330	2270168.856	37.64	1.98	117	12	0.27	0.03
Edad absoluta (DR-2)	To1-18	85	4400	1931818.182	30.95	1.43	121	14	0.18	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-19	197	4010	4912718.204	65.29	3.35	146	13	0.19	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-20	135	4560	2960526.316	48.49	2.36	118	12	0.18	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-21	124	4180	2966507.177	39.62	1.79	145	15	0.17	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-22	115	4070	2825552.826	35.57	1.62	154	16	0.17	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-23	81	4010	2019950.125	34.24	1.72	114	14	0.17	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-24	154	5300	2905660.377	38.21	1.79	147	14	0.27	0.03
Edad absoluta (DR-2)	To1-25	108	4440	2432432.432	31.4	1.47	150	16	0.25	0.03
Edad absoluta (DR-2)	To1-26	211	4000	5275000	63.73	3.06	160	13	0.25	0.03
Edad absoluta (DR-2)	To1-27	30	10390	288739.1723	8.03	0.39	70	13	0.13	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-28	120	4730	2536997.886	31.42	1.48	156	16	0.2	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-29	173	4460	3878923.767	44.06	2.08	170	15	0.19	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-30	183	4000	4575000	69.39	3.34	128	11	0.17	0.02
Edad absoluta (DR-2)	To1-31	97	4560	2127192.982	31.72	1.59	130	15	0.2	0.02

ANEXO IV: Trazas de fisión

Muestra: To1 (n = 181)

No. de traza	Longitud (micras)	Cl (wt%)	Grano analizado	Ángulo Eje-C
1	13.7	0.17	gr10	nd
2	11.49	0.17	gr10	nd
3	14.09	0.22	gr14	nd
4	12.92	0.22	grX3_Cl	nd
5	15.65	0.22	grX3_Cl	nd
6	11.97	0.22	grX3_Cl	nd
7	8.52	0.22	grX3_Cl	nd
8	8.67	0.16	grX4_Cl only	nd
9	11.85	0.16	grX4_Cl only	nd
10	9.95	0.16	grX4_Cl only	nd
11	9.82	0.16	grX4_Cl only	nd
12	11.91	0.16	grX4_Cl only	nd
13	14.49	0.16	grX4_Cl only	nd
14	13.02	0.16	grX4_Cl only	nd
15	14.73	0.16	grX4_Cl only	nd
16	13.94	0.21	gr23	nd
17	14.03	0.21	gr23	nd
18	14.12	0.21	gr23	nd
19	13.02	0.21	gr23	nd
20	13.49	0.21	gr23	nd
21	13.92	0.21	gr23	nd
22	14.18	0.23	gr24	nd
23	12.53	0.23	gr24	nd
24	14.65	0.26	gr25	nd
25	9.55	0.26	gr25	nd
26	7.66	0.26	gr25	nd
27	11.51	0.26	gr25	nd
28	12.7	0.26	gr25	nd
29	12.29	0.22	gr30ab	nd
30	7.42	0.22	gr30ab	nd
31	13.27	0.22	gr30ab	nd
32	10.56	0.22	gr30ab	nd
33	14.02	0.22	gr30ab	nd
34	12.49	0.14	gr32	nd
35	11.84	0.14	gr32	nd
36	13.63	0.14	gr32	nd
37	13.35	0.14	gr32	nd
38	8.98	0.14	gr32	nd
39	12.9	0.14	gr32	nd
40	10.43	0.23	gr37	nd
41	14.5	0.23	gr37	nd
42	11.51	0.23	gr37	nd
43	6.44	0.23	gr37	nd
44	12.97	0.23	gr37	nd
45	14.12	0.23	gr37	nd
46	8.58	0.23	gr37	nd
47	14.05	0.21	grX6_Clonly	nd
48	13.29	0.21	grX6_Clonly	nd
49	13.47	0.21	grX6_Clonly	nd
50	14.52	0.21	grX6_Clonly	nd
51	12.36	0.2	grX7_Cl	nd
52	11.69	0.2	grX7_Cl	nd

ANEXO IV: Trazas de fisión

53	13.41	0.2	grX7_Cl	nd
54	8.08	0.2	grX7_Cl	nd
55	13.13	0.2	grX7_Cl	nd
56	9.18	0.2	grX7_Cl	nd
57	15.32	0.2	grX7_Cl	nd
58	13.85	0.2	grX7_Cl	nd
59	11.93	0.2	grX7_Cl	nd
60	13.06	0.2	grX7_Cl	nd
61	13.14	0.18	gr45ab	nd
62	13.31	0.18	gr45ab	nd
63	5.7	0.18	gr45ab	nd
64	12.74	0.18	gr45ab	nd
65	14.73	0.17	gr47	nd
66	14.15	0.17	gr47	nd
67	11.15	0.17	gr47	nd
68	12.86	0.17	gr47	nd
69	11.52	0.17	gr47	nd
70	12.98	0.17	gr47	nd
71	11.45	0.17	gr47	nd
72	10.9	0.17	gr47	nd
73	11.9	0.17	gr47	nd
74	9.51	0.17	gr47	nd
75	12.32	0.17	gr47	nd
76	13.29	0.17	gr47	nd
77	11.49	0.17	gr47	nd
78	11.5	0.17	gr47	nd
79	12.44	0.23	grX8_clonly	nd
80	12.56	0.23	grX8_clonly	nd
81	9.5	0.23	grX8_clonly	nd
82	10.32	0.23	grX8_clonly	nd
83	10	0.23	grX8_clonly	nd
84	10.04	0.23	grX8_clonly	nd
85	13.98	0.23	grX8_clonly	nd
86	11.03	0.23	grX8_clonly	nd
87	13.81	0.23	grX8_clonly	nd
88	14.34	0.23	grX8_clonly	nd
89	8.91	0.23	grX8_clonly	nd
90	14.38	0.23	grX8_clonly	nd
91	10.59	0.23	grX8_clonly	nd
92	13.87	0.18	gr49	nd
93	15.4	0.18	gr49	nd
94	13.8	0.18	gr49	nd
95	9.76	0.26	gr_X2_gr	nd
96	12.37	0.26	gr_X2_gr	nd
97	8.41	0.26	gr_X2_gr	nd
98	9.17	0.26	gr_X2_gr	nd
99	12.72	0.24	gr_14_gr	nd
100	13.25	0.24	gr_14_gr	nd
101	12.26	0.21	gr_X3_gr	nd
102	10.25	0.21	gr_X3_gr	nd
103	13.17	0.21	gr_X3_gr	nd
104	12.94	0.21	gr_X3_gr	nd
105	7.08	0.21	gr_X3_gr	nd
106	8.59	0.18	gr_X4_gr	nd

