



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CENTRO DE GEOCIENCIAS

**ANÁLISIS DE LOS CONGLOMERADOS DE LA FORMACIÓN MATZITZI, SUR DE
MÉXICO: IMPLICACIONES PARA LA EVOLUCIÓN DEL PALEOZOICO**

TESIS

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

PRESENTA:

SANDRA JUÁREZ ZÚÑIGA

TUTOR

DR. LUIGI SOLARI

CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DRA. CLAUDIA C. MENDOZA ROSALES (FACULTAD DE INGENIERÍA, UNAM)

DRA. MARÍA TERESA OROZCO ESQUIVEL (CGEO, UNAM)

DR. CARLOS ORTEGA OBREGÓN (CGEO, UNAM)

DR. MARIANO ELÍAS HERRERA (INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM)

JURIQUILLA, QUERÉTARO, MAYO 2019



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.

AGRADECIMIENTOS

Al CONACYT por el apoyo económico durante los dos años de mis estudios de maestría y al proyecto PAPIIT DGAPA IN103417 por el financiamiento económico para realizar este proyecto.

A mi asesor, Dr. Luigi Solari, por sus consejos y apoyo constante durante el desarrollo de este trabajo. A los miembros del comité, Dr. Michelangelo Martini y Dr. Fernando Ortega, por sus observaciones y comentarios respecto al tema. También agradezco a los miembros del comité evaluador por sus revisiones y comentarios para mejorar el trabajo escrito.

Agradezco a las personas que me acompañaron a campo: Geovanny Hernández, Juan Carlos Castillo, Mariana Jaramillo, Ricardo Milián, Raúl Martínez y Alejandra Bedoya.

A quienes me ayudaron con el trabajo de laboratorio: Manuel, Juanito, Harim y Carlos Ortega, les agradezco su paciencia para compartir sus conocimientos. Gracias a Javi, Gio, Juan Carlos y personas que discutieron conmigo algunas dudas; también a Karina y Antonio por la edición de algunas de mis figuras.

A Alan y Antonio, por leer mi escrito y ayudarme a hacerlo más claro.

Al Centro de Geociencias, por haberme brindado un espacio de trabajo durante mis estudios de maestría.

A mis amigos, por tantos momentos agradables.

Finalmente, a mi familia. Todo es posible gracias a ustedes.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	i
ABSTRACT.....	ii
1. INTRODUCCIÓN	1
2. MARCO GEOLÓGICO.....	4
2.1 Basamento.....	4
2.1.1 Complejo Oaxaqueño.....	4
2.1.2 Complejo Acatlán	5
2.1.3 Granito Cozahuico	9
2.2 Formación Matzitzí.....	10
2.3 Felsita Atolotitlán.....	12
2.4 Unidades post-triásicas	12
3. MARCO TECTÓNICO	14
4. METODOLOGÍA	18
4.1 Petrografía.....	18
4.2 Análisis U-Pb en circón mediante LA-ICPMS	19
4.3 Geocronología detrítica en estudios de procedencia.....	20
4.4 Escalamiento multidimensional (MDS).....	22
5. RESULTADOS.....	25
5.1 Descripción petrográfica.....	25
5.1.1 Clastos volcánicos.....	25
5.1.2 Clastos sub-volcánicos.....	32
5.1.3 Clastos de arenisca.....	35
5.1.4 Clastos y lente graníticos	36
5.2 Geocronología U-Pb	39
5.2.1 Clastos volcánicos.....	39
5.2.2 Clastos sub-volcánicos.....	45
5.2.3 Clastos de arenisca.....	47
5.2.4 Clastos de granitoides	48
5.2.5 Granitoides.....	50
5.3 Escalamiento multidimensional MDS	51
5.4 Geoquímica de elementos traza	56
6. DISCUSIÓN E INTERPRETACIONES	63
6.1 Discusión de resultados.....	63
6.2 Modelo tectónico del sur de México durante el Paleozoico Tardío-Triásico Temprano	68
7. CONCLUSIONES	71
8. REFERENCIAS.....	73
Apéndice 1. Imágenes de catodoluminiscencia	82
Apéndice 2. Análisis U-Pb en circones mediante LA-ICP-MS	85
Apéndice 3. Concentraciones de elementos traza	99
Apéndice 4. Datos de muestras para el análisis MDS.....	112

RESUMEN

El entendimiento de la Formación Matzitzi es fundamental en las reconstrucciones del sur de México durante el ensamble de Pangea, ya que conserva el registro geológico del Paleozoico Tardío-Triásico Medio dentro de sus componentes. En este trabajo se presenta un estudio de procedencia enfocado en los clastos de conglomerado de la Fm. Matzitzi para reconocer las fuentes de sedimento. Los análisis petrográfico y geocronológico de los clastos de conglomerado indican la erosión de una fuente volcánica y una clástica, además de fuentes plutónicas relacionadas al Complejo Oaxaqueño. Los clastos de origen volcánico de composición félsica a intermedia, y de edades constreñidas entre 269 y 285 Ma, demuestran la contribución de una fuente volcánica del Pérmico. El vulcanismo se habría emplazado sobre el Complejo Oaxaqueño dada la herencia notable de circones de edad grenvilliana y está relacionado al arco permo-carbonífero del sur de México. Fragmentos de arenisca cuarzosa indican la erosión de unidades clásticas de edades detríticas entre ~3400 y 290 Ma (del Arqueano al Pérmico), con dos poblaciones principales de edad grenvilliana y panafricana. Mediante un análisis de escalamiento multidimensional (MDS) se comparan los fragmentos de arenisca con unidades clásticas de los bloques Mixteco, Oaxaquia, Chortís y Maya; así como con unidades siliciclásticas del norte, centro y sur de México. El análisis MDS demuestra el aporte principal de fuentes gondwánicas y localmente del Complejo Oaxaqueño a los clastos de arenisca; asimismo, demuestra la afinidad genética entre éstos con unidades clásticas del centro y sur de México. Los clastos graníticos analizados son de edades mesoproterozoicas y están asociados al Complejo Oaxaqueño subyacente, corroborando el aporte dominante del basamento. Los datos recopilados son discutidos dentro de los modelos tectónicos del sur de México durante la acreción de Pangea en el Paleozoico Tardío.

ABSTRACT

The Matzitzi Formation contains the geological record of the Late Paleozoic-Middle Triassic, so its understanding is a fundamental element in the tectonic reconstructions of southern Mexico during Pangea assemblage. In this work, I present a provenance study of the conglomerate clasts of the Matzitzi Formation to recognize the sediment sources. Petrological and geochronological analyses of conglomerate pebbles indicate contributions of volcanic and clastic sources, as well as Oaxacan Complex plutonic rocks to the Matzitzi Formation. Volcanic samples have felsic to intermediate compositions and ages ranging from 269 to 285 Ma, which demonstrate a Permian volcanic source. The occurrence of Grenvillian grains in volcanic clasts suggests that the vulcanism was emplaced over the Oaxacan Complex, and it is related to the activity of the Permian-Carboniferous arc in southern Mexico. The presence of quartz-rich sandstone clasts demonstrates the erosion of clastic units with detrital ages between ~3400 and 290 Ma and two main populations of Grenvillian and Panafrican ages. A multidimensional scaling analysis (MDS) was performed to compare detrital ages of the sandstone clasts with clastic units from the Mixteco, Oaxaquia, Chortís and Maya terranes; furthermore, siliciclastic units from northern, central and southern Mexico were also compared. The MDS shows the main contribution from Gondwanan sources and the Oaxacan Complex to the sandstone clasts, and it also shows their genetic affinity with clastic units from central and southern Mexico. The granitic clasts have Mesoproterozoic ages and belong to the underlying Oaxacan Complex, suggesting that the main contribution is from the basement. The new data is evaluated into the tectonic models of southern Mexico during Pangea accretion in Late Paleozoic times.

1. INTRODUCCIÓN

La configuración tectónica de los bloques corticales que conformaron México durante el Paleozoico Tardío estuvo condicionada por los eventos de acreción de Pangea durante la colisión de Laurentia y Gondwana. En el sur de México, estos procesos involucraron la yuxtaposición de terrenos perigondwánicos con el sur de Laurentia, como una continuación al sur de la orogenia Variscana-Alleghaniana-Ouachita (Nance et al., 2012), donde los bloques del sur, conformados por los terrenos metamórficos Mixteca y Oaxaquia (Fig. 1), se amalgamaron en el Pérmico temprano-medio (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002). Simultáneamente a este proceso, un sistema de subducción con vergencia al este en el sector occidental de Pangea desarrolló un arco volcánico en el Carbonífero-Pérmico, extendiéndose posiblemente hasta el Triásico, el cual se emplazó por la actual margen oriental de México (Torres et al., 1999; Dickinson y Lawton, 2001). El traslape temporal de estos dos eventos asociados con distintos regímenes tectónicos ha llevado a interpretar de manera diferente las unidades del Paleozoico Superior y, en consecuencia, a proponer distintos modelos tectónicos de los bloques del sur en la era paleozoica hasta su límite con el Triásico. Adicionalmente, el depósito de la Fm. Matzitzi, de carácter clástico continental, posterior a la sutura de los terrenos metamórficos Acatlán y Oaxaqueño representa un cambio a un régimen tectónico dominado por procesos de erosión y sedimentación. Estos procesos pudieron ser contemporáneos a las últimas etapas de deformación en el Complejo Acatlán en el Pérmico (Centeno-García et al., 2009) o posteriores, marcando el final del proceso orogénico (Ortega-Gutiérrez et al., 2018).

La Fm. Matzitzi es una de las unidades clásticas más antiguas que afloran en el sur de México y única por su registro de flora fósil continental del Pensilvánico y Pérmico con afinidad a Laurasia (Hernández-Láscars, 2000). Por su contenido fosilífero, se le asignó una edad de depósito del Paleozoico Superior (Weber, 1997; Hernández-Láscars, 2000) y se interpretó como una sucesión de peri-arco, semejante a las unidades metasedimentarias de edades carboníferas-pérmicas del Complejo Acatlán (Keppie et al., 2004). Sin embargo, los recientes estudios de geocronología en circones detríticos y de un cuerpo ígneo contemporáneo al depósito han demostrado una edad de depósito del Triásico Medio (Elías-Herrera et al., 2011; Bedoya-Mejía, 2018). Esta nueva edad no descarta la correlación con unidades del Paleozoico Superior, pero sugiere una posible correlación con las sucesiones siliciclásticas del Triásico Superior depositadas en la margen paleo-pacífica de Pangea (Silva-Romo et al., 2000; Centeno-García, 2005; Barboza-Gudiño et al., 2010; Ortega-Flores et al., 2014; Silva-Romo et al., 2015).

A pesar de la importancia que tiene la Fm. Matzitzi en las reconstrucciones del límite Paleozoico-Mesozoico, son pocos los trabajos de procedencia que se han hecho en esta formación. Si bien previamente se ha identificado una fuente principal proveniente del Complejo Oaxaqueño subyacente (Centeno-García et al., 2009), y de manera subordinada posiblemente de las raíces del arco del este de México (Bedoya-

Mejía, 2018), las fuentes potenciales de sus componentes de distinta naturaleza, tales como los líticos arenosos y volcánicos, no han sido reconocidas debido a que dichas unidades ya no están expuestas en el área y sólo se pueden observar indirectamente en sus componentes.

De acuerdo con las reconstrucciones de Pangea en el límite permo-triásico, los clastos volcánicos en la Fm. Matzitzi podrían provenir del arco permo-carbonífero del sur de México, reconocido únicamente por los plutones expuestos (Solari et al., 2001; Ortega-Obregón et al., 2014; Grajales-Nishimura et al., 2018), o bien, de un arco más antiguo, tal como está registrado en el Complejo Acatlán subyacente (Keppie et al., 2004; Vega-Granillo et al., 2009). Los clastos graníticos tienen como fuentes potenciales las unidades cristalinas que conforman el basamento, ya sea el Complejo Oaxaqueño, las raíces del arco, o los cuerpos sin-orogénicos (p. ej., el granito Cozahuico, Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002), como se ha propuesto anteriormente (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Respecto a los clastos de arenisca, estos pueden representar intraclastos, producto del reciclaje de la misma cuenca, o bien, clastos procedentes de fuentes distales por un sistema fluvial más complejo, posiblemente de afinidad gondwánica, similar a las unidades mesozoicas del centro y sur de México (Silva-Romo et al., 2000; Centeno-García, 2005; Barboza-Gudiño et al., 2010; Ortega-Flores et al., 2014; Silva-Romo et al., 2015), cuyo sistema de drenaje dominante era de oriente a poniente.

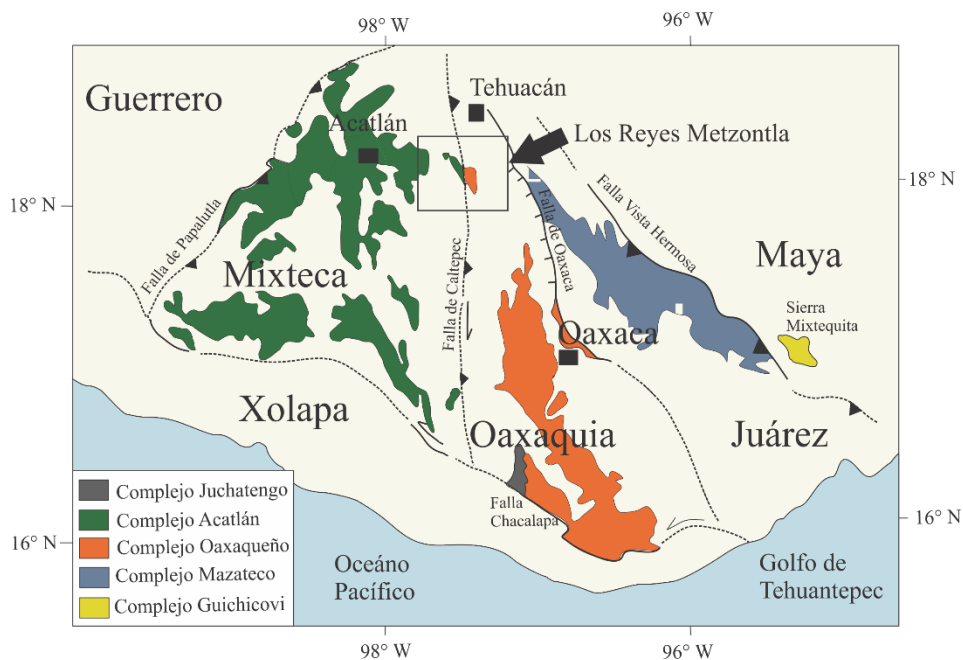


Figura 1. Mapa geológico regional simplificado donde se muestran los bloques continentales del sur de México de acuerdo con Campa y Coney (1983) (modificado de Ortega-Gutiérrez et al., 2018). El recuadro negro muestra la localización del área de estudio.

Para reconocer las unidades expuestas en el Paleozoico Tardío y Triásico Temprano que sirvieron como fuente de aporte de sedimentos, se hicieron análisis de procedencia en las litofacies conglomeráticas de la Fm. Matzitzi. Se caracterizaron clastos de naturaleza volcánica, plutónica y clástica mediante técnicas convencionales de petrografía de láminas delgadas y fechamientos U-Pb y análisis de elementos traza en circones ígneos y detríticos mediante la técnica de LA-ICPMS. Adicionalmente, se utilizó la técnica estadística de escalamiento multidimensional (*MDS-Multidimensional Scaling*) como complemento a los diagramas de densidad de Kernel de los clastos de arenisca para determinar la procedencia de manera más precisa.

Con la información anterior se evaluaron las condiciones de depósito de la Fm. Matzitzi dentro de los distintos escenarios tectónicos propuestos para el sur de México en el Paleozoico Tardío y Triásico Medio.

2. MARCO GEOLÓGICO

La Fm. Matzitzi es una sucesión sedimentaria clástica de origen continental que aflora en el sureste del estado de Puebla, entre las localidades de Los Reyes Metzontla, San Luis Atolotitlán y Santiago Coatepec, además en una franja sobre la carretera de cuota Tehuacán-Oaxaca (Fig. 2). Esta formación tiene gran importancia en las reconstrucciones de la era paleozoica en el sur de México porque representa la unidad de traslape entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño (Elías-Herrera et al., 2005) y porque conserva el registro paleobotánico de esta era, ya que posee abundante flora fósil asignada al Paleozoico Superior (Weber, 1997; Hernández-Láscares, 2000).

El basamento cristalino de la Fm. Matzitzi está conformado por el Complejo Acatlán, localmente representado por la Fm. Metzontla, y el Complejo Oaxaqueño, así como el granito Cozahuico (Elías-Herrera et al., 2011), el cual fue emplazado en la zona de falla de Caltepec durante la yuxtaposición tectónica de los dos complejos (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002). A la Fm. Matzitzi le sobreyace discordantemente la Fm. Caltepec, de edad cretácica y de carácter clástico, que cambia transicionalmente a la Fm. La Compañía de carácter carbonatado (Mendoza-Rosales, 2010). Finalmente, depósitos volcánicos cenozoicos cubren a las unidades anteriores (Fig. 3).

2.1 Basamento

2.1.1 Complejo Oaxaqueño

El Complejo Oaxaqueño constituye el afloramiento más grande del microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995), un microterreno de edad mesoproterozoica que está ligado al orógeno grenvilliano y que aflora discontinuamente en el este de México en cuatro complejos cristalinos, que son: Gneis Novillo (Cameron et al., 2004), Gneis Huiznopala (Lawlor et al., 1999), Complejo Oaxaqueño y Complejo Guichicovi (Ruiz et al., 1999). La evolución de Oaxaquia está relacionada a un arco intraoceánico de edad 1.5-1.4 Ga (Weber y Schulze, 2014) que colisionó con Amazonia en las etapas finales de acreción de Rodinia. Durante este proceso, el magmatismo continuó activo entre 1.25 y 1.2 Ga, y el pico metamórfico en facies de granulita ocurrió a ~990 Ma durante el evento orogénico Zapoteco (Solari et al., 2003).