ANEXO IV: Trazas de fisión

107	14.81	0.18	gr_X4_gr	nd
108	12.41	0.18	gr_X4_gr	nd
109	13.56	0.18	gr_X4_gr	nd
110	10.51	0.23	gr_23_gr	nd
111	14.31	0.23	gr_23_gr	nd
112	13.48	0.23	gr_23_gr	nd
113	8.86	0.23	gr_23_gr	nd
114	14.9	0.23	gr_23_gr	nd
115	8.5	0.23	gr_23_gr	nd
116	11.72	0.25	gr_25_gr	nd
117	13.16	0.25	gr_25_gr	nd
118	10.87	0.25	gr_25_gr	nd
119	12.39	0.25	gr_25_gr	nd
120	13.26	0.25	gr_25_gr	nd
121	10.95	0.25	gr_25_gr	nd
122	12.58	0.25	gr_25_gr	nd
123	9.1	0.25	gr_25_gr	nd
124	9.78	0.26	gr_30ab_gr	nd
125	10.08	0.26	gr_30ab_gr	nd
126	11.27	0.26	gr_30ab_gr	nd
127	11.82	0.26	gr_30ab_gr	nd
128	9.8	0.26	gr_30ab_gr	nd
129	12.39	0.15	gr_32_gr	nd
130	8.6	0.15	gr_32_gr	nd
131	13.73	0.15	gr_32_gr	nd
132	9.3	0.15	gr_32_gr	nd
133	12.7	0.15	gr_32_gr	nd
134	10.07	0.15	gr_32_gr	nd
135	12.87	0.15	gr_32_gr	nd
136	11.67	0.15	gr_32_gr	nd
137	12.92	0.24	gr_38ab_gr	nd
138	8.99	0.24	gr_38ab_gr	nd
139	7.18	0.24	gr_38ab_gr	nd
140	12.97	0.24	gr_38ab_gr	nd
141	11.93	0.24	gr_38ab_gr	nd
142	7.89	0.24	gr_38ab_gr	nd
143	11.15	0.24	gr_38ab_gr	nd
144	12.6	0.24	gr_38ab_gr	nd
145	13.17	0.24	gr_38ab_gr	nd
146	14.74	0.24	gr_38ab_gr	nd
147	14.68	0.24	gr_38ab_gr	nd
148	7.48	0.19	gr_41_gr	nd
149	11.45	0.19	gr_41_gr	nd
150	9.29	0.19	gr_41_gr	nd
151	14.06	0.19	gr_41_gr	nd
152	12.93	0.21	gr_X6_gr	nd
153	13.17	0.21	gr_X6_gr	nd
154	9.32	0.21	gr_X6_gr	nd
155	11.74	0.21	gr_X6_gr	nd
156	11.99	0.21	gr_X6_gr	nd

ANEXO IV: Trazas de fisión

157	9.24	0.21	gr_X6_gr	nd
158	12.69	0.2	gr_X7_gr	nd
159	11.78	0.2	gr_X7_gr	nd
160	7.75	0.2	gr_X7_gr	nd
161	13.1	0.2	gr_X7_gr	nd
162	13.98	0.2	gr_X7_gr	nd
163	11.31	0.2	gr_X7_gr	nd
164	9.35	0.19	gr_45ab_gr	nd
165	11.88	0.19	gr_45ab_gr	nd
166	12.15	0.19	gr_45ab_gr	nd
167	12.78	0.19	gr_45ab_gr	nd
168	9.37	0.19	gr_45ab_gr	nd
169	12.66	0.19	gr_45ab_gr	nd
170	14.32	0.19	gr_45ab_gr	nd
171	12.57	0.19	gr_45ab_gr	nd
172	14.48	0.19	gr_45ab_gr	nd
173	13.25	0.19	gr_45ab_gr	nd
174	13.01	0.19	gr_45ab_gr	nd
175	8.65	0.19	gr_45ab_gr	nd
176	10.21	0.16	gr_47_gr	nd
177	12.91	0.16	gr_47_gr	nd
178	9.77	0.16	gr_47_gr	nd
179	13.9	0.24	gr_X8_gr	nd
180	10.65	0.15	gr_49_gr	nd
181	10.72	0.15	gr_49_gr	nd

Promedio de la longitud de las trazas	12
Desviación estándar	2

ANEXO IV: Trazas de fisión

To-2 (roca ígnea) Granos analizado Ngr = 21 Estándar: DR-1 y ZT-1

CaO = 55+/-2 wt.% para F-apt

Cl Durango = 0.43 +/-0.03 wt.%

	Clave	Número de traz	Área	rho-S	U-238 ppm	error U-238	Edad TF (Ma)	1SE (Ma)	Cl (wt.%)	error Cl (wt.%)
Edad absoluta (DR-1)	To2-1	60	8000	750000	15.61587885	1.0592	92.1	13	0.349	0.033
Edad absoluta (DR-1)	To2-2	22	8200	268292.6829	3.375333	0.336	151	36	0.939	0.112
Edad absoluta (DR-1)	To2-3	38	9000	422222.2222	5.52561867	0.29864	146	25	0.16	0.018
Edad absoluta (DR-1)	To2-4	18	14400	125000	1.504008675	0.0846	159	38	0.137	0.02
Edad absoluta (DR-1)	To2-5	57	9600	593750	13.17372615	0.6308	86.5	12	0.364	0.036
Edad absoluta (DR-1)	To2-6	17	9000	188888.8889	2.47	0.2	150	37	0.553	0.05971
Edad absoluta (DR-1)	To2-7	26	8700	298850.5747	3.29	0.17	173	35	0.528	0.05496
Edad absoluta (DR-1)	To2-8	44	8850	497175.1412	7.05	0.34	135	21	0.575	0.05225
Edad absoluta (DR-1)	To2-9	26	11500	226086.9565	2.67	0.15	161	33	0.402	0.04814
Edad absoluta (DR-1)	To2-10	28	9040	309734.5133	8.5	0.44	70	14	0.349	0.03843
Edad absoluta (DR-1)	To2-11	21	12000	175000	2.62	0.14	128	29	0.296	0.03472
Edad relativa (ZT-1)	To2-12	18	10000	180000	3.5	0.26	110	27	0.479	0.04453
Edad relativa (ZT-1)	To2-13	14	10300	135922.3301	3.24	0.24	88	25	0.598	0.06286
Edad relativa (ZT-1)	To2-14	30	11200	267857.1429	4.39	0.29	127	26	0.403	0.03641
Edad relativa (ZT-1)	To2-15	36	9100	395604.3956	7.41	0.49	111	21	0.3279	0.031353
Edad relativa (ZT-1)	To2-16	16	8600	186046.5116	4.68	0.32	83	22	0.546	0.06022
Edad relativa (ZT-1)	To2-17	18	8600	209302.3256	2.01	0.14	220	55	0.477	0.05739
Edad relativa (ZT-1)	To2-18	12	8000	150000	2.1	0.15	150	45	0.337	0.03359
Edad relativa (ZT-1)	To2-19	8	6000	133333.3333	2.89	0.19	96	35	0.488	0.04516
Edad relativa (ZT-1)	To2-20	12	14400	83333.33333	1.47	0.11	120	36	0.2059	0.024213
Edad relativa (ZT-1)	To2-21	12	13000	92307.69231	3.24	0.28	60	18	0.242	0.02694