El Complejo Oaxaqueño está formado por una gran variedad litológica que incluye ortomigmatitas, ortogneisses, pegmatitas, granulitas y paragneisses de edad grenvilliana (Solari et al., 2003). Las ortomigmatitas de la unidad El Catrín se encuentran intrusionadas por una suite AMCG (anortosita-mangerita-charnoquita-granito) y tienen evidencia de metamorfismo en facies de granulita con retrogresión. Los ortogneisses incluyen, entre otros, las suites AMCG de la unidad Huitzo y Pluma Hidalgo y secuencias charnoquíticas-gabróicas. Las granulitas y paragneisses de la unidad El Marquez están agrupados en: metapelitas ricas en Al, gneises cuarzo-feldespáticos con grafito y rocas calco-silicatadas con mármoles.

Las pegmatitas son cuerpos deformados y no deformados de origen pre-, sin- y post-tectónico (Shchepetilnikova et al., 2015).

La evolución del Complejo Oaxaqueño inició con magmatismo de arco intra-oceánico entre ~1.45 y 1.4 Ga, de acuerdo con las edades de los protolitos ígneos (Weber y Schulze, 2014). Las edades de circones detríticos (Solari et al., 2014) indican que entre 1.3 y 1.1 Ga continuó un periodo de sedimentación, el cual fue contemporáneo a la intrusión de cuerpos máficos con firma intraplaca de edad entre 1.2 y 1.3 Ga (Keppie y Dostal, 2007) que se han interpretado como magmatismo en una cuenca de trasarco asociada a rift. Las intrusiones máficas con firma de arco fechadas en 1140-1150 Ma (Keppie et al., 2001) representan el magmatismo sincrónico a la acreción continental. Las edades de las suites AMCG (Keppie et al., 2003; Weber et al., 2010) y de las pegmatitas sin- y post-tectónicas indican que el magmatismo continuó activo hasta 1.0-0.96 Ga.

Dos eventos orogénicos están registrados en la parte norte del Complejo Oaxaqueño (Solari et al., 2003). El primero es un evento de migmatización que ocurrió a ~1.1 Ga durante la orogenia Olmeca, simultáneo a las intrusiones intraplaca, y el segundo es el evento de metamorfismo en facies de granulita durante la orogenia Zapoteca (Solari et al., 2003) entre 1004 y 978 Ma.

La Fm. Tiñú de edad Cámbrico-Ordovícico Inferior (Landing et al., 2007) sobreyace al Complejo Oaxaqueño. Consiste en una secuencia clástica-carbonatada de plataforma que contiene fauna con afinidad gondwánica y detritos derivados del Complejo Oaxaqueño subyacente (Gillis et al., 2005; Murphy et al., 2005), indicando que el Complejo Oaxaqueño formaba parte de la margen peri-gondwánica durante el Paleozoico Temprano. A esta formación le sobreyacen sucesiones sedimentarias continental y marino somera del Carbonífero, que son las formaciones Santiago e Ixtaltepec, las cuales tienen afinidad con Norteamérica (Navarro-Santillán et al., 2002), indicando la proximidad entre Oaxaquia y Laurencia en el Paleozoico Tardío.

En la región de Los Reyes Metzontla afloran ortogneises graníticos del Complejo Oaxaqueño de edades entre 1 y 1.1 Ga (U-Pb, Elías-Herrera et al., 2011).

2.1.2 Complejo Acatlán

El Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978) constituye el basamento cristalino del Terreno Mixteca (Campa y Coney, 1983). Este complejo poli-orogénico comprende una gran diversidad litológica que involucra rifting, deformación y polimetamorfismo asociados a la evolución de uno o más océanos durante la era paleozoica.

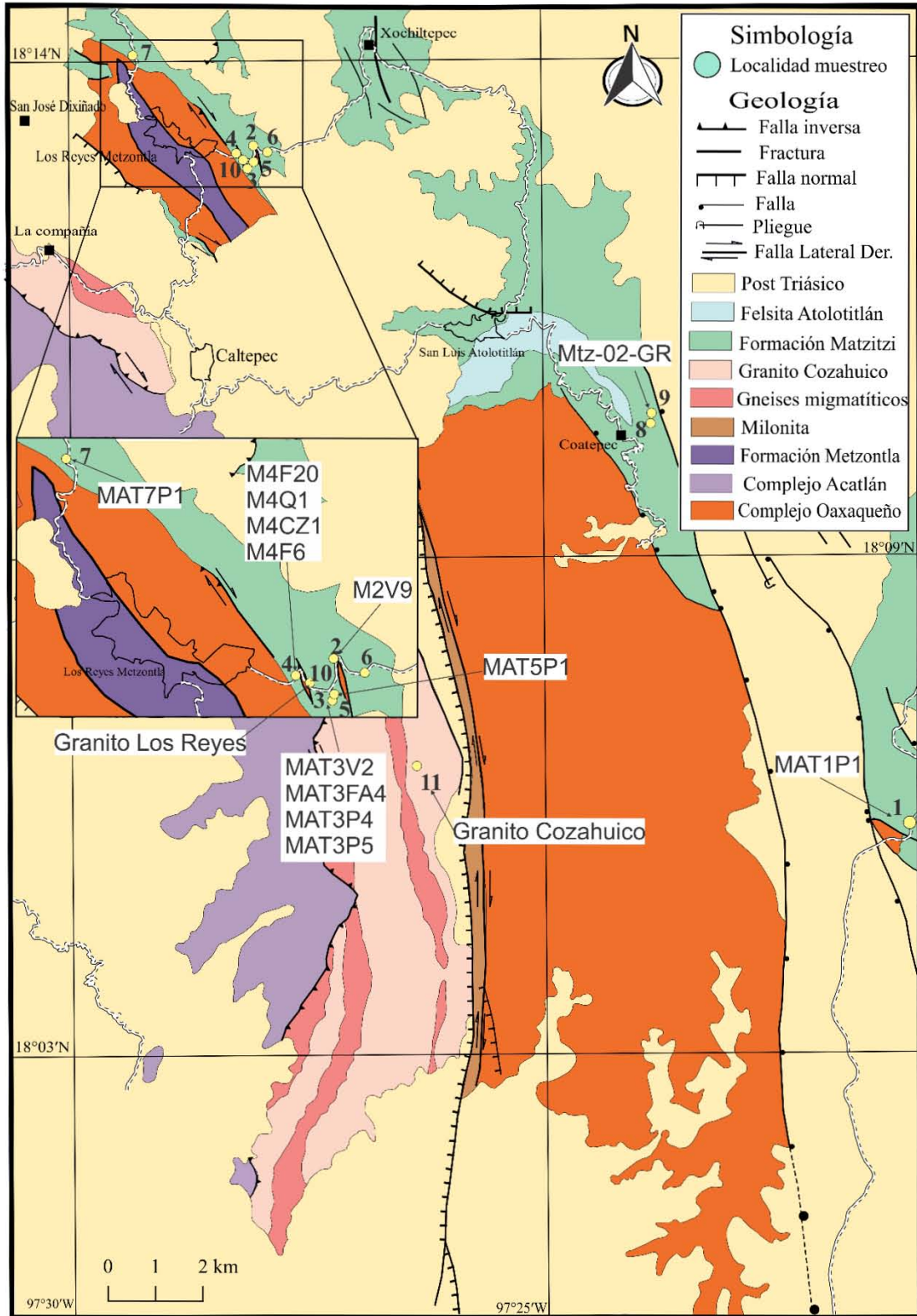


Figura 2. Mapa geológico de la región Los Reyes Metzontla-Caltepec (modificado de Elías-Herrera et al., 2011). Los puntos amarillos representan las localidades de muestreo de las litofacies conglomeráticas de la Fm. Matzitzi y de los granitos Cozahuico y Los Reyes, éste último en contacto tectónico con la Fm. Matzitzi (coordenadas de muestreo en tabla 1). Se indica la localización de las muestras fechadas mediante LA-ICP-MS.

La litología del Complejo Acatlán se ha agrupado en dos secuencias de alto y bajo grado metamórfico (Keppie et al., 2008) que están en contacto tectónico. La secuencia de alta presión fue agrupada como Fm. Xayacatlán por Ortega-Gutiérrez (1978) y posteriormente redefinida como ensamble Piaxtla y consiste de rocas metasedimentarias de alto grado intercaladas con rocas máficas-ultramáficas metamorfoseadas en facies de eclogita y esquisto azul. Los protolitos de las rocas metasedimentarias tienen una edad máxima de depósito entre 481 y 433 Ma (Galaz et al., 2013) y las rocas máficas tienen una edad de cristalización entre 466 y 442 Ma (Keppie et al., 2008b). Estas unidades guardan una estrecha relación con los granitoides Esperanza, cuerpos metagraníticos de alta presión que tienen edades de cristalización entre 478 y 440 Ma (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Sánchez-Zavala et al., 2004; Talavera-Mendoza et al., 2005; Vega-Granillo et al., 2007).

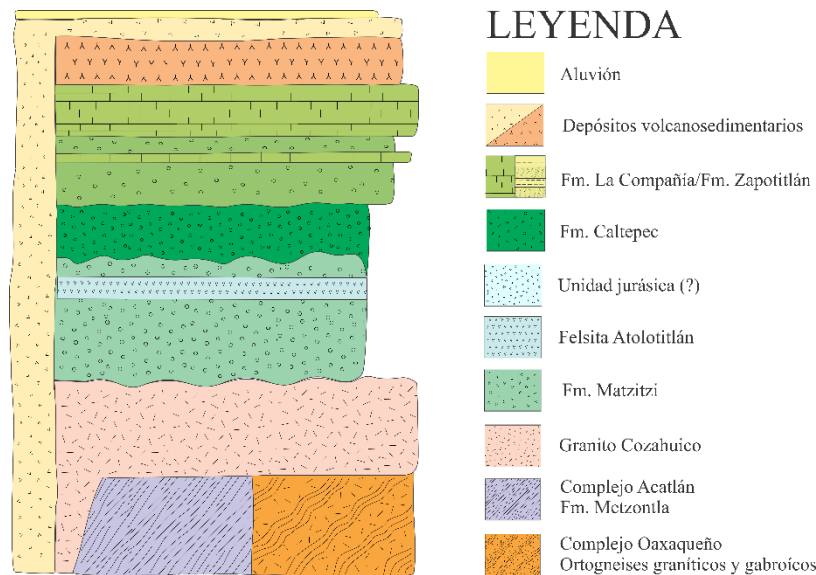


Figura 3. Columna estratigráfica esquemática de la región de Los Reyes Metzontla elaborada con base en las observaciones de campo y en la literatura consultada.

Estas unidades de alto grado se han interpretado, por un lado, como corteza continental y oceánica que fue eclogitizada en el Ordovícico Tardío-Silúrico temprano durante la colisión continental que cerró el Océano Iapetus (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Talavera-Mendoza et al., 2005; Vega-Granillo et al., 2007), donde las edades mesoproterozoicas heredadas se han interpretado como contaminación de Laurentia, Gondwana o Oaxaquia. Las edades más jóvenes, de 440 y 442 Ma (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Talavera-Mendoza et al., 2005), se relacionan con los fundidos anatécicos producidos durante el levantamiento orogénico y descompresión (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Por otro lado, las rocas del ensamble de alta presión se interpretan como sucesiones de rift intrusionadas por magmatismo bimodal Ordovícico durante la apertura del océano Rheico (Keppie et al., 2008) en una margen peri-gondwánica que posiblemente involucra al

Complejo Oaxaqueño. Posteriormente, sufrieron metamorfismo en facies de eclogita en el Devónico Tardío-Missisípico (Elías-Herrera et al., 2007; Middleton et al., 2007; Estrada-Carmona et al., 2015) durante el cierre del Océano Rheico, por un proceso de subducción y posterior extrusión sobre la placa superior a través de un canal de subducción (Keppie et al., 2010). La presencia de fauna de Laurencia en las rocas carboníferas (Navarro-Santillán et al., 2002) sugiere que este proceso ocurrió en la margen occidental de Pangea, una vez que este supercontinente estaba completo.

El ensamble metamórfico de bajo grado fue primeramente agrupado dentro de la Fm. Cosoltepec (Ortega-Gutiérrez, 1981) debido a la similitud de sus estilos de deformación, metamorfismo de bajo a medio grado y litología, que en conjunto consiste en rocas siliciclásticas con intercalaciones de rocas máficas de corteza oceánica (Keppie et al., 2007). Posteriormente fueron separadas en distintas unidades con base en las edades máximas de depósito definidas con circones detríticos, que van desde el Cámbrico hasta el Missisípico (Talavera et al., 2005; Grodzicki et al., 2008; Morales-Gómez et al., 2008; Ramos-Arias et al., 2008). Keppie et al. (2008) sugieren que las unidades clásticas Huerta, Amate y Las Minas, de edades cambro-ordovícicas (Morales-Gómez et al., 2008), son sucesiones de margen pasivo que fueron intrusionadas por diques graníticos y máficos toleíticos de edad ordovícica (Talavera-Mendoza et al., 2005; Keppie et al., 2008b), similar a la secuencia anterior, durante el rifting del océano Rheico. Las unidades Salada, Cosoltepec (localidad tipo), Grupo Patlanoaya y las formaciones Tecomate y Olinalá sobreyacen la secuencia anterior y son unidades clástico-carbonatadas relacionadas a un arco Devónico-Pérmico (Keppie et al., 2008). Estas unidades se depositaron en cuencas extensionales asociadas a movimientos laterales derechos (Ramos-Arias et al., 2008) por subducción oblicua. Las poblaciones proterozoicas panafricana y grenvilliana de los circones detríticos se asocian a los bloques adyacentes que son Oaxaquia y Bloque Maya (Keppie et al., 2008). Ortega-Gutiérrez et al. (2018) sugieren que las formaciones siliciclásticas Tecomate y Metzontla sobreyacen a las rocas de alto grado metamórfico y a la Fm. Cosoltepec. El depósito de estas unidades en un ambiente marino somero está asociado a las estructuras de transpresión derecha que afectaron al Complejo Acatlán en el Pérmico, entre ~295-270 Ma, y que concluyeron su ciclo orogénico. Los cuerpos plutónicos Granito Cozahuico y Totoltepec representan las intrusiones sintectónicas a este proceso.

Otras unidades del Complejo Acatlán que no están agrupadas en los dos ensambles anteriores se describen a continuación.

La unidad El Rodeo (Vega-Granillo et al., 2009) es una suite metamórfica de bajo grado relacionada a un arco de edad Ordovícico Inferior-Medio en las etapas tempranas de evolución del Complejo Acatlán y se considera como la unidad que permitió la exhumación de las rocas de alta presión (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Los plutones Palo Liso, Los Hornos y La Noria son un conjunto de granitoides que tienen edades U-

Pb entre 470 y 440 Ma (Miller et al., 2007), por lo que fueron relacionadas al rifting del océano Rheico, aunque aparentemente cortan a las unidades del Grupo Patlanoaya por lo que deberían ser de edades pérmicas (Ortega-Gutiérrez et al., 2018 y referencias). La Fm. Chazumba y la migmatita Magdalena, que antes se habían agrupado junto con el litodema Cosoltepec dentro del ensamble Petlalcingo, se redefinieron como Complejo Ayú, de edad permo-jurásica (Helbig et al., 2012) y se encuentra sobreyaciendo al Complejo Acatlán.

En el área de estudio aflora la Fm. Metzontla (Elías-Herrera et al., 2008), una secuencia meta-volcanosedimentaria compuesta por filitas, calcacarenitas, metacalizas y esquistos verdes, que se encuentra polideformada y metamorfizada en facies de esquistos verde y tiene una edad del Missisípico Medio al Pérmico superior.

2.1.3 Granito Cozahuico

El granito Cozahuico es un cuerpo ígneo de edad pérmica de ~270 Ma (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005) que se ha interpretado como un granito sintectónico emplazado en el límite tectónico entre los Complejos Acatlán y Oaxaqueño en la Zona de Falla de Caltepec. Esta falla cortical es una estructura de orientación N-S y NNW asociada al evento de cizalla dúctil que acrecionó a los complejos en el Pérmico temprano durante un evento orogénico (Elías-Herrera et al., 2005, 2011). El movimiento de la falla ocurrió en un régimen transpresivo derecho, entre 275.6 y 270.4 Ma, determinado por la edad de cristalización de un leucosoma anatóctico y el granito Cozahuico, el cual tiene foliación milonítica sobrepuesta a la foliación magmática primaria y evidencias de cataclasis posterior (Elías-Herrera et al., 2005). El granito tiene abundantes circones de edades proterozoicas que están relacionados a la fusión del Complejo Oaxaqueño, además de un importante aporte de magmas sub-corticales. La edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 268.6 Ma en un esquistos de mica milonitizado dentro de la zona de falla se interpretó como la edad de enfriamiento de los cuerpos involucrados, lo cual implica una tasa de enfriamiento de ~180°C/Ma causada por una exhumación rápida.

El evento orogénico de acreción de terrenos está relacionado al ensamble final de Pangea occidental, que además causó la deformación y metamorfismo de la Fm. Metzontla entre 275 y ~270 Ma (Elías-Herrera et al., 2008).

Por otro lado, se ha interpretado al granito Cozahuico como parte de las raíces expuestas del arco Permo-Carbonífero del sur de México que fue contemporáneo con la deformación derecha (Kirsch et al., 2012).

2.2 Formación Matzitzi

La Formación Matzitzi es una sucesión sedimentaria clástica compuesta por areniscas, areniscas conglomeráticas, conglomerados y lutitas y limolitas carbonosas fosilíferas que están relacionadas a un ambiente fluvial (Hernández-Láscares, 2000; Centeno-García et al., 2009). Su importancia se debe a que, además de ser la unidad depositada sobre los complejos Acatlán y Oaxaqueño, es la única unidad de carácter continental en el sur de México que contiene abundante flora fósil del Paleozoico Superior (Weber, 1997; Hernández-Láscares, 2000). Los diversos trabajos realizados en la Fm. Matzitzi llevaron a que por décadas se debatiera su edad de depósito. Hernández-Láscares (2000) hizo una compilación de los trabajos paleobotánicos previos y estudió nuevos géneros, con lo que determinó una edad máxima de depósito del Pensilvánico Inferior-Pérmico inferior con base en el contenido fosilífero. Posteriormente, Elías-Herrera et al. (2011) determinaron una edad de depósito del Triásico Medio con base en el fechamiento de la Felsita Atolotitlán que se emplazó contemporáneamente a la sedimentación de la Fm. Matzitzi.

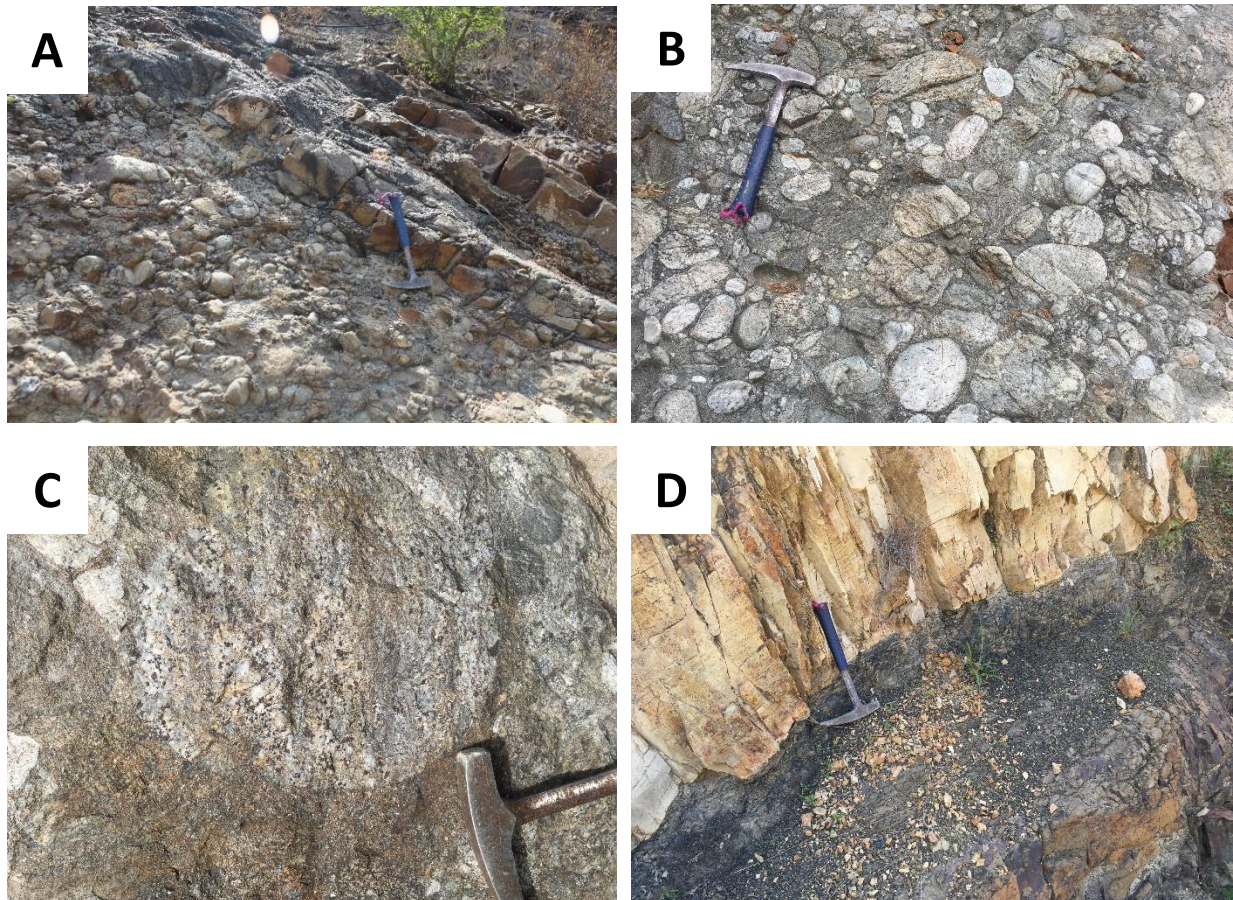


Figura 4. Fotografías de los afloramientos de la Fm. Matzitzi en las inmediaciones de Los Reyes Metzontla, Coatepec y San Luis Atolotitlán. A) Contacto entre horizontes conglomeráticos y arenosos de la Fm. Matzitzi en Barranca Nacional (localidades 3 y 5). B) Horizonte de conglomerado donde se aprecian los diferentes tamaños de los clastos y la composición predominante de gneises y cuarcitas. C) Lítico del Complejo Oaxaqueño bien redondeado. D) Contacto entre la felsita Atolotitlán y la Fm. Matzitzi donde se aprecia la relación concordante entre éstas.

Las areniscas conforman la litofacies más abundante y varían composicionalmente entre arenisca feldespática, cuarzoarenita y arenisca lítica y son de tamaño de grano grueso a medio. Se encuentran en estratos medios a gruesos; lenticulares, planos e irregulares; con estructuras internas masiva, de gradación y ocasionalmente laminación cruzada. Algunos estratos poseen trazas de hojas y troncos en la base. Esta litofacies se encuentra alternada con los conglomerados en contactos graduales o como lentes dentro de los estratos (Fig. 4A).

Los conglomerados se encuentran en estratos masivos delgados a gruesos con formas tabulares, lenticulares e irregulares. Son clasto y matriz soportados, mal clasificados, con tamaños que van desde gránulos hasta bloques (Fig. 4B). Los clastos son redondeados a subredondeados, con composición variable de una localidad a otra, al igual que el tamaño de grano. Los componentes principales reconocidos en dichos conglomerados son fragmentos del Complejo Oaxaqueño (Fig. 4C), fragmentos de cuarzo monomineral, granito deformado y no deformado y cuarzoarenita; en menor cantidad se encuentran líticos volcánicos y lutitas negras que se interpretan como intraclastos. Centeno-García et al. (2009) reportan clastos de caliza y determinan una composición máfica e intermedia de los clastos volcánicos. Ortega-Gutiérrez et al. (2018) indican que al menos algunos de los componentes graníticos proceden del granito Cozahuico. En las localidades aledañas al basamento (Complejo Oaxaqueño) en Coatepec (Fig. 2) los clastos son más grandes y alcanzan tamaños de hasta ~2 m de diámetro y su procedencia es principalmente del Complejo Oaxaqueño. En zonas alejadas a donde aflora el basamento se encuentran fragmentos más pequeños, cuyos tamaños máximos son de ~60 cm, y la composición es más diversa (Fig. 4). La presencia de clastos de dimensiones de varios metros procedentes del Complejo Oaxaqueño en la barranca de Coatepec está relacionada al evento de exhumación rápida propuesto por Elías-Herrera et al. (2005), donde las altas tasas de exhumación permitieron el desarrollo de relieves abruptos que propiciaron un ambiente fluvial de alta energía en las localidades aledañas al bloque levantado.

Las litofacies más finas de lutita y lodolita se encuentran en estratos finos a medios, de forma tabular, con superficies planas y erosivas y laminación interna. Ocasionalmente se encuentran en estratos masivos. Algunos horizontes son más carbonosos. Su principal característica es que contienen la mayoría de las plantas fósiles, la mayoría en posición horizontal y algunas *in situ*. Las superficies de estratificación se pierden donde la bioturbación es muy intensa. Otro rasgo característico es que tienen clivaje de deformación. Horizontes finos de colores claros corresponden posiblemente a depósitos de ceniza volcánica (Centeno-García et al., 2009).

Aunque no se ha definido una localidad tipo para dicha formación, debido a que se encuentra muy deformada; Hernández-Láscares (2000) propuso una sección tipo, de carácter informal, con un espesor de 1080 m en la Barranca de Coatepec en el poblado del mismo nombre. Sin embargo, este espesor es dudoso

debido al grado de deformación que tiene la sucesión sedimentaria, ya que está afectada por múltiples fallas normales, inversas, laterales y plegamiento.

2.3 Felsita Atolotitlán

La felsita o toba Atolotitlán es un cuerpo ígneo que aflora en las inmediaciones del poblado San Luis Atolotitlán (Fig. 2), tiene una composición riodacítica-dacítica y tiene una afinidad geoquímica de arco volcánico (Centeno-García et al., 2009). La relación concordante que guarda con la estratificación de la Fm. Matzitzi (Fig. 4D) y el reconocimiento de peperitas en el contacto indican que el emplazamiento de este cuerpo fue contemporáneo con la sedimentación, por un lado, interpretado como un flujo piroclástico (Centeno-García et al., 2009), o bien, como un diquestrato (Hernández-Láscars, 2000; Elías-Herrera et al., 2011).

Independientemente del carácter intrusivo o extrusivo de este cuerpo, la edad U-Pb de ~240 Ma obtenida por Elías-Herrera et al. (2011) y corroborada por Bedoya-Mejía (2018) le asigna al depósito de la Fm. Matzitzi una edad del Triásico Medio al menos en el sector de San Luis Atolotitlán. La edad pérmica determinada anteriormente con la flora fósil es considerada errónea ya que se traslapa con la edad del Granito Cozahuico y los gneises migmatíticos de la Falla Caltepec, lo cual es inconsistente considerando la relación de discordancia angular de la Fm. Matzitzi con el basamento (Elías-Herrera et al., 2011). Además, descarta la relación genética de la Fm. Matzitzi con las unidades permo-carboníferas del Complejo Acatlán, como se había propuesto anteriormente (Keppie et al., 2004).

2.4 Unidades post-triásicas

En la región de los Reyes Metzontla aflora una sucesión sedimentaria compuesta por areniscas, conglomerados y lutitas y limolitas de edad Jurásico Inferior-Medio (Bedoya-Mejía, 2018) que previamente se había descrito como la Fm. Matzitzi. Algunas características que permiten diferenciar entre esta unidad y la Fm. Matzitzi son los abundantes clastos de caliza fosilífera en esta unidad, además de encontrarse poco alterada y deformada, lo que le permite conservar su estructura interna. Con las observaciones de campo sólo se reconocen contactos por fallas y la relación de esta unidad con las unidades adyacentes no es clara, por lo que son necesarios más trabajos en dicha unidad.

Al suroeste de Los Reyes Metzontla, conglomerados rojizos de la Fm. Caltepec (Mendoza-Rosales, 2010) descansan en discordancia angular sobre la Fm. Matzitzi. La Fm. Caltepec fue nombrada anteriormente como lechos rojos (Hernández-Láscars, 2000) y como miembro Caltepec de la Fm. La Compañía (Ramírez-Vargas, 2009). Está constituida por conglomerados rojizos polimícticos con algunas intercalaciones de areniscas, limolitas y lutitas. Sus componentes principales son clastos de los complejos Acatlán y Oaxaqueño, del granito Cozahuico, areniscas de la Fm. Matzitzi y caliza. Este conglomerado

conserva estructuras sedimentarias que permiten inferir su depósito en un ambiente fluvial con relieve abrupto de abanico (Centeno-García et al., 2009; Ramírez-Vargas, 2009; Mendoza-Rosales, 2010). Por sus relaciones estratigráficas y fósiles en clastos de caliza se le ha asignado una edad del Cretácico Inferior.

La Fm. Caltepec cambia transicionalmente a la Fm. La Compañía (Mendoza-Rosales, 2010) de carácter terrígeno-calcáreo donde se incluyen los miembros Dixiñado y Yistepec (Ramírez-Vargas, 2009), el primero compuesto por una sucesión rítmica de conglomerados-areniscas y areniscas calcáreas-calizas con paleosismitas, y el segundo por calizas y calcarenitas fosilíferas con lentes arrecifales. Con base en el contenido fosilífero se le ha asignado una edad del Cretácico Inferior y su ambiente de depósito es de laguna costera protegida con un importante aporte de sedimentos. Esta formación cambia lateralmente a las turbiditas de la Fm. Zapotitlán.

La transición de un ambiente terrígeno de carácter continental a uno marino está asociada a la transgresión marina cretácica (Ramírez-Vargas, 2009; Mendoza-Rosales, 2010).

Sobre las unidades antes mencionadas descansa discordantemente un grupo volcanosedimentario del Cenozoico (Centeno-García et al., 2009). El grupo incluye depósitos piroclásticos, derrames de lava y cuerpos intrusivos de composición andesítica-dacítica; además de un conglomerado asociado a flujos de escombros contemporáneo al vulcanismo.

3. MARCO TECTÓNICO

La configuración tectónica de México durante el Paleozoico Tardío y Triásico estuvo controlada por los eventos orogénicos de acreción de Pangea en sus etapas finales durante la colisión de Gondwana y terrenos peri-gondwánicos con el sur Laurencia (Poole et al., 2005; Nance et al., 2010), y por el emplazamiento de un arco volcánico en la margen occidental de Pangea, desde el sur de Norteamérica, pasando por México, hasta América Central (Torres et al., 1999; Dickinson y Lawton, 2001), el cual está relacionado a la subducción con vergencia al este de la placa de paleo-Pacífico y cuya geometría se ha modificado constantemente desde los primeros modelos de Dickinson y Lawton (2001) y Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002).

El traslape temporal entre el cierre del océano Rheico durante la orogenia Variscana-Alleghaniana-Ouachita (Nance et al., 2010) y el desarrollo del arco magmático, ha llevado a proponer modelos contrastantes sobre la disposición de los bloques del sur (Mixteca y Oaxaquia) y la paleogeografía del Paleozoico Tardío hasta el límite con el Triásico. Parte del debate se debe a los distintos modelos de evolución geológica del Complejo Acatlán y su acreción con el Complejo Oaxaqueño y al emplazamiento de cuerpos de edades permo-carboníferas en el sur de México (p. ej. Kirsch et al., 2012; Ortega-Obregón et al., 2014; Grajales-Nishimura et al., 2018).

Las localidades en donde se han reportado rocas ígneas con edades de cristalización del Pérmico-Carbonífero que se han interpretado dentro de los distintos modelos tectónicos se muestran en la Figura 5 y se describen a continuación.

En el sector oriental del Complejo Acatlán, el emplazamiento del Plutón Totoltepec en el Pensilvánico-Cisuraliano (edades U-Pb de 306-289 Ma, Kirsch et al., 2012; ~278 Ma, Vega-Granillo et al., 2009) y la sedimentación de la Fm. Tecomate en el Carbonífero-Pérmico (Keppie et al., 2004; Kirsch et al., 2012) están relacionados al emplazamiento del arco volcánico, el cual inició su actividad en el Carbonífero en los bloques del sur. El plutón Totoltepec (Fig. 5) consiste en una suite de gabro, diorita, tonalita y trondhjemita que tiene una firma geoquímica toleítica-calciocalina y valores ϵ_{Nd} entre -0.8 y +3.3 asociadas a un arco continental primitivo (Kirsch et al., 2012). La Fm. Tecomate es una unidad metasedimentaria clástica-carbonatada con intercalaciones de rocas volcánicas de composición félsica-intermedia, que indica la contemporaneidad de la sedimentación con el magmatismo. Mientras que Kirsch et al. (2013) relacionan la deformación del Plutón Totoltepec a un régimen transtensivo por la convergencia oblicua de la placa del Paleo-Pacífico, Vega-Granillo et al. (2009) sugieren deformación compresiva durante la orogenia Alleghaniana, entre 275 y 270 Ma, durante el cierre de Pangea.



Figura 5. Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de México (Campa y Coney, 1983) donde se muestran las localidades donde se han reportado rocas ígneas de edad Pérmico-Carbonífero. Ver texto para mayor información. Edades U-Pb de: 1. Arvizu-Gutiérrez, 2012; Arvizu-Gutiérrez et al., 2009. 2. McKee et al., 1988. 3. Gursky y Michalzik, 1989. 4. Rosales-Lagarde et al., 2005. 5. Kirsch et al., 2012. 6. Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005. 7. Ortega-Obregón et al., 2014. 8. Grajales-Nishimura et al., 2018. 9. Ducea et al., 2004. 10. Murillo-Muñetón 1994. 11. Weber et al., 2005; Weber et al., 2007. 12. Solari et al., 2010.

Otras unidades permo-carboníferas asociadas al emplazamiento del arco continental son cuerpos plutónicos y rocas volcánicas que afloran en el Complejo Oaxaqueño y en sus límites con el Complejo Acatlán y el Complejo Xolapa (Fig. 5; Solari et al., 2001; Ortega-Obregón et al., 2014; Grajales-Nishimura et al., 2018). En el Complejo Oaxaqueño, el granito Etlá y la riolita Sosola tienen edades de 255 y 270 Ma, respectivamente, y el stock Carbonera de ~272-275 Ma. En el límite entre el Complejo Oaxaqueño y el Complejo Acatlán, el Plutón Cuanana tiene una edad de 287 Ma y el batolito Zaniza de 311 Ma. En el Complejo ofiolítico Juchatengo (Grajales-Nishimura et al., 1999), en el límite con el Complejo Xolapa (Campa y Coney, 1983), el Batolito Honduras tiene una edad de 290 Ma. Dichos cuerpos tienen una firma geoquímica de arco asociada al magmatismo del Carbonífero-Pérmico en el sur de México y valores de ϵ_{Hf} en circones entre -1 y -14 y entre +3.8 y +8.5 (Ortega-Obregón et al., 2014). Estos valores son positivos en los plutones más máficos y de mayor edad y se vuelven negativos hacia los cuerpos félsicos y jóvenes, lo cual indica diferente grado de contaminación cortical de los magmas.