ANEXO IV: Trazas de fisión

To-3 (roca ígnea) Granos analizados Ngr = 29 Estándar: DR-1 y ZT-1

CaO = 55+/-2 wt.% para F-aps

Cl Durango = 0.43 +/-0.03 wt.%

<i>Clave</i>	<i>Número de trazas Ns</i>	<i>Área rho-S</i>		<i>U-238 ppm</i>	<i>error U-238</i>	<i>Edad TF (Ma)</i>	<i>1SE (Ma)</i>	<i>Cl (wt.%)</i>	<i>error Cl (wt.%)</i>
Edad absoluta (DR-1) To3-1	26	12500	208000	3.14	0.16	127	26	0.278	0.03346
Edad absoluta (DR-1) To3-2	28	14440	193905.8172	2.27	0.12	163	32	0.353	0.04171
Edad absoluta (DR-1) To3-3	75	8800	852272.7273	21.8	1.01	75.1	9.3	0.231	0.02817
Edad absoluta (DR-1) To3-4	26	14500	179310.3448	2.13	0.12	161	33	0.425	0.04575
Edad absoluta (DR-1) To3-5	30	10380	289017.341	9.62	0.46	57.8	11	0.185	0.02235
Edad absoluta (DR-1) To3-6	24	9520	252100.8403	6.09	0.33	79.4	17	0.268	0.03476
Edad absoluta (DR-1) To3-7	18	12000	150000	2	0.13	143	35	0.306	0.03542
Edad absoluta (DR-1) To3-8	17	12070	140845.0704	1.64	0.09	164	41	0.432	0.04324
Edad absoluta (DR-1) To3-9	30	10000	300000	2.8988154	0.3068	197	42	0.202	0.021
Edad absoluta (DR-1) To3-10	9	6700	134328.3582	2.472927795	0.14564	100	35	0.151	0.017
Edad absoluta (DR-1) To3-11	10	5880	170068.0272	1.55265318	0.08256	210	67	0.069	0.012
Edad absoluta (DR-1) To3-12	15	14000	107142.8571	2.59106445	0.2744	79	22	0.213	0.023
Edad absoluta (DR-1) To3-13	14	11410	122699.3865	1.359067905	0.07576	170	47	0.22	0.024
Edad absoluta (DR-1) To3-14	16	7120	224719.1011	2.147307435	0.11752	200	51	0.211	0.021
Edad absoluta (DR-1) To3-15	26	8000	325000	5.76983394	0.29348	108	22	0.846	0.076
Edad absoluta (DR-1) To3-16	22	10800	203703.7037	2.9583801	0.7292	130	43	0.225	0.023
Edad absoluta (DR-1) To3-17	17	20800	81730.76923	1.70156493	0.09356	92.2	23	0.347	0.036
Edad relativa (ZT-1) To3-18	14	9730	143884.8921	3.88	0.25	77	22	0.1621	0.020447
Edad relativa (ZT-1) To3-19	30	9500	315789.4737	2.97	0.38	220	51	0.267	0.03169
Edad relativa (ZT-1) To3-20	38	11000	345454.5455	8.4	0.53	85.8	16	0.323	0.03961
Edad relativa (ZT-1) To3-21	12	13000	92307.69231	2.36	0.18	82	25	0.499	0.05993
Edad relativa (ZT-1) To3-22	70	7740	904392.7649	23.46	1.46	80.5	12	0.2783	0.028881
Edad relativa (ZT-1) To3-23	14	8430	166073.5469	1.71	0.12	200	57	0.0977	0.013939
Edad relativa (ZT-1) To3-24	15	12400	120967.7419	3.03	0.38	83	25	0.42	0.0404
Edad relativa (ZT-1) To3-25	18	10000	180000	4.31	0.4	87	23	0.298	0.03086
Edad relativa (ZT-1) To3-26	14	12000	116666.6667	1.91	0.13	130	36	0.282	0.03074
Edad relativa (ZT-1) To3-27	31	6710	461997.0194	6.57	0.45	146	30	0.2198	0.025286
Edad relativa (ZT-1) To3-28	26	10400	250000	10.27	0.64	50.9	11	0.22	0.0254
Edad relativa (ZT-1) To3-29	10	9500	105263.1579	3.1	0.23	71	24	0.349	0.03443

ANEXO IV: Trazas de fisión

ToAm (roca ígnea) Granos analizados Ngr = 27 Estándar: DR-2

CaO = 55+/-2 wt.% para F-apt

Cl Durango = 0.43 +/-0.03 wt.%

	<i>Clave</i>	<i>Número de traz</i>	<i>Área rho-S</i>		<i>U-238 ppm</i>	<i>error U-238</i>	<i>Edad TF (Ma)</i>	<i>1SE (Ma)</i>	<i>Cl (wt.%)</i>	<i>error Cl (wt.%)</i>
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-1	32	15840	202020.202	6.37	0.36	61.8	11	0.17	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-2	24	15430	155541.1536	5.11	0.52	59.3	14	0.1	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-3	25	11340	220458.5538	6.76	0.37	63.5	13	0.16	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-4	28	8400	333333.3333	8.9	0.47	72.9	14	0.13	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-5	22	7580	290237.467	7.12	0.34	79.3	17	0.23	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-6	19	9000	211111.1111	11.27	0.61	36.6	8.6	0.14	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-7	38	16000	237500	6.21	0.32	74.4	13	0.22	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-8	30	6970	430416.0689	15.11	0.76	55.5	11	0.11	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-9	22	9640	228215.7676	6.78	0.34	65.6	14	0.13	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-10	8	8990	88987.76418	3.19	0.2	54	20	0.22	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-11	26	4960	524193.5484	11.55	0.54	88.2	18	0.19	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-12	11	6950	158273.3813	6.14	0.52	50	16	0.15	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-13	18	14300	125874.1259	3.77	0.23	65	16	0.16	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-14	20	5820	343642.6117	9.72	0.47	68.8	16	0.21	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-15	17	6940	244956.7723	6.5	0.33	73.4	18	0.13	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-16	10	10630	94073.37723	2.76	0.38	66	23	0.05	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-17	23	9570	240334.3783	5.55	0.29	84.2	18	0.21	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-18	40	7230	553250.3458	14.95	0.72	72	12	0.2	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-19	17	10600	160377.3585	4.17	0.22	74.9	19	0.1	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-20	52	7840	663265.3061	29.19	1.72	44.3	6.7	0.13	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-21	26	9480	274261.6034	9.26	0.46	57.7	12	0.11	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-22	15	6000	250000	10.88	0.82	45	12	0.14	0.02
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-23	8	6860	116618.0758	3.37	0.17	67	24	0.23	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-24	14	7100	197183.0986	4.35	0.22	88	24	0.16	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-25	25	12470	200481.1548	5.53	0.32	70.6	15	0.07	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-26	10	10210	97943.19295	2.25	0.13	85	27	0.19	0.01
Edad absoluta (DR-2)	ToAM-27	36	10020	359281.4371	8.91	0.44	78.5	14	0.14	0.01

ANEXO IV: Trazas de fisión

Muestra: ToAm (n = 110)

No. de traza	Longitud (micras) Cl (wt%)	Grano analizado	Ángulo Eje-C
1	12.89	0.17	nd
2	12.83	0.1	nd
3	14.14	0.16	nd
4	12.93	0.13	nd
5	13.48	0.12	nd
6	13.05	0.08	nd
7	13.74	0.23	nd
8	14.78	0.13	nd
9	11.62	0.09	nd
10	12.54	0.14	nd
11	12.43	0.11	nd
12	11.85	0.22	nd
13	14.54	0.05	nd
14	11.37	0.15	nd
15	13.71	0.07	nd
16	13.13	0.12	nd
17	11.67	0.11	nd
18	13.14	0.13	nd
19	13.34	0.14	nd
20	12.71	0.19	nd
21	12.95	0.18	nd
22	14.9	0.16	nd
23	13.39	0.22	nd
24	13.33	0.15	nd
25	14.3	0.21	nd
26	13.47	0.12	nd
27	14.95	0.15	nd
28	14.03	0.17	nd
29	11.32	0.21	nd
30	10.72	0.13	nd
31	13.63	0.05	nd
32	11.49	0.06	nd
33	11.27	0.21	nd
34	15.25	0.22	nd
35	10.76	0.15	nd
36	11.88	0.12	nd
37	12.23	0.2	nd
38	12.72	0.21	nd
39	12.1	0.11	nd
40	14.43	0.13	nd
41	14.39	0.16	nd

ANEXO IV: Trazas de fisión

42	12.5	0.14	nd
43	12.97	0.16	nd
44	13.9	0.23	nd
45	11.32	0.16	nd
46	10.51	0.12	nd
47	11.97	0.14	nd
48	12.22	0.08	nd
49	11.85	0.19	nd
50	12.18	0.14	nd
51	11.11	0.19	nd
52	12.16	0.16	nd
53	13.23	0.09	nd
54	11.31	0.15	nd
55	11.19	0.12	nd
56	13.8	0.07	nd
57	14.03	0.21	nd
58	12.44	0.12	nd
59	11.95	0.12	nd
60	14.45	0.13	nd
61	12.35	0.1	nd
62	11.63	0.21	nd
63	11.79	0.04	nd
64	11.62	0.14	nd
65	15.32	0.06	nd
66	13	0.1	nd
67	13.27	0.1	nd
68	15.9	0.12	nd
69	12.46	0.13	nd
70	13.37	0.18	nd
71	11.67	0.23	nd
72	12.48	0.23	nd
73	12.81	0.16	nd
74	12.56	0.21	nd
75	12.92	0.13	nd
76	12.86	0.2	nd
77	15.14	0.11	nd
78	14.44	0.14	nd
79	13.06	0.15	nd
80	12.77	0.2	nd
81	13.03	0.12	nd
82	13.01	0.04	nd
83	15.16	0.05	nd
84	12.59	0.2	nd
85	14.14	0.21	nd
86	14.06	0.13	nd
87	12.51	0.23	nd
88	10.68	0.19	nd
89	11.7	0.23	nd
90	16.28	0.19	nd

ANEXO IV: Trazas de fisión

91	13.03	0.1	nd
92	13.35	0.12	nd
93	13.89	0.15	nd
94	13.14	0.13	nd
95	13.55	0.14	nd
96	13.08	0.22	nd
97	10.01	0.15	nd
98	12.85	0.11	nd
99	13.54	0.13	nd
100	10.94	0.06	nd
101	11.32	0.18	nd
102	12.6	0.13	nd
103	12.21	0.18	nd
104	11.59	0.18	nd
105	10.52	0.11	nd
106	12.53	0.18	nd
107	12.32	0.14	nd
108	10.85	0.13	nd
109	13.02	0.09	nd
110	12.83	0.14	nd

Promedio de la longitud de las trazas **12.82036364**

Desviación estándar **1.24783918**

ANEXO IV: Trazas de fisión

ToGa (roca ígnea) Granos analizados Ngr = 27 Estándar: DR-2

CaO = 55+/-2 wt.% para F-apt

Cl Durango = 0.43 +/-0.03 wt.%

	<i>Clave</i>	<i>Número de traz</i>	<i>Área rho-S</i>		<i>U-238 ppm</i>	<i>error U-238</i>	<i>Edad TF (Ma)</i>	<i>1SE (Ma)</i>	<i>Cl (wt.%)</i>	<i>error Cl (wt.%)</i>
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-1	165	4000	4125000	45.19	2.12	176	16	1.01	0.094
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-2	163	4030	4044665.012	43.88	2.05	178	16	0.91	0.082
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-3	138	4200	3285714.286	41.58	1.91	153	15	1.39	0.125
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-4	211	5200	4057692.308	41.06	1.91	191	16	1.44	0.13
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-5	175	4310	4060324.826	53.77	2.7	146	13	1.05	0.095
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-6	167	4310	3874709.977	51.49	2.75	146	14	1.06	0.095
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-7	253	4480	5647321.429	57.59	2.59	189	15	1.68	0.151
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-8	222	4000	5550000	75.31	3.57	143	12	1.17	0.105
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-9	205	4050	5061728.395	67.39	3.34	145	12	1.23	0.111
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-10	236	4800	4916666.667	51.45	2.36	184	15	1.06	0.095
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-11	206	4000	5150000	55.21	3.09	180	16	1.51	0.136
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-12	233	4380	5319634.703	57.28	2.68	179	14	1.43	0.129
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-13	210	4040	5198019.802	63.1	3	159	13	0.86	0.077
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-14	165	4000	4125000	50	2.35	160	15	0.96	0.086
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-15	188	4600	4086956.522	45.79	2.41	172	16	1.22	0.11
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-16	307	4700	6531914.894	77.84	3.68	162	12	1.3	0.117
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-17	130	4030	3225806.452	28.27	1.5	220	23	2.03	0.183
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-18	165	4200	3928571.429	43.66	2.01	174	16	1.46	0.131
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-19	219	4260	5140845.07	59.34	2.69	167	14	1.1	0.099
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-20	181	4740	3818565.401	42.71	1.99	173	15	1.39	0.125
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-21	236	5140	4591439.689	55.26	2.79	161	13	1.09	0.098
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-22	214	4180	5119617.225	56.25	2.69	176	15	1.41	0.127
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-23	183	4900	3734693.878	46.22	2.43	156	14	1.19	0.107
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-24	135	4000	3375000	30.06	1.59	216	22	2.07	0.186
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-25	265	5000	5300000	58.15	2.9	176	14	1.26	0.113
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-26	287	4000	7175000	98.69	4.82	141	11	1.12	0.101
Edad absoluta (DR-2)	ToGa-27	246	4000	6150000	62.31	2.91	190	15	1.35	0.122