Grajales-Nishimura et al. (2018) documentaron cuerpos intrusivos de edades comprendidas entre el Pensilvánico y el Cisuraliano (entre 313 y 277 Ma, U-Pb) en el Complejo Juchatengo (Fig. 5), los cuales tienen valores ϵ_{Hf} en circones entre +3.2 y +15.0 y entre 0 y -2.8, que indican fuentes primitivas con diferente grado de contaminación cortical. Con base en las edades del stock tonalítico Paso de Brujas (ca. 277–278 Ma, U–Pb) y el batolito Honduras, los autores infieren que el magmatismo de ~290-275 Ma está relacionado a los procesos de acreción de los terrenos peri-gondwánicos con Laurencia durante la orogenia Variscana-Alleghaniana-Ouachita (Nance et al. 2010; Keppie et al. 2012).

De manera similar, el granito Cozahuico es interpretado como un granito sintectónico emplazado en la sutura entre los Complejos Acatlán y Oaxaqueño bajo un régimen transpresivo derecho durante el cierre de Pangea (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005), o como parte del arco en el sur de México, afectado por deformación posterior (Kirsch et al., 2012).

En el sureste mexicano, el stock La Mixtequita, en el Complejo Guichicovi, de edad 254 ± 7 Ma (U-Pb, Murillo-Muñetón 1994); gneises del Pérmico medio-superior (~272, 258 y 251 Ma Weber et al., 2005, 2007) en el Macizo de Chiapas, y el magmatismo en los Altos Cuchumatanes entre 317 y 312 Ma (Solari et al., 2010), indican que el arco volcánico se emplazó también dentro del Bloque Maya desde el Pensilvánico. Al suroeste del batolito de Honduras, dentro del Complejo Xolapa, un gneis de 272 ± 10 Ma (Ducea et al., 2004) podría estar igualmente relacionado (Fig. 5).

Por otro lado, en el norte de México dentro del bloque de Coahuila, el arco volcánico Las Delicias (McKee et al., 1988 y 1999) de edad Missísipico-Pérmico medio está asociado al mismo sistema de arco de los bloques del sur. En el terreno Sierra Madre, el vulcanismo de edad Pérmico-Pensilvánico (?) intercalado con la Fm. Tuzancoa (Rosales-Lagarde et al., 2005) y la Fm. Guacamaya (Gursky y Michalzik, 1989) del Pérmico inferior también están relacionadas.

En el noroeste de Sonora, dentro del bloque Caborca, Arvizu et al. (2009) y Arvizu-Gutiérrez (2012) reportaron cuerpos plutónicos de composición granítica de edades permo-triásicas entre ~284 y 221 Ma (U-Pb). Estos autores proponen que el magmatismo en el noroeste del país, que tiene un alcance hasta el Triásico Tardío, enlaza el magmatismo de los bloques del sur con el del suroeste de Norteamérica, representa un sistema de subducción posterior a la colisión continental y es oblicuo a la sutura. Este nuevo sistema de subducción de orientación general NW-SE permitiría el establecimiento del arco volcánico cordillerano en el Pérmico tardío-Triásico con la misma geometría hasta el Jurásico. Sin embargo, las edades del Pensilvánico-Pérmico (U-Pb) en los bloques del sur sugieren que el arco es más antiguo en este sector (Kirsch et al., 2012; Ortega-Obregón et al., 2014; Grajales-Nishimura et al., 2018), ya que los únicos cuerpos con edades más jóvenes son un gneis del Macizo de Chiapas fechado en el límite permo-triásico

(251 Ma, Weber et al., 2005) y la Felsita Atolotitlán del Triásico Medio (U-Pb, Elías-Herrera et al., 2011), que no son considerados como parte del arco (Kirsch et al., 2014).

La aparente ausencia de magmatismo de arco en el sur de México durante el Triásico Medio y Tardío se explica por un posible cambio en el ángulo de subducción de la placa, que se relaciona a un evento de exhumación en el Complejo Acatlán, registrado en el Plutón Totoltepec y la Fm. Tecomate (Kirsch et al., 2014), o bien, por el comienzo del rifting en el oeste de Pangea en el Triásico Medio (Spikings et al., 2015).

La sedimentación de la Fm. Matzitzi en un periodo de quietud magmática refleja posiblemente la transición de un margen activo a uno pasivo en la margen occidental Pangea ecuatorial, como un depósito temprano previo a las sucesiones clásticas del Triásico Superior en la paleo-margen mexicana, representadas por los abanicos Potosino (Silva-Romo et al., 2000; Centeno-García, 2005) y Tolimán (Ortega-Flores et al., 2014), así como los sistemas fluviales alimentadores El Alamar (Barboza-Gudiño et al., 2010) y La Mora (Silva-Romo et al., 2015), los cuales fluían de este a oeste y drenaban principalmente el cratón amazónico.

4. METODOLOGÍA

El trabajo consistió en un muestreo sistemático de clastos ígneos y cuarzoarenitas en las litofacies conglomeráticas de la Fm. Matzitzi, en el poblado de Los Reyes Metzontla y sobre la autopista Tehuacán-Oaxaca en el km 99+003 (Tabla 1; Fig. 2). Los clastos se seleccionaron conforme su tamaño, preferentemente los de tamaño superior a ~5 cm para tener suficiente material para el procesamiento posterior.

La localización de los afloramientos donde los clastos fueron colectados se muestra en la Figura 2. La primera parte de la clave de los clastos corresponde con la localidad donde fue muestreado de acuerdo con la tabla 1 y la Figura 2. El segundo elemento de la clave indica el número de clasto.

Tabla 1. Coordenadas geográficas de las localidades de muestreo.

Localidades de muestreo	Coordenadas		Clave de muestras colectadas
1	18°05'38.60"N	97°20'20.51"W	MAT1
2	18°13'25.65"N	97°28'09.78"W	M2
3	18°13'12.66"N	97°28'10.30"W	MAT3
4	18°13'20.50"N	97°28'22.15"W	M4
5	18°13'14.64"N	97°28'09.64"W	MAT5
7	18°14'28.22"N	97°29'36.15"W	MAT7
6	18°13'21.25" N	97°27'59.75" W	M3
8	18°10'13.12" N	97°23'25.72" W	MTZ-01
9	18°10'15.42"N	97°23'25.43"W	MTZ-02
10	18°13'19.66"N	97°28'19.79"W	Granito Los Reyes (COZA-02)
11	18°06'25.99"N	97°26'22.25"W	Granito Cozahuico

4.1 Petrografía

Para caracterizar y clasificar petrográficamente los clastos de la Fm. Matzitzi se describieron 22 láminas delgadas de fragmentos volcánicos, sub-volcánicos, plutónicos y detríticos. Se describieron 17 clastos de naturaleza volcánica y subvolcánica para determinar la composición y características del magmatismo asociado al arco volcánico. Para nombrar este tipo de rocas se utilizó el esquema de clasificación de rocas volcánicas de Streckeisen (1978). También se describieron dos clastos de arenisca para determinar las fuentes potenciales de sus componentes y ambiente tectónico. Para el análisis composicional de las areniscas se utilizó el método de Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970), que no involucra el tamaño de grano, y el sistema de clasificación QtFL de Garzanti (2016). Para discriminar entre ambientes petrotectónicos se utilizó el esquema de Dickinson (1985). Adicionalmente se caracterizaron dos clastos de granitoides para analizar la naturaleza de los cuerpos plutónicos expuestos al tiempo del depósito de la Fm.

Matzitzi. Finalmente, se anexa la descripción petrográfica del granito de Los Reyes, que se encuentra en contacto por falla con la Fm. Matzitzi (Fig. 2), para comparar y correlacionar con el granito Cozahuico.

4.2 Análisis U-Pb en circón mediante LA-ICPMS

El trabajo consistió en el pulverizado y lavado de cada muestra y posterior concentración de cristales de circón por separación magnética y líquidos pesados o por batea en el Laboratorio de Molienda y Separación Mineral del Centro de Geociencias, UNAM. La cantidad de circones por muestra varía dependiendo del tamaño del clasto y de la abundancia relativa de este mineral en el tipo de roca analizada.

Utilizando un microscopio binocular se seleccionaron manualmente entre 35 y 54 cristales para los clastos ígneos y 100 cristales para los clastos de arenisca. Los circones se montaron en una resina epóxica y se pulieron con lijas de distinta rugosidad para exponer el interior de los cristales y hacer estudios de catodoluminiscencia con un luminoscopio ELM 3R, previo a la ablación, para reconocer la estructura interna del circón y seleccionar un punto adecuado de análisis.

Los análisis isotópicos de U-Pb se realizaron con un sistema de ablación láser conectado a un espectrómetro de masas cuadrupolar de fuente de plasma inductivamente acoplada (LA-ICPMS) en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM, siguiendo la metodología analítica descrita por Solari et al. (2010) con modificaciones en algunos de los parámetros que se explican más adelante.

La técnica de LA-ICPMS consiste en la ablación de los cristales de circón en una celda Laurin Technic mediante un láser de excímeros de 193 nm de longitud de onda que es generado por un pulso de 23 ns a partir de la excitación con alto voltaje de una mezcla de ArF. El láser emplea una tasa de repetición de 5 Hz y densidad de energía de 6 J/cm². El diámetro del haz del láser es de 23 µm con una profundidad final de menos de 10 µm. El gas acarreador compuesto por He y Ar (~350 ml/min y ~850 ml/min, respectivamente) incorpora el material ablacionado y se mezcla con ~3.8 ml/min de N₂ antes de la medición para amplificar las señales de los isótopos en el espectrómetro de masas.

Previo a la sesión analítica, el sistema ICPMS se optimiza durante la ablación a lo largo de una línea en el vidrio NIST 612 con un diámetro de 80 µm y una tasa de repetición de 10 Hz. Las señales de U, Th y óxidos de Th se monitorean para optimizar el equipo hasta que cumpla con los parámetros de detección de poco más de 1x10⁶ csp (cuentas por segundo) de ²³⁸U, una relación ²³⁸U/²³²Th cercana a 1.05 y ThO/Th<0.02.

Una vez optimizado el equipo, la secuencia de análisis de las muestras comienza con dos puntos de control en el vidrio NIST 610, cinco en el circón estándar 91500 (Wiedenbeck et al., 1995; Goolaerts et al., 2004) y tres en el estándar secundario Plešovice (Sláma et al., 2008). Después se analizan los circones de edad desconocida en intervalos como sigue: diez circones de edad desconocida con dos del estándar 91500 y uno del Plešovice y cada treinta circones un análisis extra en el vidrio NIST 610. Al terminar el análisis de los

circones de edad desconocida, la secuencia finaliza con una medición en el estándar Plešovice, dos de 91500 y uno en el vidrio NIST 610. El tiempo total de análisis por circón es de 60 s, de los cuales 15 s son de pre-ablación, 30 s de ablación y 15 s de post-ablación.

El espectrómetro de masas Thermo Icap Qc colecta las señales de los isótopos ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U necesarios para el cálculo de las edades. La masa ^{204}Pb útil para evaluar la concentración de plomo común no se registra dado que la señal es muy baja y se ve interferida por la señal del isóbaro ^{204}Hg . Adicionalmente se colectan las señales de P, Sc, Ti, Y, Nb, Hf y elementos de Tierras Raras (REE, *rare earth elements*): La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb y Lu. También se monitorea el Si ya que se utiliza como estándar interno para recalcular las concentraciones elementales con base en su proporción estequiométrica en el circón. Las señales de P, Ti e Y se monitorean para identificar inclusiones de otras fases minerales que puedan modificar las relaciones isotópicas de Pb y U, importantes para el cálculo de las edades.

El tratamiento de los datos crudos se hace con el software Iolite (Paton et al., 2011) y el esquema de reducción de datos VizualAge para U-Pb de Petrus y Kamber (2012) aplicando las correcciones por deriva instrumental y fraccionamiento por profundidad, así como las propagaciones de error dadas por la variabilidad del estándar primario, a las relaciones isotópicas calculadas de los circones desconocidos. Posteriormente los datos se importan a hojas de cálculo de Excel desarrolladas en el LEI donde se generan las tablas con las relaciones isotópicas y edades. Los diagramas de concordia de Wetherill y el cálculo de las edades promedio se grafican con el software online IsoplotR (Vermeesch, 2018) disponible en <http://www.ucl.ac.uk/~ucfbpve/isoplotr/>.

4.3 Geocronología detrítica en estudios de procedencia

Desde el continuo mejoramiento de las diversas técnicas microanalíticas para el fechamiento U-Pb, la geocronología U-Pb en circones detríticos ha sido ampliamente utilizada en los estudios de procedencia y cálculo de edad máxima de depósito de unidades sedimentarias, ya que estas técnicas permiten obtener con suficiente precisión y exactitud la edad de los circones individualmente (Gehrels, 2012).

Las principales aplicaciones de la Geocronología U-Pb en las sucesiones sedimentarias son para determinar la edad máxima de depósito con base en la población más joven (al menos 3 granos) y en estudios de procedencia mediante la correlación de las edades detríticas con las posibles fuentes del sedimento, así como con otras unidades sedimentarias. A escala regional se pueden hacer estudios de la evolución de la fuente con la caracterización y comparación de las rocas erosionadas respecto al terreno fuente, así como reconstrucciones paleogeográficas con la discriminación entre terrenos.

Con respecto al uso de circones detríticos, existen algunos cuestionamientos sobre la validez del método ya que hay incertidumbre sobre cómo debe ser la selección y cantidad de granos que se van a analizar. Esto depende en gran medida de qué se pretende obtener con las edades. Si se desea obtener el límite máximo de la edad del depósito, idealmente se elegirán los granos de color más claro y menos redondeados ya que el grado de redondeamiento tiende a incrementar en circones más antiguos dado que tienen más oportunidad de ser retrabajados (Gehrels, 2012), aunque no se puede generalizar. En cambio, si se desea caracterizar los distintos componentes para identificar las fuentes de procedencia, lo mejor es elegir una muestra representativa de la población total y con un mayor número de análisis. Para esto, se analizan comúnmente más de 100 granos, con lo cual se asegura detectar las poblaciones menos abundantes (Andersen, 2005; Gehrels, 2012). Sin embargo, esta forma aleatoria de selección de granos no siempre es aplicable ya que comúnmente se evitan granos que tengan daños en su estructura, núcleos heredados y zoneamiento, inclusiones, fracturamiento, etcétera. Estas características de la estructura interna del circón son identificadas con la técnica de catodoluminiscencia.

La interpretación de las edades del circón también es cuestionable en las rocas detríticas. Normalmente en estas rocas se grafica una curva de distribución para identificar los distintos componentes. Adicionalmente se agrupan los datos por poblaciones y se calculan las edades promedio de las posibles fuentes, esto asumiendo que las edades similares son cogenéticas. No obstante, los datos deben interpretarse con cuidado pues no se puede asegurar que las edades similares tienen la misma procedencia. Una manera de verificar si las edades similares corresponden o no a la misma fuente es cuantificando la concentración de U y la relación U/Th para identificar posibles eventos tectonotérmicos post-cristalización que hayan podido causar pérdida de Pb. Aun así, la presencia y abundancia de cierta población de circones en las rocas clásticas no necesariamente tienen un único origen, principalmente cuando los bloques que representan las posibles fuentes no están bien caracterizados y no se conocen las diferencias entre éstos (Bahlburg et al., 2009).

Además, otro tipo de estudios se pueden integrar a la geocronología detrítica para mejorar la interpretación de edades. Por ejemplo, analizar el comportamiento de los elementos traza en los circones, como las tierras raras, sirve para diferenciar entre cristales de origen ígneo o metamórfico (Hoskin y Schaltegger, 2003); además que provee información adicional que facilita la interpretación de las edades detríticas (Andersen, 2005).

La ventaja de utilizar clastos de los conglomerados es que el análisis se hace de manera puntual (*in situ*) sobre el componente de interés, en este caso, los clastos volcánicos, graníticos y detríticos. Esto permite asignar una edad a un componente, que a su vez se asocia directamente a una fuente.

4.4 Escalamiento multidimensional (MDS)

El escalamiento multidimensional (MDS, *Multidimensional Scaling*) es una técnica estadística multivariable que modela en un espacio de pocas dimensiones la similitud/disimilitud (llámese proximidad) entre un conjunto robusto de datos.

Esta técnica estadística se emplea en geocronología detrítica debido a que, en los últimos años, se ha generado una gran cantidad de datos U-Pb en circón que complican la visualización y comparación de edades detríticas en los diagramas de densidad de Kernel. Por ello, el uso de este método cuantitativo permite hacer correlaciones de una manera más sencilla y las interpretaciones de procedencia más objetivas.

El desarrollo matemático del método se encuentra en el trabajo de Vermeesch (2013) y el programa de MATLAB para generar mapas de escalamiento multidimensional se encuentra en <http://mudisc.london-geochron.com>. De manera general, el método consiste en crear un mapa bidimensional donde se representa visualmente la similitud entre un conjunto de muestras. Para poder representar en un espacio euclidiano la semejanza entre muestras, es necesario generar una matriz de disimilitud a partir de la comparación entre cada par de muestras empleando la prueba de Kolmogorov-Smirnov (K-S). Esta prueba (K-S) convierte el espectro de edades detríticas en una función de densidad acumulada y obtiene la máxima diferencia entre cada par de funciones, la cual representa la disimilitud entre dos muestras. A partir de la matriz de disimilitudes, el MDS genera un mapa en el espacio euclidiano donde la distancia entre dos muestras i y j aproxima la disparidad entre ellas, de modo que en dicho mapa las muestras similares aparecen cercanas entre sí y las disimilares separadas (Fig. 6). Adicionalmente, cada muestra se une con su vecino más próximo y con el segundo más próximo mediante una línea sólida y una punteada, respectivamente.