ANEXO IV: Trazas de fisión

Muestra: ToGa (n = 212)

No. de traza	Longitud (micras)	Cl (wt%)	Grano analizado	Ángulo Eje-C
1	12.03	1.01	gr1ab	nd
2	9.05	1.01	gr1ab	nd
3	12.83	1.01	gr1ab	nd
4	14.75	1.01	gr1ab	nd
5	10.31	0.91	gr1ab	nd
6	12.78	0.91	gr1ab	nd
7	14.76	0.91	gr1ab	nd
8	12.17	0.91	gr1ab	nd
9	14.75	1.4	gr2	nd
10	13.32	1.4	gr2	nd
11	16.83	1.4	gr2	nd
12	13.16	1.4	gr2	nd
13	11	1.4	gr2	nd
14	14.27	1.4	gr2	nd
15	12.63	1.4	gr2	nd
16	11.14	1.4	gr2	nd
17	13.87	1.05	gr3	nd
18	12.91	1.05	gr3	nd
19	10.29	1.05	gr3	nd
20	16.12	1.05	gr3	nd
21	9.57	1.05	gr3	nd
22	13.15	1.05	gr3	nd
23	10.8	1.05	gr3	nd
24	13.35	1.05	gr3	nd
25	12.24	1.44	gr4	nd
26	13.95	1.44	gr4	nd
27	15.11	1.44	gr4	nd
28	15.42	1.44	gr4	nd
29	12.75	1.44	gr4	nd
30	12.65	1.06	gr5ab	nd
31	12.19	1.06	gr5ab	nd
32	17.11	1.06	gr5ab	nd
33	11.57	1.06	gr5ab	nd
34	13.56	1.06	gr5ab	nd
35	11.36	1.06	gr5ab	nd
36	14.24	1.68	gr6	nd
37	13.75	1.68	gr6	nd
38	11.32	1.68	gr6	nd
39	14.9	1.68	gr6	nd
40	14.19	1.68	gr6	nd
41	15.15	1.23	gr7ab	nd

ANEXO IV: Trazas de fisión

42	13.78	1.2264	gr7ab	nd
43	13.73	1.2264	gr7ab	nd
44	13.34	1.2264	gr7ab	nd
45	9.88	1.2264	gr7ab	nd
46	12.27	1.2264	gr7ab	nd
47	12.98	1.2264	gr7ab	nd
48	9.56	1.17	gr7ab	nd
49	13.03	1.17	gr7ab	nd
50	11.26	1.17	gr7ab	nd
51	13.08	1.17	gr7ab	nd
52	17.65	1.17	gr7ab	nd
53	13.88	1.51	gr9ab	nd
54	12.31	1.51	gr9ab	nd
55	11.82	1.43	gr9ab	nd
56	13.59	1.43	gr9ab	nd
57	13.36	0.96	gr11	nd
58	12.96	0.96	gr11	nd
59	12.78	0.96	gr11	nd
60	14.7	0.96	gr11	nd
61	13.07	0.96	gr11	nd
62	13.14	0.96	gr11	nd
63	11.08	1.22	gr12	nd
64	11.06	1.22	gr12	nd
65	12.4	1.22	gr12	nd
66	12.2	1.3	gr13	nd
67	11.26	2.03	gr14	nd
68	11.32	2.03	gr14	nd
69	8.55	2.03	gr14	nd
70	11.93	2.03	gr14	nd
71	12.76	2.03	gr14	nd
72	15.29	2.08	gr15 Cl only	nd
73	10.23	2.08	gr15 Cl only	nd
74	13.28	2.08	gr15 Cl only	nd
75	11.55	2.08	gr15 Cl only	nd
76	12.38	2.08	gr15 Cl only	nd
77	13.82	2.08	gr15 Cl only	nd
78	13.05	1.26	gr16 Cl	nd
79	14.09	1.26	gr16 Cl	nd
80	13.84	1.26	gr16 Cl	nd
81	10.21	1.26	gr16 Cl	nd
82	14.52	1.26	gr16 Cl	nd
83	12.11	1.26	gr16 Cl	nd
84	9.95	1.26	gr16 Cl	nd
85	16.74	1.26	gr16 Cl	nd
86	10.47	1.26	gr16 Cl	nd

ANEXO IV: Trazas de fisión

87	14.08	1.26	gr16 Cl	nd
88	11.81	1.37	gr17 Cl only	nd
89	9.86	1.37	gr17 Cl only	nd
90	14.11	1.37	gr17 Cl only	nd
91	12.66	1.37	gr17 Cl only	nd
92	16.81	1.37	gr17 Cl only	nd
93	14.26	1.3	gr19 Cl	nd
94	13.5	1.3	gr19 Cl	nd
95	13.09	1.3	gr19 Cl	nd
96	9.41	1.3	gr19 Cl	nd
97	13.55	1.3	gr19 Cl	nd
98	12.47	1.97	gr20 Cl only	nd
99	13.26	1.97	gr20 Cl only	nd
100	11.6	1.97	gr20 Cl only	nd
101	11.99	1.97	gr20 Cl only	nd
102	15.7	1.97	gr20 Cl only	nd
103	14.74	1.69	gr21 Cl	nd
104	17.31	1.69	gr21 Cl	nd
105	12.14	1.69	gr21 Cl	nd
106	9.76	1.69	gr21 Cl	nd
107	11.73	1.69	gr21 Cl	nd
108	10.51	1.69	gr21 Cl	nd
109	13.25	1.31	gr22 Cl only	nd
110	13.32	1.31	gr22 Cl only	nd
111	12.79	1.31	gr22 Cl only	nd
112	9.17	1.31	gr22 Cl only	nd
113	12.8	1.31	gr22 Cl only	nd
114	9.64	1.35	gr24 Cl	nd
115	14.39	1.35	gr24 Cl	nd
116	17.23	1.35	gr24 Cl	nd
117	11.51	1.35	gr24 Cl	nd
118	12.05	1.77	gr25 Cl only	nd
119	10.82	1.77	gr25 Cl only	nd
120	10.68	1.77	gr25 Cl only	nd
121	12.96	1.77	gr25 Cl only	nd
122	13	1.77	gr25 Cl only	nd
123	14.24	1.77	gr25 Cl only	nd
124	14.37	1.77	gr25 Cl only	nd
125	12.59	1.77	gr25 Cl only	nd
126	14.75	1.68	gr26 Cl	nd
127	13.98	1.68	gr26 Cl	nd
128	15.88	1.68	gr26 Cl	nd
129	13.34	1.26	gr27 Cl only	nd
130	12.65	1.26	gr27 Cl only	nd
131	12.73	1.26	gr27 Cl only	nd

ANEXO IV: Trazas de fisión

132	12.91	1.26	gr27 Cl only	nd
133	13.11	1.26	gr27 Cl only	nd
134	14.87	1.26	gr27 Cl only	nd
135	14.46	1.26	gr27 Cl only	nd
136	13.13	1.26	gr27 Cl only	nd
137	13.76	1.26	gr27 Cl only	nd
138	9.89	1.26	gr27 Cl only	nd
139	15.24	1.26	gr27 Cl only	nd
140	13.44	2.05	grano15_gr	nd
141	10.43	2.05	grano15_gr	nd
142	12.06	2.05	grano15_gr	nd
143	13.99	2.05	grano15_gr	nd
144	13.29	2.05	grano15_gr	nd
145	12.94	1.24	grano16_gr	nd
146	13.41	1.24	grano16_gr	nd
147	9.36	1.24	grano16_gr	nd
148	13.63	1.24	grano16_gr	nd
149	15.8	1.24	grano16_gr	nd
150	14.43	1.24	grano16_gr	nd
151	14.41	1.24	grano16_gr	nd
152	8.84	1.24	grano16_gr	nd
153	13.16	1.24	grano16_gr	nd
154	14.78	1.06	grano1ab_gr	nd
155	13.4	1.06	grano1ab_gr	nd
156	14.53	1.06	grano1ab_gr	nd
157	12.41	1.06	grano1ab_gr	nd
158	14.35	1.06	grano1ab_gr	nd
159	13.03	1.06	grano1ab_gr	nd
160	14.15	1.35	grano17_gr	nd
161	14.03	1.35	grano17_gr	nd
162	11.57	1.35	grano17_gr	nd
163	14.13	1.35	grano17_gr	nd
164	14.12	1.47	grano18_gr	nd
165	13.74	1.47	grano18_gr	nd
166	12.29	1.47	grano18_gr	nd
167	14.14	1.47	grano18_gr	nd
168	15.07	1.45	grano2_gr	nd
169	12.69	1.45	grano2_gr	nd
170	13.57	1.45	grano2_gr	nd
171	9.86	1.1	grano3_gr	nd
172	14.21	1.1	grano3_gr	nd
173	9.83	1.1	grano3_gr	nd
174	12.27	1.1	grano3_gr	nd
175	14.01	1.48	grano_4_gr	nd
176	12.28	1.48	grano_4_gr	nd

ANEXO IV: Trazas de fisión

177	11.84	1.48	grano_4_gr	nd
178	11.36	1.48	grano_4_gr	nd
179	14.39	1.07	grano_5ab_gr	nd
180	11.12	1.07	grano_5ab_gr	nd
181	14.02	1.07	grano_5ab_gr	nd
182	12.03	1.07	grano_5ab_gr	nd
183	11.2	1.46	grano_9ab_gr	nd
184	9.73	1.46	grano_9ab_gr	nd
185	15.83	1.46	grano_9ab_gr	nd
186	11.61	1.46	grano_9ab_gr	nd
187	9.63	0.98	grano_11_gr	nd
188	14.1	0.98	grano_11_gr	nd
189	12.36	1.11	grano_23_gr	nd
190	10.5	1.11	grano_23_gr	nd
191	8.81	1.11	grano_23_gr	nd
192	14.22	1.23	grano_12_gr	nd
193	14.06	1.23	grano_12_gr	nd
194	10.73	1.23	grano_12_gr	nd
195	13.1	1.23	grano_12_gr	nd
196	13.27	1.23	grano_12_gr	nd
197	13.88	1.23	grano_12_gr	nd
198	9.68	1.36	grano_24_gr	nd
199	12.47	1.36	grano_24_gr	nd
200	13.26	1.36	grano_24_gr	nd
201	14.02	1.36	grano_24_gr	nd
202	10.31	1.36	grano_24_gr	nd
203	10.26	1.36	grano_24_gr	nd
204	13.4	1.29	grano_13_gr	nd
205	9.84	1.29	grano_13_gr	nd
206	15.77	2.07	grano_14_gr	nd
207	13.86	2.07	grano_14_gr	nd
208	14.46	2.07	grano_14_gr	nd
209	15.51	2.07	grano_14_gr	nd
210	10.63	2.07	grano_14_gr	nd
211	10.92	2.07	grano_14_gr	nd
212	15.56	2.07	grano_14_gr	nd