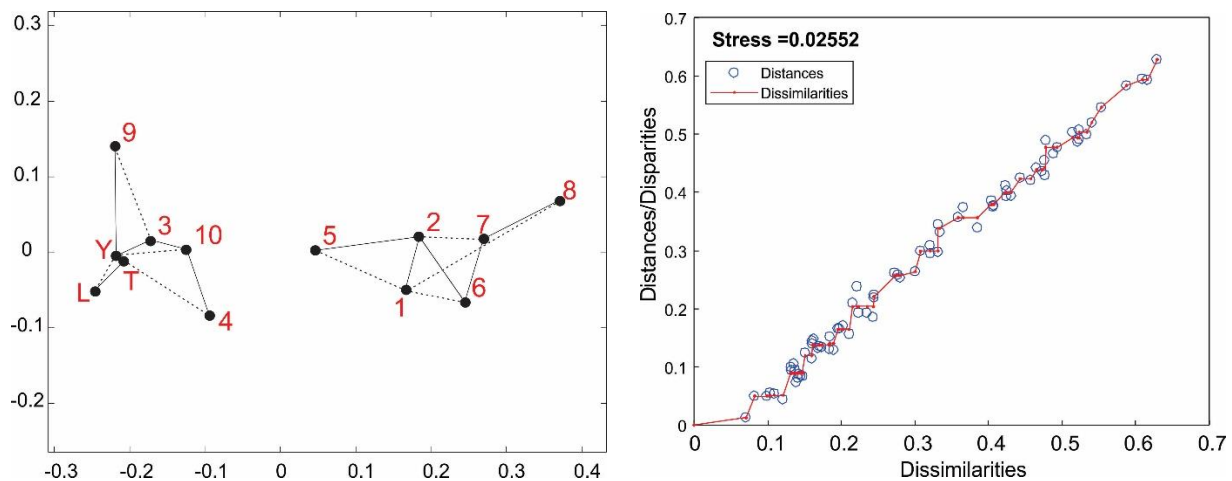


Figura 6. IZQUIERDA-Ejemplo de mapa de escalamiento multidimensional (tomado de Vermeesch, 2013) y DERECHA- Gráfico de Shepard correspondiente. Nótese la separación de las muestras en dos grupos en el mapa MDS, lo cual indica que no están relacionadas genéticamente. El valor de 'stress' en el diagrama de Shepard cuantifica la calidad de ajuste del modelo.

Además de agrupar las muestras que son similares y separar las que son disimilares, lo cual puede representar un origen común o distinto de las muestras, el análisis MDS permite introducir muestras sintéticas de las unidades que representan las posibles fuentes de procedencia y que están asociadas a los eventos orogénicos más relevantes (Spencer et al., 2016). Las muestras sintéticas facilitan la visualización de los cambios en los patrones detríticos a través del tiempo, así como la asociación con determinada fuente y ambiente geodinámico. La cercanía de las muestras de interés a las muestras sintéticas, indica la incorporación mayor o menor de determinado componente, discrimina entre las fuentes potenciales que se hayan inferido previamente, permite ubicarlas en un contexto geodinámico y refleja la dirección de evolución en el tiempo de determinada sucesión.

Mediante una serie de iteraciones, el modelo busca el mejor ajuste de los datos analizando todas las combinaciones posibles. La calidad del ajuste se representa en un diagrama de Shepard (Fig. 6) y se cuantifica con el parámetro S (Tabla 2; Vermeesch, 2013). En el diagrama de Shepard se muestra la dispersión entre las similitudes/disimilitudes (datos de entrada) y las distancias o disparidades calculadas (datos de salida). Un buen ajuste de los datos está dado por una función creciente y si esta función tiene una pendiente cercana a 1, entonces se dice que el ajuste es bueno. De manera cuantitativa, el valor del parámetro S obedece los valores de la tabla 2 para determinar la calidad de ajuste.

Tabla 2. Interpretación de calidad del ajuste cuantificado con el valor de S.

S	Bondad del ajuste
0.2	Pobre
0.1	Aceptable
0.05	Bueno
0.025	Excelente
0	Perfecto

En este trabajo, el análisis MDS compara los dos fragmentos de arenisca (claves M4F16 y M4V11) con unidades sedimentarias y metasedimentarias de los bloques de basamento, Complejos Acatlán y Oaxaqueño, y de los bloques adyacentes, Maya y Chortís, ya que éstos representaban fuentes locales al momento de depósito de la Fm. Matzitzi. También se integran unidades siliclásticas triásicas del norte, centro y sur de México, con las que podría compartir características genéticas la Fm. Matzitzi, asumiendo que el sistema de drenaje principal que alimentó estas unidades se haya instaurado desde el Triásico Medio-Tardío. Además, con la incorporación de las unidades triásicas es posible trazar la evolución espacio-temporal de las unidades depositadas en el oeste de Pangea ecuatorial durante el Paleozoico Tardío-

Triásico. En el Apéndice 4 se sintetiza la información de las unidades utilizadas para el análisis de escalamiento multidimensional.

Al modelo se incorporan muestras sintéticas que tienen una distribución normal y que pertenecen al arco carbonífero-pérmico (300 ± 50 Ma; p. ej., Kirsch et al., 2012; Ortega-Obregón et al., 2014; Grajales-Nishimura et al., 2018), Orógeno Pan-Africano-Brasiliano (600 ± 100 Ma; p. ej., Cordani y Teixeira, 2007), Complejo Oaxaqueño (1000 ± 50 Ma; Solari et al., 2003), Orógeno Grenville/Sunsas (1200 ± 100 Ma; p. ej., Cawood et al., 2007) y cinturones orogénicos presentes en las márgenes de los cratones de Laurentia y Amazonia (1600 ± 100 ; Cawood et al., 2007; Cordani y Teixeira, 2007).

5. RESULTADOS

5.1 Descripción petrográfica

5.1.1 Clastos volcánicos

Se describieron en total 17 clastos de origen volcánico, 13 de ellos son rocas extrusivas de composición riolítica, dacítica y andesítica, y los 4 restantes son sub-volcánicos de composición dacítica-andesítica.

MAT1P1: lava andesítica. Roca volcánica holocristalina porfídica de composición intermedia. Los fenocristales de plagioclasa, anfíbol (?), cuarzo y minerales opacos conforman ~13% modal y se encuentran inmersos en una matriz criptocristalina producto de desvitrificación (Fig. 7 A y B). Los fenocristales de plagioclasa (8%) tienen formas tabulares subédricas, su tamaño varía entre 0.45 y 2.3 mm y se encuentran moderadamente sericitizados. Los pseudomorfos de anfíbol (5%) son cristales subédricos reemplazados por clorita y sericita y su tamaño varía de 0.25 a 1 mm. Sólo se encontró un fenocristal anédrico de cuarzo de ~0.4 mm (<1%), posiblemente accidental (Fig. 7 B). La matriz originalmente vítrea presenta una textura cripto a microcristalina producto de la desvitrificación, donde se reconocen microcristales tabulares alargados que pueden ser microlitos de plagioclasa.

M2VII: lava riolítica. Roca volcánica holocristalina de composición félsica con textura afírica, ya que sólo contiene ~2% modal de fenocristales (Fig. 7 C). Los fenocristales de plagioclasa principalmente, y escaso sanidino, se encuentran como cristales individuales subédricos y anédricos, con formas tabulares y tamaño entre 0.25 y 1 mm. Se encuentran moderada a intensamente sericitizados, algunos afectados únicamente en el núcleo. Ciertos cristales tienen textura poikilítica cuyas inclusiones son de minerales opacos (posibles óxidos). La matriz está compuesta por un mosaico microcristalino de cuarzo, feldespato, mica blanca y escasa biotita que está moderadamente cloritizada.

M3V2: lava riolítica. Roca volcánica de composición félsica holocristalina afírica, con alrededor de 2% de fenocristales de feldespatos (Fig. 7 D). Los fenocristales se encuentran como cristales individuales y en glomeroporfidos, la mayoría tiene formas anédricas y escasamente subédricas, miden entre 0.2 y 0.6 mm y tienen alteración sericítica moderada a pervasiva, en casos únicamente en el núcleo del cristal. La matriz está formada por un mosaico microcristalino de composición cuarzo-feldespática con cristales de moscovita y algunos óxidos diseminados. Los feldespatos de la matriz también están sericitizados, cloritizados y/o reemplazados por óxidos de Fe en algunas partes.

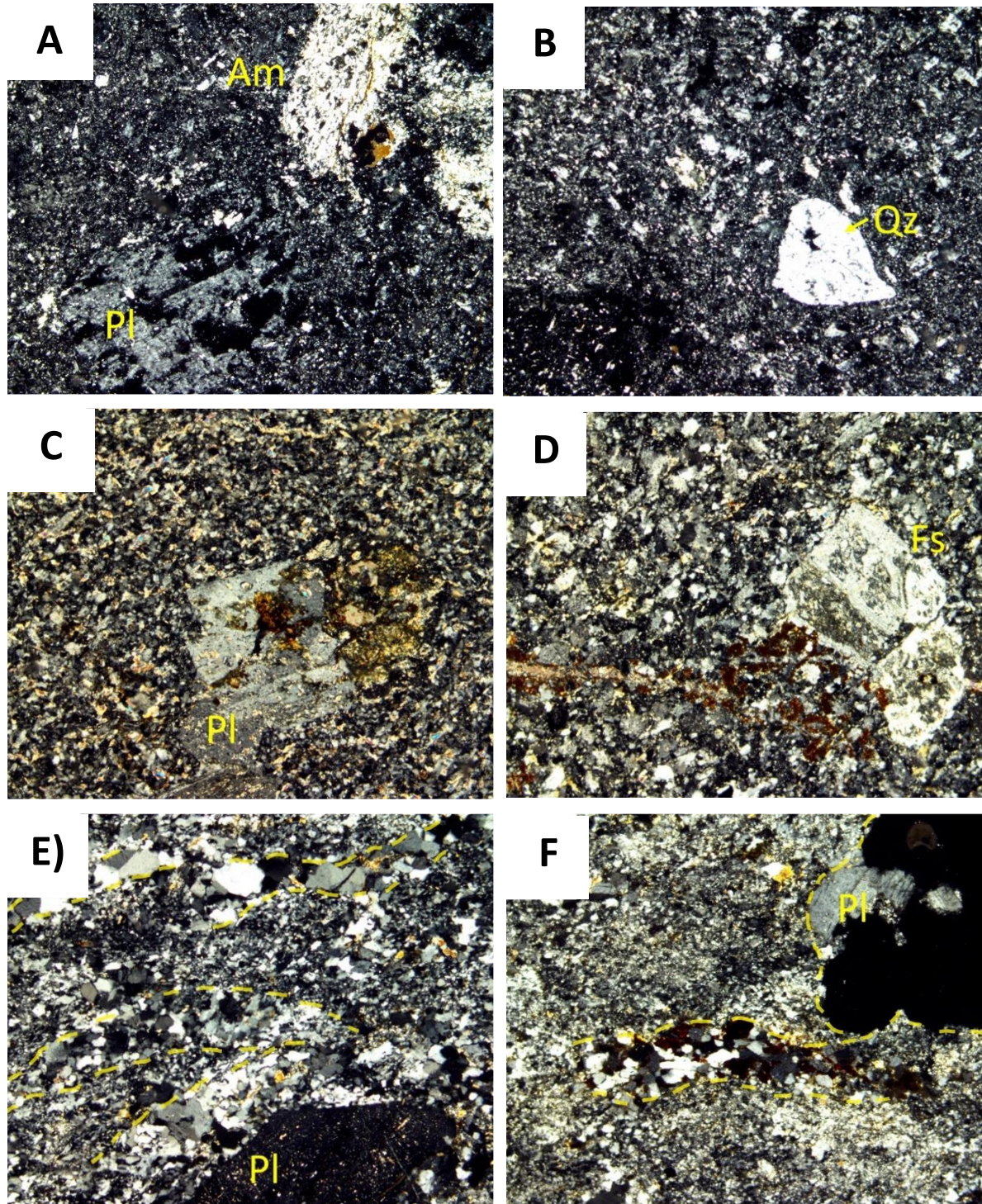


Figura 7. Fotomicrografías de clastos volcánicos de los conglomerados de la Fm. Matzitzi. A) y B) MAT1P1, C) M2V11, D) M3V2, E) y F) MAT3V2. Fotomicrografías con nícoles cruzados, objetivo 5x, campo visual 1.8 x 1.45 mm. Abreviaturas: Am=anfíbol, Fs=feldespato Pl=plagioclasa, Qz=cuarzo. Las líneas punteadas amarillas delimitan la fábrica foliada con diferente tamaño de grano y en (F) también delimitan un fantasma de cristal de plagioclasa.

MAT3V2: lava dacítica. Roca volcánica holocristalina inequigranular porfídica con 10% de fenocristales (Fig. 7 E y F). Los fenocristales de plagioclasa tienen formas tabulares euhédricas a anédricas, comúnmente se encuentran como glomeropórfidos (Fig. 7 F) y tienen alteración incipiente a moderada a sericita y óxidos, en los núcleos de los cristales principalmente. Hay fantasmas de fenocristales y un cristal pseudomorfo donde el mineral de reemplazamiento es sericita. El tamaño de los cristales varía entre 0.12 y 3 mm. Algunos cristales se encuentran ligeramente deformados. La matriz está compuesta por un mosaico granofírico, producto de la desvitrificación, que tiene dos dominios con diferente tamaño de grano y muestra una fábrica foliada incipiente debida al flujo (Fig. 7 E). Los dominios más gruesos tienen una textura microcristalina formada por cristales anédricos a subédricos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y escasa biotita. Los dominios más finos son de composición similar, pero tienen escasa mica blanca. Las micas de la matriz están moderadamente cloritizadas.

MAT3FA4: lava riolítica. Roca félsica holocristalina inequigranular porfídica que contiene 8% de fenocristales (Fig. 8 A y B). Los fenocristales de plagioclasa y sanidino se encuentran como cristales individuales o glomeropórfidos (Fig. 8 B), tienen formas euhédricas a anédricas, tamaño entre 0.45 y 2.5 mm y están reemplazados parcial a totalmente por sericita, minerales opacos y hematita. El reemplazamiento ocurre en el núcleo o en todo el cristal. En un cristal se ve una textura de exsolución peritítica. La matriz se encuentra totalmente desvitrificada, con esferulitas radiales (Fig. 8 A) que forman aglomerados, dentro de un mosaico granofírico cripto y microcristalino de composición cuarzo-feldespática con algo de biotita y moscovita, algunas cloritizadas, y que llegan a formar cúmulos (sobre todo la biotita).

M3Q1: lava riolítica. Roca félsica holocristalina inequigranular porfídica (Fig. 8 C y D). Los fenocristales de cuarzo, sanidino y escasa plagioclasa constituyen un 5% modal. Se encuentran como cristales individuales y eventualmente formando glomeropórfidos. Los fenocristales de cuarzo (2%) tienen formas anédricas, miden entre 0.25 y 1.9 mm y comúnmente tienen bordes y golfos de reabsorción. Los feldespatos (3%) tienen formas tabulares euhédricas a subédricas con tamaño entre 0.2 y 0.75 mm. Se reconoce un cristal con textura simplectítica. Los óxidos ocurren como mineral accesorio. La matriz está formada por un agregado microcristalino de cuarzo y feldespato con moscovita y escasa biotita, ambas parcialmente cloritizadas, que forman algunos aglomerados.

MAT3P5: lava riolítica. Roca extrusiva de composición félsica con textura inequigranular porfídica (Fig. 8 E y F), con un contenido de 25-30% de fenocristales que se encuentran como cristales individuales. Los fenocristales son: cuarzo, sanidino, plagioclasa, biotita, óxidos y líticos de cuarzo polimineral. Los fenocristales de cuarzo (10%) tienen formas euhédricas con bordes bien definidos y terminaciones bipiramidales y anédricas por bordes reabsorbidos (Fig. 8 E), con tamaño entre 0.3 y 5.5 mm.

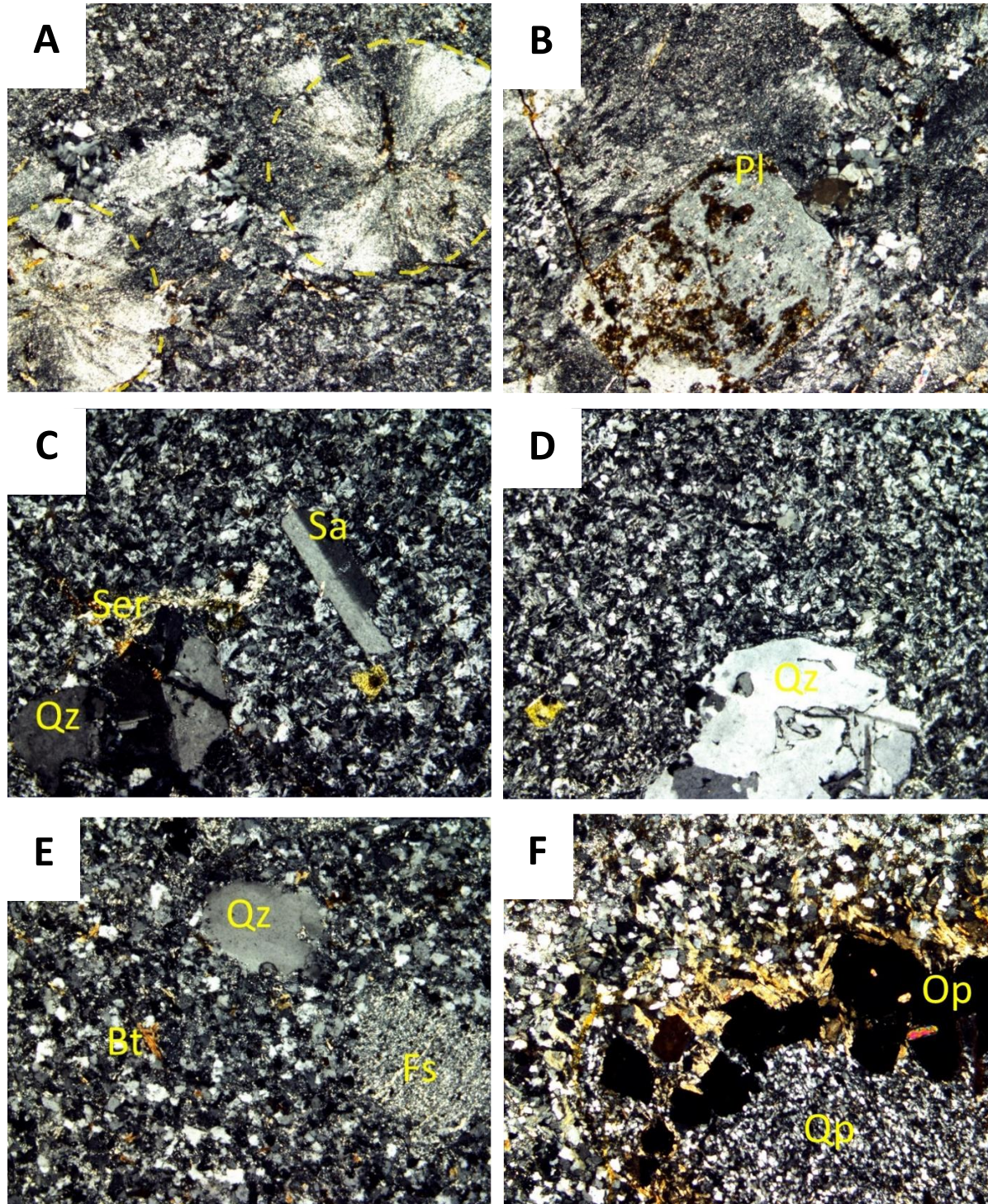


Figura 8. Fotomicrografías de clastos volcánicos de los conglomerados de la Fm. Matzitzi. A) y B) MAT3FA4, C) y D) M3Q1, E) y F) MAT3P5. Fotomicrografías con nícoles cruzados, objetivo 5x, campo visual 1.8 x 1.45 mm. Abreviaturas: Bt=biotita, Fs=feldespato, Op= opacita, Pl=plagioclasa, Qz= cuarzo, Qp= cuarzo policristalino, Sa= sanidino, Ser= sericita,. Los círculos amarillos delimitan esferulitas radiales.