Promedio de la longitud de las trazas 12.85287736

Desviación estándar 1.852982922

ANEXO IV: Trazas de fisión

IV-T1 (roca sedimentaria) Granos analizados Ngr = 37 Estándar: DR-1 y ZT-1

CaO = 55+/-2 wt.% para F-aptos

Cl Durango = 0.43 +/-0.03 wt.%

	Clave	# apatito	Número de traz	Área	rho-S	U-238 ppm	error U-238	Edad TF (Ma)	1SE (Ma)	Cl (wt.%)	error Cl (wt.%)
Edad absoluta (DR-1)	IVT1xtr-1	1	237	6370	3720565.149	33.38	2.11	212	19	1.109	0.095
Edad absoluta (DR-1)	IVT1xtr-2	2	43	8320	516826.9231	6.74	0.42	146	24	0.399	0.044
Edad absoluta (DR-1)	IVT1xtr-3	3	20	12000	166666.6667	3.84	0.27	83.3	20	0.266	0.032
Edad absoluta (DR-1)	IVT1xtr-4	4	46	5370	856610.8007	16.74	1.04	98.1	16	0.402	0.045
Edad absoluta (DR-1)	IVT1xtr-5	5	38	5450	697247.7064	12.13	0.8	110	19	0.667	0.064
Edad absoluta (DR-1)	IVT1xtr-6	6	94	7000	1342857.143	20.82	1.3	123	15	0.668	0.061
Edad absoluta (DR-1)	IVT1xtr-9	7	152	4350	3494252.874	43.74	2.65	152	15	0.988	0.086
Edad absoluta (DR-1)	IVT1xtr-12	8	50	11140	448833.0341	5.11	0.34	167	26	0.526	0.053
Edad absoluta (DR-1)	IVT1xtr-15	9	33	10200	323529.4118	8.29	0.66	74.9	14	0.407	0.042
Edad absoluta (DR-1)	Ap_IVT1xtrB-1	10	55	6870	800582.2416	14.9507397	0.9583	103	15	0.206	0.024
Edad absoluta (DR-1)	Ap_IVT1xtrB-2	11	56	11280	496453.9007	6.900570495	0.439305	137	20	0.298	0.032
Edad absoluta (DR-1)	Ap_IVT1xtrB-3	12	79	7580	1042216.359	21.83046255	1.47945	91.5	12	0.447	0.043
Edad absoluta (DR-1)	Ap_IVT1xtrB-4	13	34	13400	253731.3433	4.208246055	0.271145	115	21	0.305	0.032
Edad absoluta (DR-1)	Ap_IVT1xtrB-5	14	42	8950	469273.743	3.60564984	0.24676	246	42	1.118	0.094
Edad absoluta (DR-1)	Ap_IVT1xtrB-6	15	237	7460	3176943.7	27.86635215	1.76385	216	20	1.159	0.096
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-1	16	60	9560	627615.0628	17.25	1.11875	76	12	0.222	0.025
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-2	17	50	8020	623441.3965	19.25	1.17875	67.7	11	0.307	0.03
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-3	18	153	4040	3787128.713	39.28	2.4304	199	24	1.22	0.098
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-5	19	22	11100	198198.1982	4.02	0.3511	103	25	0.439	0.047
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-6	20	30	10850	276497.6959	8.31	0.57705	69.5	14	0.509	0.058
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-7	21	29	5620	516014.2349	14.83	0.91565	72.7	15	0.472	0.049
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-8	22	68	8000	850000	13.89	0.95395	127	20	0.787	0.072
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-9	23	55	8100	679012.3457	16.68	1.0774	84.9	14	0.553	0.052
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-10	24	48	9100	527472.5275	10.41	0.76255	106	18	0.548	0.053
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-11	25	47	4010	1172069.825	26.3	1.6065	92.9	16	0.72	0.065
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-12	26	64	8000	800000	20.05	1.52275	83.3	13	0.699	0.061
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-13	27	146	8200	1780487.805	57.1	4.1405	65.2	8.4	0.584	0.051
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-14	28	53	8000	662500	14.66	1.0363	94.2	16	0.565	0.052
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-15	29	85	4090	2078239.609	41.08	2.4794	105	15	0.992	0.081
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-16	30	51	4410	1156462.585	17.45	1.16975	138	23	1.068	0.091
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-17	31	38	8000	475000	13.79	0.84945	71.9	13	0.496	0.046
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-18	32	103	4000	2575000	66.83	4.25565	80.4	11	0.661	0.058
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-19	33	72	4000	1800000	31.78	2.0279	118	18	0.781	0.066
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-20	34	14	8800	159090.9091	5.02	0.334265	66	19	0.519	0.046
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-21	35	28	8200	341463.4146	6.57	0.451515	108	23	0.617	0.054
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-22	36	103	8000	1287500	45.1	5.0805	59.7	9.8	0.445	0.042
Edad relativa (ZT-1)	ivT1-23	37	26	13500	192592.5926	5.01	0.332385	80.2	17	0.704	0.062

ANEXO IV: Trazas de fisión

Muestra: IV-T1 (n = 177)

No. de traza	Longitud (micras)	Grano analizado	Cl (wt%)	ángulo eje C
1		3	1.22	nd
2		3	1.22	nd
3		3	1.22	nd
4		3	1.22	nd
5		3	1.22	nd
6		X1	0.754	nd
7		X2	0.448	nd
8		8	0.787	nd
9		X3	0.915	nd
10		X4	1.196	nd
11		X4	1.196	nd
12		X4	1.196	nd
13		X5	1.206	nd
14		X5	1.206	nd
15		X5	1.206	nd
16		X5	1.206	nd
17		X5	1.206	nd
18		X6	1.581	nd
19		X6	1.581	nd
20		X6	1.581	nd
21		13	0.584	nd
22		13	0.584	nd
23		14	0.565	nd
24		X7	1.479	nd
25		X7	1.479	nd
26		X8	0.904	nd
27		X8	0.904	nd
28		X9	1.336	nd
29		X9	1.336	nd
30		X9	1.336	nd
31		X9	1.336	nd
32		X10	1.248	nd
33		X11	1.121	nd
34		X11	1.121	nd
35		X11	1.121	nd
36		X11	1.121	nd
37		X11	1.121	nd
38		15	0.992	nd
39		16	1.068	nd
40		17	0.496	nd
41		X12	0.708	nd

ANEXO IV: Trazas de fisión

42	X12	0.708	nd
43	X12	0.708	nd
44	18	0.661	nd
45	18	0.661	nd
46	18	0.661	nd
47	18	0.661	nd
48	18	0.661	nd
49	22	0.445	nd
50	X13	0.572	nd
51	1	0.2222	nd
52	1	0.2222	nd
53	1	0.2222	nd
54	2	0.3068	nd
55	grano-1new (3)	1.109	nd
56	grano-1new (3)	1.109	nd
57	grano-1new (3)	1.109	nd
58	grano-1new (3)	1.109	nd
59	grano-1new (3)	1.109	nd
60	grano-1new (3)	1.109	nd
61	grano-1new (3)	1.109	nd
62	grano-1new (3)	1.109	nd
63	grano-1new (3)	1.109	nd
64	xx18	0.513	nd
65	xx18	0.513	nd
66	no-2new(xx19)	0.399	nd
67	no-2new(xx19)	0.399	nd
68	X1	0.754	nd
69	X2	0.448	nd
70	X2	0.448	nd
71	xx20	0.346	nd
72	xx20	0.346	nd
73	xx23	0.65	nd
74	xx23	0.65	nd
75	xx26	0.367	nd
76	grano-4new(7)	0.402	nd
77	grano-4new(7)	0.402	nd
78	grano-4new(7)	0.402	nd
79	xx34	0.621	nd
80	xx34	0.621	nd
81	y10new	1.524	nd
82	y10new	1.524	nd
83	grano-5new(8)	0.667	nd
84	X3	0.915	nd
85	X3	0.915	nd
86	X3	0.915	nd
87	X3	0.915	nd

ANEXO IV: Trazas de fisión

88	X4	1.196	nd
89	X4	1.196	nd
90	X4	1.196	nd
91	xx39	0.994	nd
92	xx39	0.994	nd
93	rano-6new(11)	0.668	nd
94	rano-6new(11)	0.668	nd
95	rano-6new(11)	0.668	nd
96	X6	1.581	nd
97	X6	1.581	nd
98	X6	1.581	nd
99	xx35	0.993	nd
100	xx35	0.993	nd
101	X8	0.904	nd
102	X8	0.904	nd
103	X8	0.904	nd
104	X8	0.904	nd
105	X9	1.336	nd
106	X9	1.336	nd
107	X9	1.336	nd
108	X9	1.336	nd
109	X9	1.336	nd
110	xx50	0.459	nd
111	X11	1.121	nd
112	X11	1.121	nd
113	X11	1.121	nd
114	rano-9new(15)	0.988	nd
115	rano-9new(15)	0.988	nd
116	rano-9new(15)	0.988	nd
117	rano-9new(15)	0.988	nd
118	rano-9new(15)	0.988	nd
119	rano-9new(15)	0.988	nd
120	xx56	0.591	nd
121	xx57	2.099	nd
122	y22new	0.517	nd
123	y22new	0.517	nd
124	y22new	0.517	nd
125	y22new	0.517	nd
126	no-10new(X12)	0.708	nd
127	no-10new(X12)	0.708	nd
128	no-10new(X12)	0.708	nd
129	no-10new(X12)	0.708	nd
130	no-10new(X12)	0.708	nd
131	no-10new(X12)	0.708	nd
132	y23new	1.336	nd

ANEXO IV: Trazas de fisión

133	y23new	1.336	nd
134	o-11new(xx62)	1.598	nd
135	18	0.661	nd
136	18	0.661	nd
137	18	0.661	nd
138	19	0.781	nd
139	19	0.781	nd
140	19	0.781	nd
141	X13	0.572	nd
142	X13	0.572	nd
143	X13	0.572	nd
144	xx72	1.342	nd
145	xx72	1.342	nd
146	xx72	1.342	nd
147	o-14new(xx66)	1.252	nd
148	xx65	0.54	nd
149	xx65	0.54	nd
150	1k	0.51	nd
151	2k	0.51	nd
152	grano-6	1.159	nd
153	grano-6	1.159	nd
154	grano-6	1.159	nd
155	grano-6	1.159	nd
156	grano-6	1.159	nd
157	3k	0.448	nd
158	4k	0.651	nd
159	grano-3	0.446	nd
160	grano-3	0.446	nd
161	5k	0.446	nd
162	6k	0.787	nd
163	7k	0.915	nd
164	8k	1.581	nd
165	8k	1.581	nd
166	9k	1.196	nd
167	10k	1.58	nd
168	10k	1.58	nd
169	10k	1.58	nd
170	10k	1.58	nd
171	11k	2	nd
172	11k	2	nd
173	11k	2	nd
174	11k	2	nd
175	12k	1.34	nd
176	13k	1.342	nd
177	13k	1.342	nd

Promedio de la longitud de las trazas	12.8055367
Desviación estándar	1.7289651

ANEXO IV: Trazas de fisión

DR-1 (Estándar Durango) Granos analizado Ngr = 9

CaO = 55+/-2 wt.% para F-apt

	Clave	Número de trazas Ns	Área rho-S		U-238 ppm	error U-238	Edad TF (Ma)	1SE (Ma)	Cl (wt.%)	error Cl (wt.%)
Edad absoluta	dur-2	53	25930	204396.452	12.17	0.57	32.3	4.7	primr std	primr std
Edad absoluta	dur-3	56	28160	198863.6364	12.09	0.58	31.7	4.5	primr std	primr std
Edad absoluta	dur-4	50	26450	189035.9168	12.13	0.58	30	4.5	primr std	primr std
Edad absoluta	dur-5	58	27790	208708.1684	12.45	0.59	32.3	4.5	primr std	primr std
Edad absoluta	dur-6	49	27440	178571.4286	12.48	0.58	27.6	4.1	primr std	primr std
Edad absoluta	dur-7	53	28270	187477.8918	12.3	0.58	29.4	4.3	primr std	primr std
Edad absoluta	dur-8	63	27860	226130.6533	12.38	0.59	35.2	4.7	primr std	primr std
Edad absoluta	dur-9	47	27320	172035.1391	12.21	0.59	27.1	4.2	primr std	primr std
Edad absoluta	dur-10	59	28430	207527.2599	11.89	0.57	33.6	4.7	primr std	primr std

ZT-1 (Estándar Durango) Granos analizado Ngr = 10

CaO = 55+/-2 wt.%

	Clave	Número de trazas	Área rho-S		U-238 ppm	error U-238	Edad TF (Ma)	1SE (Ma)	Cl (wt.%)	error Cl (wt.%)
Edad absoluta	DFap-1	42	23030	182370.8207	12.46	0.57	28.2	4.5	primr std	primr std
Edad absoluta	DFap-2	51	26900	189591.0781	12.04	0.56	30.3	4.5	primr std	primr std
Edad absoluta	DFap-3	48	25240	190174.3265	12.29	0.56	29.8	4.5	primr std	primr std
Edad absoluta	DFap-4	42	21930	191518.4679	12.25	0.57	30.1	4.9	primr std	primr std
Edad absoluta	DFap-5	54	28100	192170.8185	12.33	0.55	30	4.3	primr std	primr std
Edad absoluta	DFap-6	30	17440	172018.3486	12.26	0.54	27	5.1	primr std	primr std
Edad absoluta	DFap-7	44	24820	177276.39	12.19	0.54	28	4.4	primr std	primr std
Edad absoluta	DFap-8	51	26860	189873.4177	12.55	0.58	29.1	4.3	primr std	primr std
Edad absoluta	DFap-9	51	26970	189098.9989	13.02	0.59	28	4.1	primr std	primr std
Edad absoluta	DFap-10	44	24050	182952.183	12.91	0.58	27.3	4.3	primr std	primr std

ANEXO IV: Trazas de fisión

DR-2 (Estándar Durango) Granos analizado Ngr = 17

CaO = 55+/-2 wt.%

	<i>Clave</i>	<i>Número de trazas</i>	<i>Área rho-S</i>		<i>U-238 ppm</i>	<i>error U-238</i>	<i>Edad TF (Ma)</i>	<i>1SE (Ma)</i>	<i>Cl (wt.%)</i>	<i>error Cl (wt.%)</i>
Edad absoluta	FDUR1-1	85	45930	185064.2282	12.19	0.57	29.2	3.5	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR1-2	85	45930	185064.2282	11.94	0.57	29.9	3.5	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR1-3	85	45930	185064.2282	12.02	0.59	29.7	3.5	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR1-4	85	45930	185064.2282	11.71	0.55	30.4	3.6	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR2-1	111	48920	226901.063	14.72	0.69	29.7	3.1	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR2-2	111	48920	226901.063	14.65	0.71	29.8	3.2	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR2-3	111	48920	226901.063	14.78	0.72	29.6	3.2	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR2-4	111	48920	226901.063	14.81	0.71	29.5	3.1	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR3-1	68	34050	199706.3142	12.32	0.61	31.2	4.1	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR3-2	68	34050	199706.3142	12.28	0.58	31.3	4.1	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR3-3	68	34050	199706.3142	12.2	0.6	31.5	4.1	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR4-1	80	45860	174443.9599	11.61	0.56	28.9	3.5	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR4-2	80	45860	174443.9599	11.68	0.56	28.8	3.5	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR5-1	101	51750	195169.0821	11.5	0.55	32.7	3.6	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR5-2	101	51750	195169.0821	11.45	0.56	32.8	3.6	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR5-3	101	51750	195169.0821	11.4	0.54	33	3.6	primr std	primr std
Edad absoluta	FDUR5-4	101	51750	195169.0821	11.64	0.57	32.3	3.6	primr std	primr std