Los cristales de feldespato (12%) tienen formas euhédricas a subédricas y tamaño entre 0.3 y 5 mm, se encuentran fracturados, sericitizados moderada a intensamente y algunos con reemplazamiento de óxidos de Fe. Los cristales tabulares euhédricas a subédricas de biotita (6%) miden en su lado largo entre 0.3 y 2.25 mm y algunas están parcialmente cloritizadas. Los cristales más pequeños forman cúmulos. Los óxidos tienen formas subédricas a anédricas, tamaño menor a 0.25 mm y se encuentran en el borde de un lítico. Los líticos policristalinos de cuarzo constituyen un 2% modal, miden ~1.3 y ~3 mm, tienen una foliación apenas reconocida, el más pequeño está rodeado por minerales opacos y cristales de biotita (Fig. 8 F). El circón se encuentra como accesorio. La matriz está compuesta por un agregado microcristalino de composición cuarzo-feldespática con algunos microcristales de biotita. Clorita y sericita se encuentran rellenando los intersticios. En algunas partes de la matriz el tamaño de grano es más grueso por la desvitrificación más intensa.

M4F20: lava dacítica. Roca volcánica holocristalina con textura inequigranular porfídica y glomeroporfídica (Fig. 9 A y B). Los aglomerados de plagioclasa y cuarzo conforman el 10% de la roca. Los fenocristales de plagioclasa (8%) son los de mayor tamaño, entre 0.5 y 2.5 mm, tienen formas tabulares euhédricas a anédricas y tienen alteración incipiente a sericita (Fig. 9 A). Los cristales de cuarzo (2%) tienen formas euhédricas con terminaciones bipiramidales y anédricas con golfos de reabsorción y miden entre 0.5 y 1.2 mm. La matriz está desvitrificada, evidenciada por la textura esferulítica y granofírica micro y criptocristalina en diferentes dominios (Fig. 9 B). Su composición es cuarzo-feldespática, con mica blanca y óxidos y algunas concentraciones de biotita cloritizada. Cabe destacar que abundantes microfenocristales están atrapados en las esferulitas.

M4Q1: lava dacítica. Roca volcánica holocristalina con textura inequigranular seriada, con 10% de fenocristales inmersos en una matriz desvitrificada con foliación por flujo (Fig. 9 C y D). Los fenocristales de plagioclasa (~10%) tienen formas tabulares euhédricas a subédricas, su tamaño varía entre 0.3 y 2.6 mm y se encuentran como cristales individuales y escasamente formando glomeropórfidos. Algunos cristales están dislocados, posiblemente debido al flujo. En general, los fenocristales están moderada a intensamente alterados a sericita y óxidos, en algunos casos afectando únicamente al núcleo debido al zoneamiento composicional o reemplazándolo totalmente. La matriz es un agregado felsítico cripto y microcristalino producto de la desvitrificación. Los dominios finos microcristalinos definen la foliación y tienen esferulitas radiales y en abanico (Fig. 9 C). Los dominios gruesos son cuarzo-feldespáticos con escasa biotita y se encuentran como lentes alargados (Fig. 9 D). Las biotitas, algunas moderadamente cloritizadas, forman lentes que siguen la foliación. Los minerales opacos (posibles óxidos), se encuentran como componentes secundarios en la matriz, además de circón como accesorio.

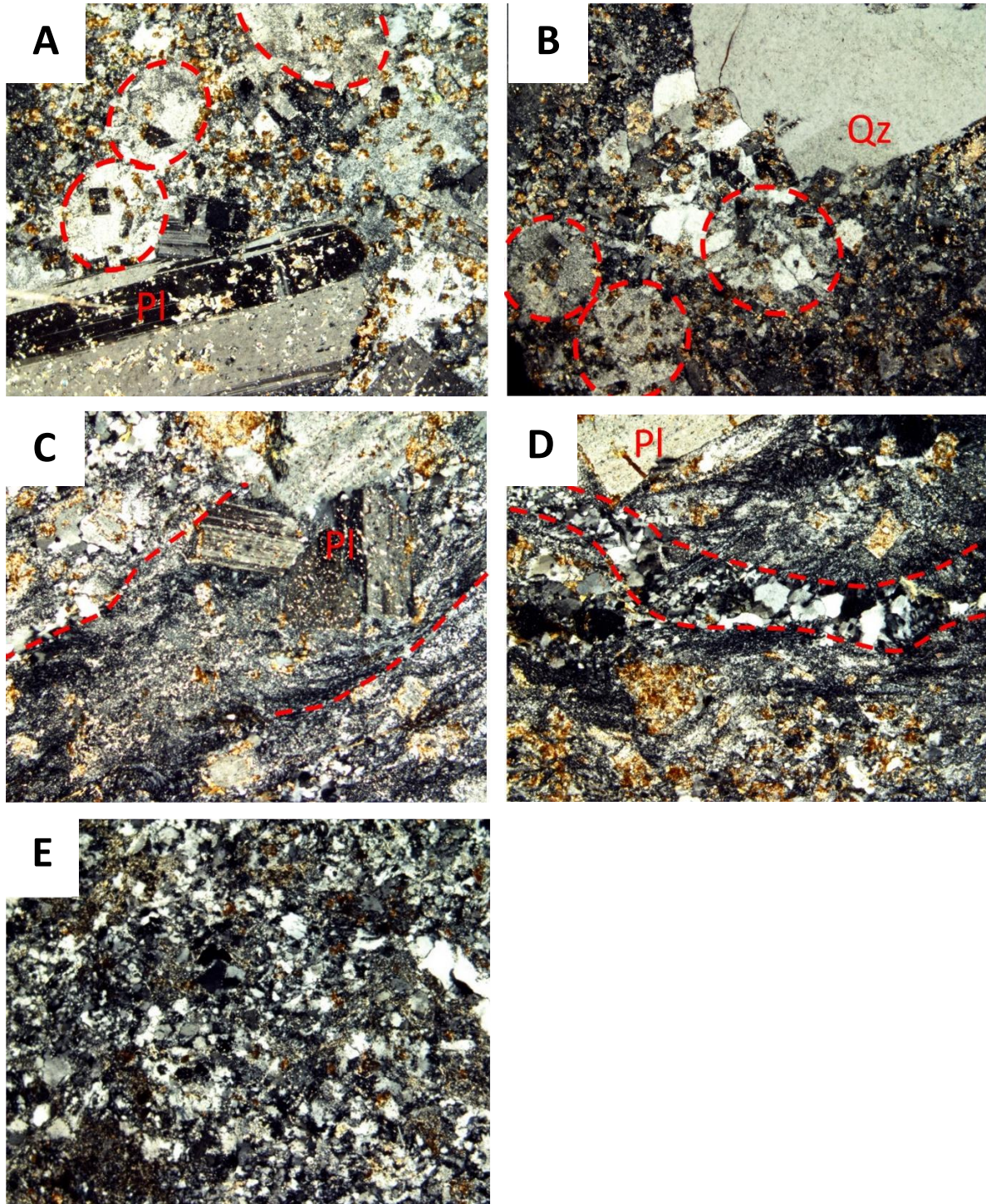


Figura 9. Fotomicrografías de clastos volcánicos de los conglomerados de la Fm. Matzitzi. A) y B) M4F20, C) y D) M4Q1, E) M4CZ1. Fotomicrografías con nícoles cruzados, objetivo 5x, campo visual 1.8 x 1.45 mm. Abreviaturas: Pl=plagioclasa, Qz=cuarzo. Las líneas punteadas rojas delimitan la fábrica foliada y los círculos rojos esferulitas radiales.

M4CZ1: lava riolítica. Roca de composición félsica holocristalina con textura afónica. La matriz es un agregado granofírico cripto y microcristalino de composición cuarzo-feldespática producto de la desvitrificación (Fig. 9 E). En los dominios más finos se reconocen microlitos de feldespatos e hilos de sericita que marcan una foliación de flujo incipiente. Únicamente se reconoce un fenocristal anédrico de cuarzo de ~1 mm (<1%). Los óxidos y otros minerales opacos se encuentran como accesorios en la matriz.

MAT7P1: lava dacítica. Roca volcánica holocristalina con textura inequigranular porfídica. Tiene fenocristales de plagioclasa y escaso cuarzo que ocurren como cristales individuales y en glomeropórfidos en una matriz granofírica a esferulítica (Fig. 10 A y B). Los fenocristales de plagioclasa (15%) son euhédricos a anédricos, miden entre 0.75 y 3.2 mm, tienen reemplazamiento incipiente a perversivo de sericita y/o óxidos (posible hematita y magnetita), en algunos casos afectando únicamente al núcleo debido al zoneamiento composicional, o forman pseudomorfos. La matriz está desvitrificada, tiene abundantes esferulitas con formas radiales y en abanico (Fig. 10B), inmersas en un mosaico micro y criptocristalino de composición cuarzo-feldespática, con biotita como constituyente menor. La matriz también se encuentra sericitizada y además cloritizada. Los óxidos diseminados en la matriz ocurren como componentes secundarios.

MTZ-01-V2: latita. Roca volcánica de composición intermedia holocristalina con textura inequigranular porfídica que tiene cerca del 5% de fenocristales en una matriz de grano fino (Fig. 10 C). Los fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico (~5%) y minerales opacos y un pseudomorfo (<1%) se encuentran como cristales individuales. Los cristales de plagioclasa y feldespato potásico son euhédricos a subédricos, con formas tabulares, tamaño entre 0.5 y 3 mm y tienen alteración sericítica moderada a perversiva. Los minerales opacos son euhédricos y subédricos, con formas irregulares y prismáticas y de tamaño de ~0.3 mm. El cristal pseudomorfo de traza hexagonal (posible anfíbol) mide 0.3 mm y está reemplazado por óxidos y clorita (?). El circón se encuentra como accesorio. La matriz está conformada por un agregado felsítico microcristalino, con mica blanca como componente secundario, que está cloritizada en partes.

M3V8: lava andesítica-basáltica. Roca de composición intermedia con textura intergranular (Fig. 10 D). Está formada por fenocristales de plagioclasa que miden en promedio 0.25 mm. Los intersticios entre los cristales de plagioclasa están ocupados por óxidos, posible magnetita y hematita y algunas micas moderadamente cloritizadas, posible biotita.

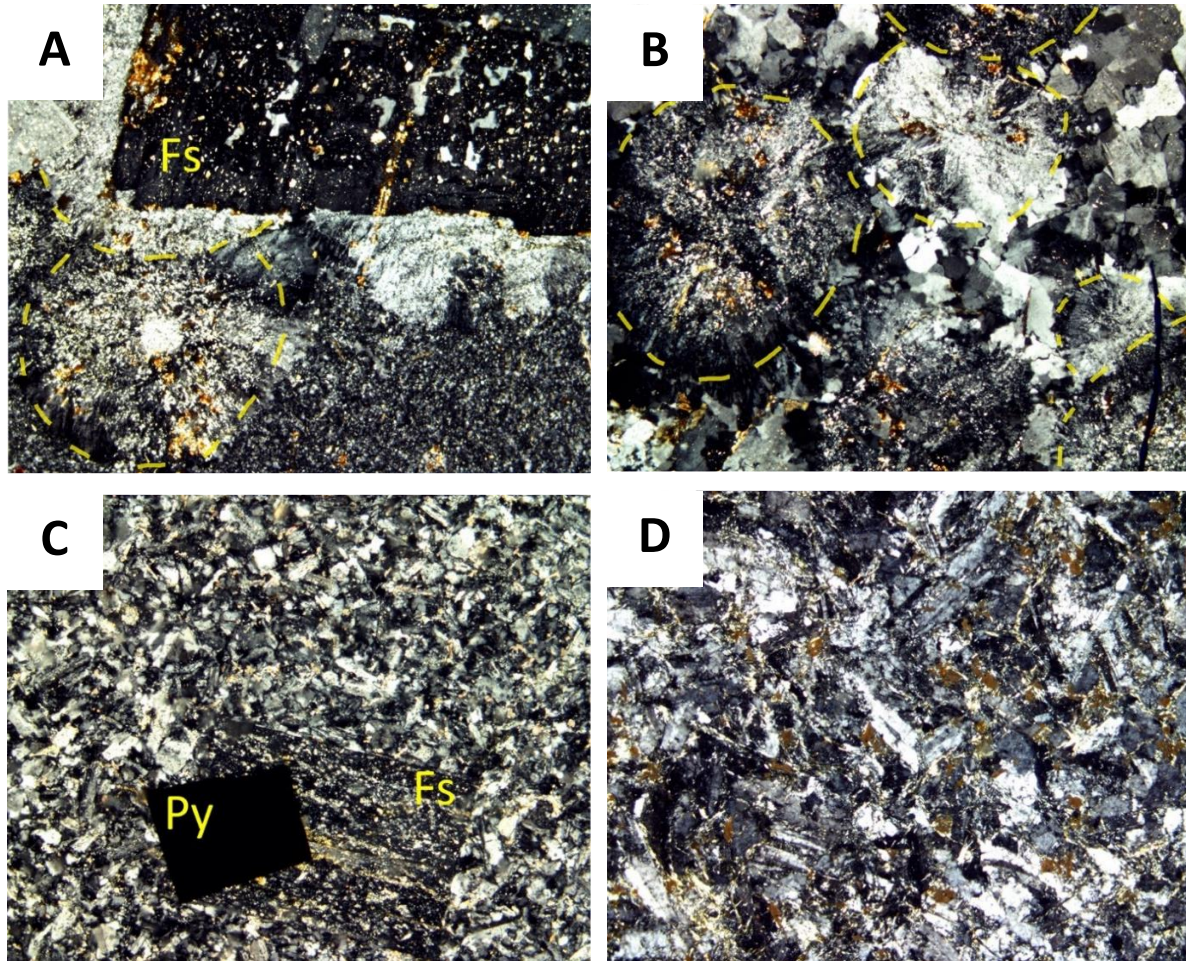


Figura 10. Fotomicrografías de clastos volcánicos de los conglomerados de la Fm.Matzitzi, A) y B) MAT7P1, C) MTZ-01-V2 y D) M3V8. Fotomicrografías con nícoles cruzados, objetivo 5x, campo visual 1.8 x 1.45 mm. Abreviaturas: Fs=feldespato, Py=pirita. Los círculos amarillos delimitan esferulitas radiales.

5.1.2 Clastos sub-volcánicos

M2F33: dacita. Roca de composición intermedia holocristalina inequigranular seriada (Fig. 11 A y B). Los fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol (?) y sanidino constituyen ~50% de la muestra y se encuentran principalmente como cristales individuales y ocasionalmente formando aglomerados en una matriz granofírica. Los fenocristales de plagioclasa (30%) tienen formas subédricas, miden de 0.5 hasta 2.5 mm, están moderadamente alterados a sericita y algunos tienen textura poikilítica (óxidos como inclusiones). Los cristales de cuarzo (12%) tienen formas subédricas a anédricas, la mayoría con bordes y golfos corroídos (Fig. 11 B), algunos con textura esqueletal. Su tamaño varía entre 0.2 a 1.4 mm. Los cristales de anfíbol (6%) son de tamaño entre 0.3 y 2.1 mm, tienen formas subédricas a anédricas, y tienen mayor grado de alteración, pervasiva en la mayoría, donde los minerales de alteración son clorita, minerales opacos posiblemente óxidos y biotita (Fig. 11 A). El sanidino es el menos abundante (5%), su tamaño varía entre

0.3 y 1 mm y se encuentra como cristales tabulares subédricos. Hay minerales accesorios como el circón. La matriz está formada por un mosaico de cristales anédricos a subédricos de grano muy fino de composición cuarzo-feldespática, con sericita, clorita y óxidos en los intersticios. La matriz se vuelve microlítica intergranular en partes.

M2V9: dacita. Roca subvolcánica de composición intermedia holocristalina con textura seriada con micro- a mega-fenocristales, que se encuentran como cristales individuales (Fig. 11 C y D). Los fenocristales constituyen ~50% de la muestra y son de plagioclasa, pseudomorfos de anfíbol y biotita (?), cuarzo, sanidino, biotita. Los minerales opacos y óxidos están como constituyentes secundarios. Los fenocristales de plagioclasa (25%) tienen formas tabulares euhédricas y subédricas, miden de 0.25 a 3.4 mm y están moderada a intensamente alterados a sericita y clorita, además tienen inclusiones de óxidos. Los pseudomorfos de anfíbol (10%) son anédricos y subédricos, miden de 0.17 a 3.25 mm y están reemplazados por clorita, sericita y óxidos. Los fenocristales de cuarzo (13%) son anédricos, miden entre 0.2 y 2 mm y presentan bordes y golfos de corrosión y algunos tienen textura esquelética. Los cristales de sanidino miden entre 0.3 y 1 mm, son escasos (3%) y tienen formas tabulares euhédricas y subédricas con alteración incipiente a sericita. La matriz está formada por un mosaico cripto a microcristalino donde los cristales son anédricos a subédricos de composición cuarzo-feldespática y en partes algo de mica blanca ligeramente cloritizada.

MAT3P4: andesita. Roca sub-volcánica de composición intermedia holocristalina inequigranular seriada (Fig. 11 E) con un contenido de fenocristales de ~60% modal. Los fenocristales son de plagioclasa, pseudomorfo de anfíbol (?), cuarzo, feldespato potásico y óxidos. Los fenocristales de plagioclasa (34%) son euhédricos a anédricos, miden entre 0.5 y 7 mm, tienen formas tabulares y están moderada a intensamente alterados a sericita. Los pseudomorfos de anfíbol (20%) están reemplazados por clorita, sericita y óxidos, miden entre 0.25 y 2.35 mm y se encuentran como cristales anédricos que parecen deformados y subédricos tabulares o con traza pseudo-hexagonal y en alguno se ve un borde de opacita. Los cristales de cuarzo (5%) tienen formas anédricas con los bordes reabsorbidos y miden entre 0.25 y 1.2 mm. Los óxidos ilmenita-magnetita de tamaño menor a 0.3 mm tienen formas anédricas, algunos con borde de titanita y ocurren como accesorio, al igual que el circón. El sanidino se encuentra como cristales euhédricos, es muy escaso (1%) y de tamaño de 0.55 mm. La matriz consiste en un agregado cripto a microcristalino formado por cristales anédricos de cuarzo y feldespato. El feldespato está sericitizado y cloritizado moderadamente.

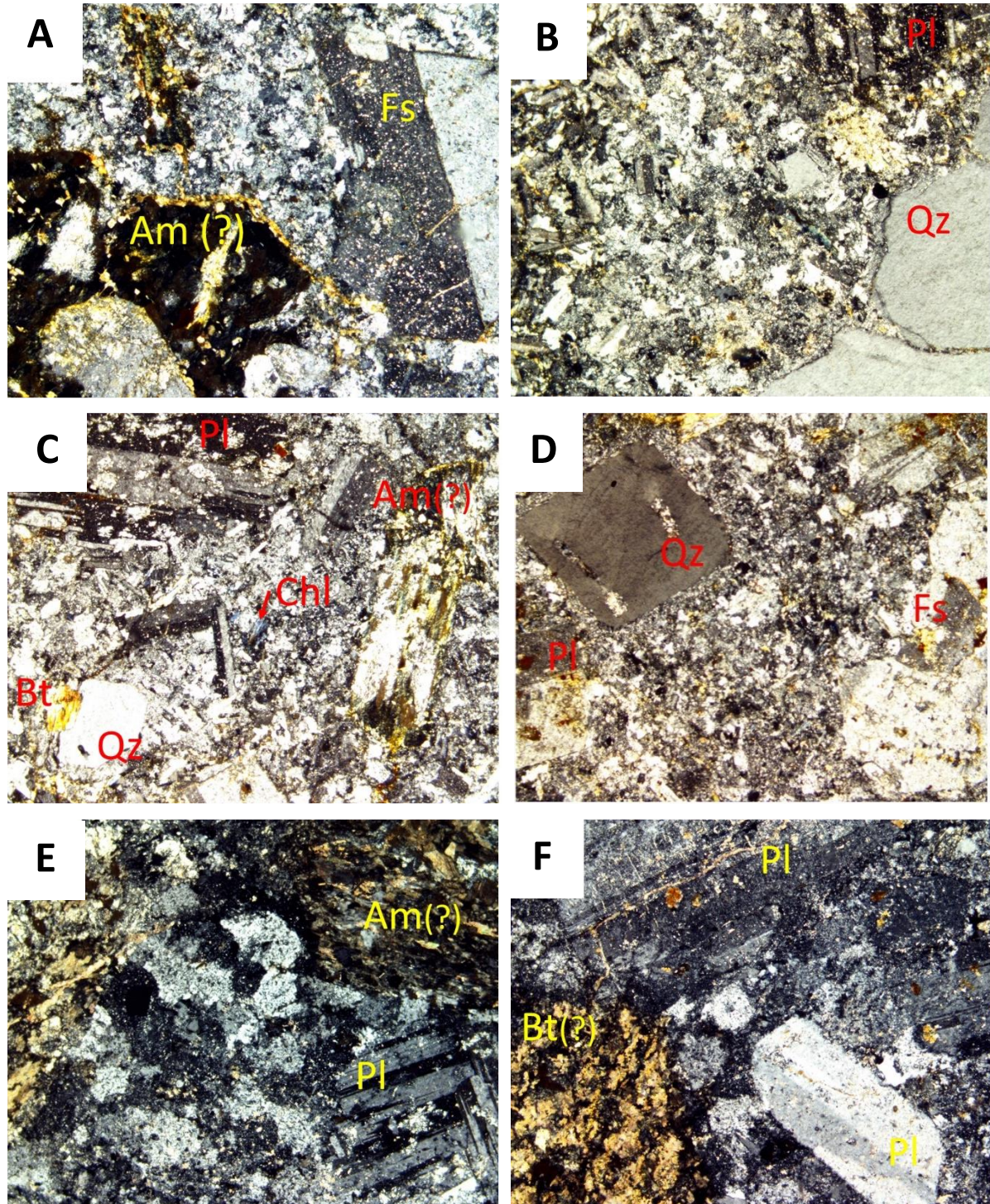


Figura 11. Fotomicrografías de clastos sub-volcánicos de los conglomerados de la Fm. Matzitzi. A) y B) M2F33, C) y D) M2V9, E) MAT3P4 y F) MAT5P1. Fotomicrografías con nícoles cruzados, objetivo 5x, campo visual 1.8 x 1.45 mm. Abreviaturas: Am=anfíbol, Bt=biotita, Chl=clorita, Fs=feldespatos, Pl=plagioclasa, Qz=cuarzo.

MAT5PI: andesita-dacita. Roca sub-volcánica de composición intermedia holocristalina con textura inequigranular seriada (Fig. 11 F). Los fenocristales (60%) euhédricos y subédricos son de plagioclasa, pseudomorfo de anfíbol (?), cuarzo y feldespato potásico, son más comunes los megafenocristales (>5mm). Abundantes óxidos se encuentran como accesorio y como reemplazamiento. Los fenocristales de plagioclasa (30%) son subédricos a anédricos, de tamaño desde 0.25 hasta 12 mm y están intensamente sericitizados. Algunos tienen inclusiones de óxidos. Los pseudomorfos de anfíbol (20%) son generalmente anédricos y algunos subédricos, miden entre 0.5 y 6 mm y los minerales de reemplazamiento son clorita y óxidos. El cuarzo (8%) es anédrico y se caracteriza por sus bordes y golfos de reabsorción, su tamaño va desde 0.3 hasta 1.13 mm. El sanidino es muy escaso, menor a 2% y de tamaño ~0.55 mm. Los óxidos, posible ilmenita y magnetita, tienen formas anédricas, miden menos de 0.3 mm y alguno tiene una corona de titanita. La matriz consiste en un mosaico de microcristales anédricos de cuarzo y feldespato débil a moderadamente sericitizado y cloritizado.

5.1.3 Clastos de arenisca

M4F16: arenisca cuarzosa. Muestra de grano fino a medio, moderadamente clasificada, con clastos subredondeados y redondeados. La composición de los clastos en orden decreciente es cuarzo en cristales individuales, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, moscovita, líticos reemplazados por arcillas, posiblemente volcánicos y/o metamórficos y cuarzo policristalino, posible pedernal (Fig. 12 A). Con base en la composición de Qt (92%), F (5%) y L (3%) se clasifica como arenisca cuarzosa. Los fragmentos de feldespato están moderadamente sericitizados y las micas cloritizadas. La mayoría de los contactos entre granos son cóncavo/convexo y planares y en zonas se ven suturados, indicando un mayor grado de compactación. Hay granos de moscovita que están deformados. Los minerales pesados que están presentes son circón, epidota (?) y óxidos opacos. Los espacios entre los granos están ocupados por una matriz arcillosa compuesta por feldespatos, sericita y clorita con algunos óxidos. La clasificación de la arenisca en el diagrama QtFL corresponde con el campo de procedencia de cratón interior (Dickinson, 1985).

M4VII: arenisca cuarzosa. Muestra de grano muy fino a grueso, mal clasificada, con clastos subredondeados en una matriz que constituye un 5% modal. La composición de los clastos en orden decreciente es cuarzo monomineral, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, biotita, líticos reemplazados por minerales arcillosos como clorita y sericita, cuarzo policristalino y calcita (Fig. 12 B). De acuerdo con la abundancia relativa de los componentes mayores Qt (95%), F (3%) y L (2%), la arenisca se clasifica como arenisca cuarzosa. Las micas se encuentran cloritizadas de moderada a intensamente, en casos formando pseudomorfos, y los feldespatos reemplazados moderadamente por sericita y óxidos. Los minerales pesados presentes son circón, apatito y opacos. Los contactos entre granos son puntuales, planares y cóncavo/convexo. Hay deformación de granos suaves como micas y líticos producto de la compactación.

La matriz arcillosa está formada por sericita, clorita y escaso feldespato. Un cementante calcáreo se encuentra en una pequeña porción de la muestra dada la cercanía de vetillas de calcita que facilitan la filtración. La clasificación de la arenisca en el diagrama QtFL corresponde con una fuente de procedencia de cratón interior (Dickinson, 1985).

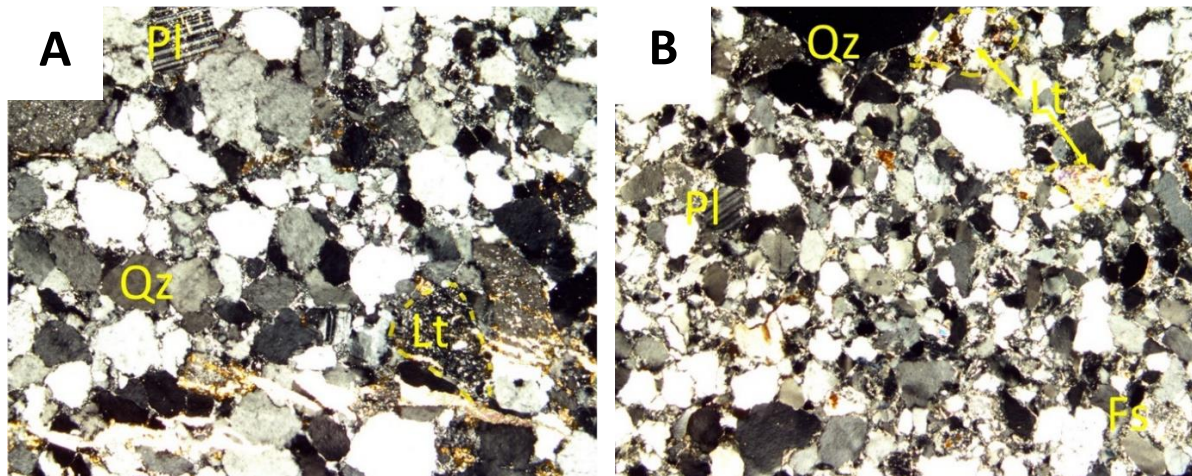


Figura 12. Fotomicrografías de clastos de arenisca de los conglomerados de la Fm. Matzitzi. A) M4F16 y B) M4V11. Fotomicrografías con nícoles cruzados, objetivo 5x, campo visual 1.8 x 1.45 mm. Abreviaturas: Fs=feldespato, Lt=lítico, Pl=plagioclasa, Qz=cuarzo.

5.1.4 Clastos y lente graníticos

M4F6: Ortogneis. Roca granítica con textura inequigranular interlobular (Fig. 13 A y B). La mineralogía primaria es cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, epidota y relictos de biotita. Los feldespatos están de moderada a intensamente alterados a sericita y con inclusiones de óxidos. Las biotitas están moderadamente reemplazadas por clorita o hasta formar pseudomorfos. Son características las texturas gráfica y pertítica. La muestra se encuentra muy fracturada. Las fracturas están rellenas de calcita, óxidos y micas blancas. Tiene evidencias de recristalización dinámica como bordes irregulares, algunos lobulares, en los cristales de cuarzo, indicando migración del borde de grano (GBM); además, algunos cristales tienen sub-granos, en casos con extinción de tablero de ajedrez (*chessboard extinction*).

MTZ-02 GR: Ortogneis. Roca de composición cuarzo-feldespática, con textura poligonal seriada (Fig. 13 C y D). La mineralogía es cuarzo, ortoclasa y microclina, pseudomorfo de minerales ferromagnesianos, epidota, minerales opacos (óxidos), plagioclasa y escasa biotita. Los minerales accesorios son circón y apatito. Algunos cristales tienen textura poikilítica, donde las inclusiones son cristales redondeados de cuarzo, feldespato, óxidos y epidota. Las texturas más comunes son de exsolución (pertitas), maclas de deformación y gráfica. Los cristales originalmente ferromagnesianos fueron reemplazados por agregados

microcristalinos felsíticos, filosilicatos y óxidos opacos, posiblemente durante retrogresión. Algunos cristales de óxidos (posible ilmenita-magnetita) tienen un borde de hematita. Las biotitas están parcialmente cloritizadas. Hematita, sericita, calcita y clorita están como relleno de vetillas y reemplazando parcialmente los minerales primarios. La recristalización estática se infiere por la textura poligonal, con bordes curvados y en casos rectos, asociada a la reducción del área de borde de grano (GBAR).

Granitoide Los Reyes COZA-02: Ortogneis. Roca de composición granítica con textura seriada interlobular (Fig. 13 E y F). La composición primaria es plagioclasa, feldespato alcalino (posible ortoclasa), cuarzo y óxidos opacos, epidota y circón como accesorios. La plagioclasa se encuentra sericitizada moderadamente, con texturas tamiz en los núcleos de algunos cristales. Los cristales tienen también textura gráfica y algunos de ellos están deformados. Los cristales de feldespato potásico se encuentran alterados y muestran textura pertítica. Los óxidos son relativamente abundantes. La epidota ocurre como cristales anédricos con formas ovaladas. Los cristales de cuarzo se caracterizan por tener inclusiones de feldespato, cuarzo y epidota. Además, algunos cristales tienen bordes irregulares y lobulares por migración de borde de grano (GBM) y hay un agregado policristalino con evidencia de rotación de sub-granos (SGR), que en conjunto indican recristalización dinámica. Hay vetillas con relleno de calcita, mica blanca, óxidos y clorita. En general la roca se encuentra muy alterada, fracturada y fragmentada por posible cataclasis.

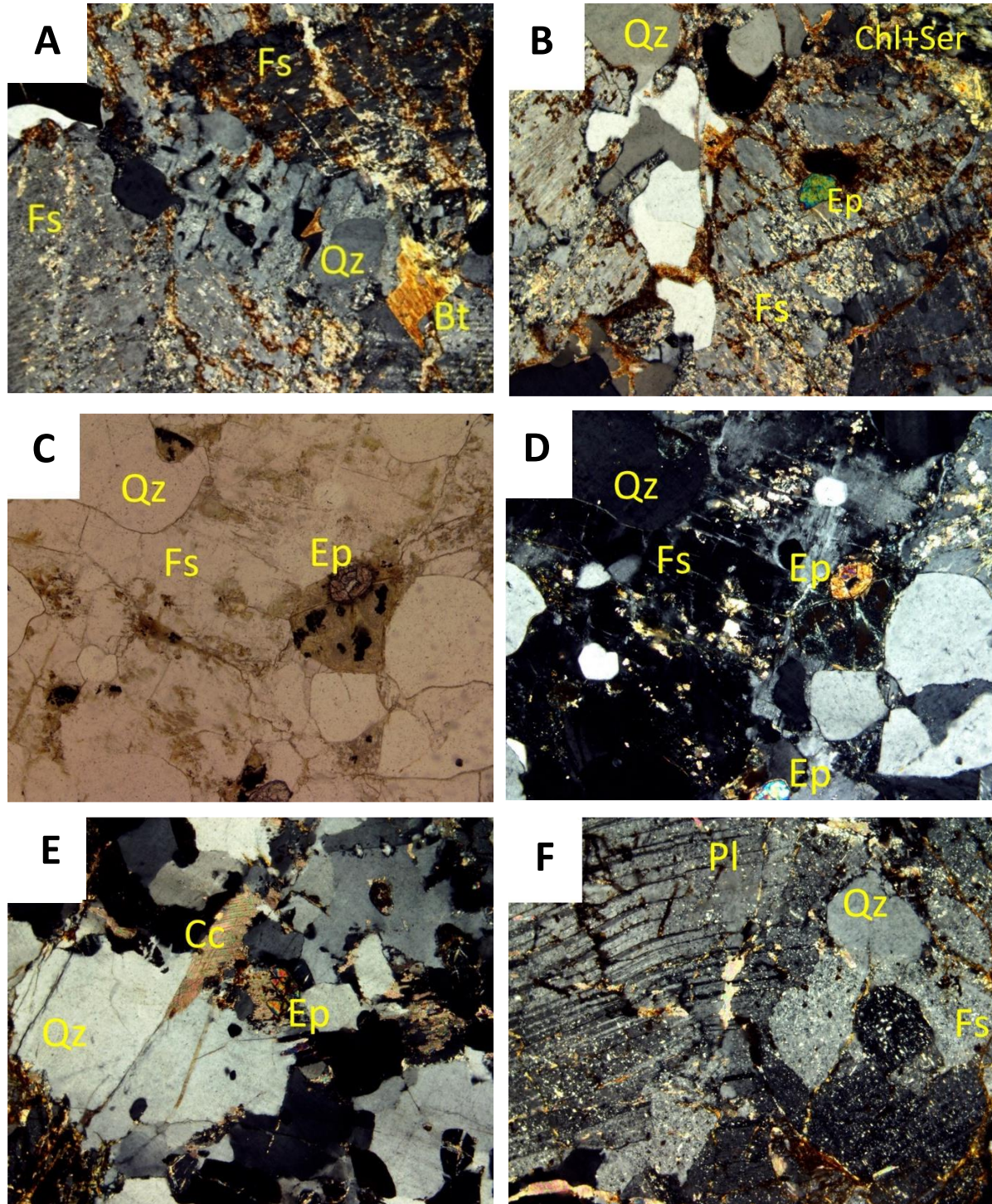


Figura 13. Fotomicrografías de clastos de granitoides de los conglomerados de la Fm. Matzitzi: A) y B) M4F6, C) y D) MTZ-02-GR. E) y F) son del granito de Los Reyes (clave COZA-02) que está en contacto tectónico con la Fm. Matzitzi. Fotomicrografía (C) es con luz plana. Objetivo 5x, campo visual 1.8 x 1.45 mm. Abreviaturas: Bt=biotita, Cc=calcita, Chl=clorita, Ep=epidota, Fs=feldespato, Pl=plagioclasa, Qz=cuarzo, Ser=sericita.

5.2 Geocronología U-Pb

Un total de 17 muestras fueron analizadas mediante la técnica de LA-ICP-MS en circon, de las cuales 8 son fragmentos volcánicos, 3 son sub-volcánicos, 2 son fragmentos de granitoides y 2 de areniscas cuarzosas. Además, se incluyeron una muestra del granito Cozahuico y una muestra del granitoide que aflora en Los Reyes Metzontla, que se encuentra en contacto por falla con la Fm. Matzitzi (ver Figura 2).

Los datos geocronológicos de las 17 muestras analizadas están reportados en las tablas del Apéndice 2 y en las tablas 3 y 4 se sintetizan los resultados obtenidos.

5.2.1 Clastos volcánicos

MAT1P1. Los circones de esta muestra son incoloros, rosados y rojizos. Tienen morfologías de prismas cortos euhédricos a subédricos, con terminaciones piramidales o puntas sub-redondeadas, y anédricos que se ven totalmente redondeados. El tamaño de los cristales varía entre ~200 y 400 μm y su elongación máxima es de 3:1. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran dos grupos de circones, uno con baja luminiscencia y otro muy luminiscente (CL Apéndice 1). Generalmente los cristales poco luminiscentes tienen una estructura interna homogénea donde no se reconocen sobrecrecimientos magmáticos y los muy luminiscentes parecen tener núcleos con sobrecrecimientos ígneos. En total se seleccionaron 36 bordes de granos para el análisis que grafican sobre la concordia desde ~1300 hasta ~250 Ma (Fig. 14 A). A pesar de que el análisis se hizo en los bordes, son abundantes las edades grenvillianas y en menor medida panafricanas, las cuales corresponden a xenocristales. A partir del grupo de edades más jóvenes, obtenidas en los sobrecrecimientos magmáticos de los circones más luminiscentes (ver CL Apéndice 1), se obtuvo un promedio ponderado de 272.50 ± 2.10 Ma (MSWD=0.89, n=6, Fig. 14 A) que se interpreta como la edad de cristalización.

MAT3V2. Los circones de esta muestra tienen morfologías prismáticas euhédricas a subédricas con terminaciones bipiramidales o puntas redondeadas y algunos están fragmentados. Los cristales son incoloros, amarillos, parduzcos y rosados, siendo estos dos últimos los más redondeados. El tamaño de los prismas varía entre 200 y 600 μm y tienen una relación de elongación de 2:1 y 3:1. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran que los circones son poco luminiscentes y tienen una estructura interna homogénea o núcleos con sobrecrecimientos magmáticos. Sólo un grano se muestra muy luminiscente. Se analizaron en total 35 cristales, de los cuales uno se descartó por ser muy discordante. Del resto de análisis se obtuvieron dos edades mesoproterozoicas (Fig. 14 B) muestradas en dominios heredados (ver CL Apéndice 1). El resto de los análisis grafican en la curva de concordia o muy cerca de ésta y oscilan entre 275 y 294 Ma. Un promedio ponderado de 285.51 ± 0.87 Ma (MSWD=2.80, n=26, Fig. 14 B) se asume como la mejor aproximación a la edad de cristalización.

Tabla 3. Resultados sintetizados del fechamiento en circones de clastos ígneos de los conglomerados de la Fm. Matzitz. El número de localidad corresponde con las coordenadas de la Tabla 1.

	Localidad	Clave	Tipo de roca	Edad de cristalización (Ma)	MS WD	No. de circones	Rango de edad de cristales heredados (Ma)
Fragmentos volcánicos	1	MAT1P1	Lava andesítica	272.50±2.1	0.89	5	577-1328
	3	MAT3V2	Lava dacítica	285.51±0.87	2.80	26	970-1279
	3	MAT3FA4	Lava riolítica	282.40±1.80	3.00	9	554-1447
	3	MAT3P5	Lava riolítica	280.75±0.65	1.20	31	1058 (único)
	4	M4F20	Lava dacítica	281.23±0.70	2.30	32	1180-1271
	4	M4Q1	Lava dacítica	280.00±0.57	2.16	25	1069-1273
	4	M4CZ1	Lava riolítica	279.90±2.20	4.30	8	529-1383
Fragmentos sub-volcánicos	7	MAT7P1	Lava dacítica	282.40±0.61	1.20	29	641-1210
	2	M2V9	Dacita	284.86±0.85	2.50	36	--
	3	MAT3P4	Andesita	284.42±0.79 269.57±1.04	1.13 0.70	19 14	976-991
Fragmentos de granitoides	5	MAT5P1	Andesita-Dacita	282.95±0.81	1.90	31	889 (único)
	4	M4F6	Granito recristalizado	--	--	--	298-1312
	9	MTZ-02-GR	Granitoide recristalizado	1241.70±7.00	0.32	21	1033-1346

MAT3FA4. Los circones de esta muestra se pueden agrupar en dos poblaciones. Un primer grupo está formado por cristales de color rosado, rojizo y pardo, que tienen formas de prismas subédricos a anédricos con diferente grado de redondeamiento. El tamaño llega hasta ~300 µm, aunque varios están fragmentados y su elongación máxima es de 3:1. El segundo grupo corresponde a cristales euhédricos a subédricos con los bordes ligeramente redondeados que tienen hábitos prismáticos con elongación de 2:1 hasta 4:1. Su tamaño varía entre 200 y 400 µm y generalmente los cristales están completos. Las imágenes de CL muestran que la mayoría de los granos son poco luminiscentes y son escasos los luminiscentes. Los cristales tienen zonación oscilatoria, la cual es muy clara en los circones luminiscentes, y otros se ven homogéneos internamente. En total se analizaron 35 bordes de granos, los cuales grafican sobre la curva de concordia entre ~1460 y 260 Ma, con dos poblaciones principales de edades grenvillina y pérmica. La edad promedio de 282.40±1.80 Ma (MSWD=3.0, n=9, Fig. 14 C), obtenida del grupo de circones analizados en sobrecrecimientos magmáticos (ver CL Apéndice 1), se asume como la edad de cristalización. Las edades proterozoicas corresponden a los múltiples circones heredados.

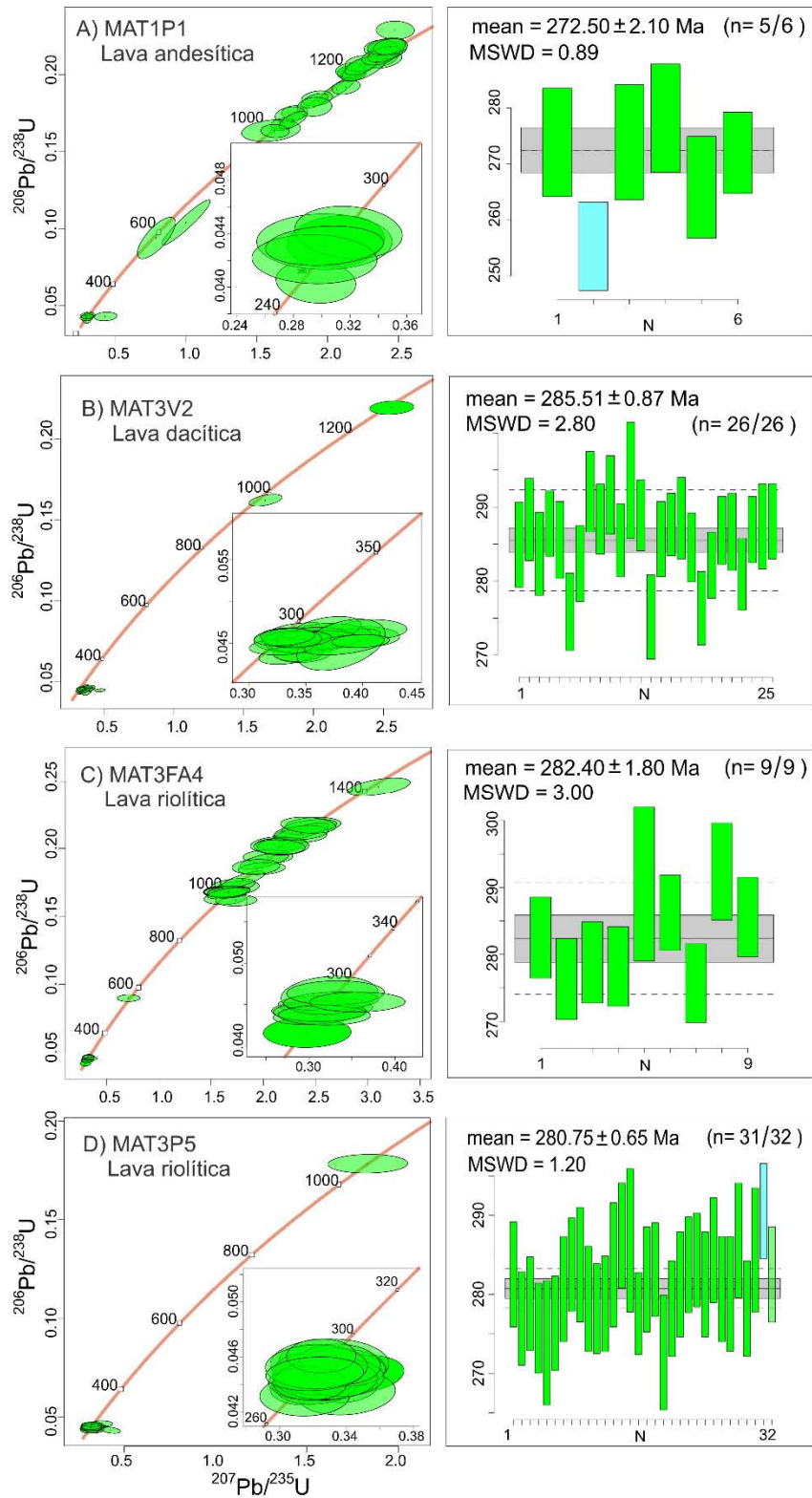


Figura 14. Resultados de los análisis en circón mediante LA-ICP-MS de los clastos volcánicos de composición riolítica-andesítica de los conglomerados de la Fm. Matzitzi. Se muestran los diagramas de concordia y promedio ponderado para cada clasto. Las elipses y barras de error están reportadas a 2-sigma.

Muestra MAT3P5. Los circones de esta muestra se pueden agrupar en cristales de dos tamaños. Los cristales de mayor tamaño son rosados, rojizos y pardos, tienen morfologías prismáticas euhédricas a subédricas, que tienen terminación bipiramidal y redondeada. Su tamaño varía entre ~300 y 400 μm y su relación de elongación es 3:1 y 2:1, que los hace ver como prismas achatados. Los circones pequeños son incoloros y amarillentos, en su mayoría tienen formas euhédricas alargadas. Su tamaño varía entre ~90 y 200 μm y su relación de largo/ancho es 4:1 y 3:1 y en menor medida prismas cortos con relación 2:1. Con las imágenes de catodoluminiscencia se aprecia que la mayoría de los circones son muy luminiscentes, sólo unos pocos son de baja luminiscencia, y la mayoría están zonificados, producto de múltiples sobrecrecimientos magmáticos. En total se fecharon 35 bordes de cristales, de los cuales se obtuvieron dos datos discordantes que fueron descartados. El resto de los análisis concordantes definen una población pérmica y un solo dato tiene edad concordante proterozoica atribuida a un dominio heredado (ver CL Apéndice 1). El grupo de circones pérmicos definen un promedio ponderado de 280.75 ± 0.65 Ma (MSWD=1.20, n=32, Fig. 14 D) que representa la edad de cristalización de la roca.

M4F20. Los circones de esta muestra son mayormente incoloros y algunos con tonalidades amarillentas y rosadas. Las morfologías son prismas euhédricos achatados y alargados, de tamaño entre ~250 y 950 μm , el más largo, y comúnmente con una relación largo/ancho de 2:1 y 3:1, aunque la elongación máxima es de 5:1. Los cristales rosados tienen los bordes ligeramente redondeados mientras que los incoloros en general tienen los bordes y aristas bien conservados y terminaciones bipiramidales bien desarrolladas. Algunos granos se encuentran fracturados y con inclusiones. Bajo catodoluminiscencia, los circones se muestran luminiscentes, con zonación interna de los granos y algunos con una estructura interna compleja. Se analizaron en total 35 circones en sus bordes, de los cuales tres son mesoproterozoicos, que corresponden con granos heredados. El resto de los análisis grafican sobre o muy cerca de la curva de Concordia en un intervalo entre 272 y 288 Ma (Fig. 15 A), de donde se obtuvo un promedio ponderado de 281.23 ± 0.70 Ma (MSWD=2.30, n=32, Fig. 15 A) que se interpreta como la edad de cristalización.

M4Q1. Los circones de esta muestra son incoloros y parduzcos. Los granos incoloros son en general prismas euhédricos o subédricos con terminación bipiramidal y rara vez tienen las puntas redondeadas, mientras que los granos parduzcos son redondeados anédricos. La mayoría se encuentran fracturados. El tamaño de los prismas varía entre ~250 y 1100 μm y la relación de elongación es de 2:1 y 3:1 o 1:1 y se ven esféricos. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran que los granos son moderadamente a muy luminiscentes y que tienen núcleos con zonación oscilatoria o en casos con un único borde de sobrecrecimiento magmático. Se analizaron en total 35 cristales en sus capas externas, cuyas edades grafican sobre la concordia en dos poblaciones (Fig. 15 B). La primera es un conjunto de siete edades grenvillianas muestreadas en granos heredados. El segundo grupo está compuesto por edades pérmicas, de las cuales tres fueron rechazadas por

el grado de discordancia. Del resto de análisis se obtuvo una media ponderada de 280.00 ± 0.57 Ma (MSWD=2.16, n=25, Fig. 15 B) que corresponde a la edad de cristalización de la muestra.

M4CZ1. Los cristales son incoloros, rojizos y parduzcos y las formas más comunes son prismas anédricos y subédricos. Su tamaño varía entre ~ 80 y $300 \mu\text{m}$, aunque muchos son fragmentos por lo que el tamaño original era mayor. Los cristales incoloros tienen formas alargadas con elongación máxima de 4:1 y los cristales rojizos a parduzcos son más grandes y con bordes redondeados, con formas esféricas y muy fracturados. La catodoluminiscencia muestra que la mayoría de los granos son poco luminiscentes y que escasos cristales con formas prismáticas son altamente luminiscentes y tienen núcleos de xenocristales. Hay cristales zonificados y con estructura interna uniforme. Se realizaron 54 análisis de los cuales dos fueron descartados por tener un error muy grande. El resto de los análisis grafican a lo largo de la curva de concordia, o muy cerca de ésta, entre ~ 1400 y 270 Ma (Fig. 15 C). El conjunto de edades proterozoicas se asume como herencia de granos grenvillianos y panafricanos. A partir del grupo de circones más jóvenes se obtuvo una media ponderada de 279.90 ± 2.20 Ma (MSWD=4.30, n=8, Fig. 15 C) que se interpreta como la mejor aproximación a la edad de cristalización.

MAT7P1. Los circones de esta muestra son incoloros y la mayoría se encuentra como fragmentos equigranulares anédricos o subédricos alargados. Escasamente hay prismas euhédricos con terminación bipiramidal. El tamaño varía entre ~ 100 y $500 \mu\text{m}$, siendo más comunes los cristales pequeños que son la mayoría equidimensionales. Los cristales prismáticos son los más escasos y su elongación es de 2:1 y 3:1. Con la catodoluminiscencia se aprecia que los circones tienen baja a moderada luminiscencia, sin embargo, se logra apreciar las capas de sobrecrecimiento magmático en gran parte de ellos. Se analizaron 35 cristales, procurando que el punto fuera sobre la última capa de crecimiento. Los resultados son un grupo de circones concordantes de edad pérmica y cuatro edades proterozoicas que caen sobre o cerca de la concordia (Fig. 15 D). El promedio ponderado de 282.40 ± 0.61 Ma (MSWD=1.20, n=31, Fig. 15 D), obtenido a partir del grupo de edades más jóvenes, se interpreta como la edad de cristalización de la roca.

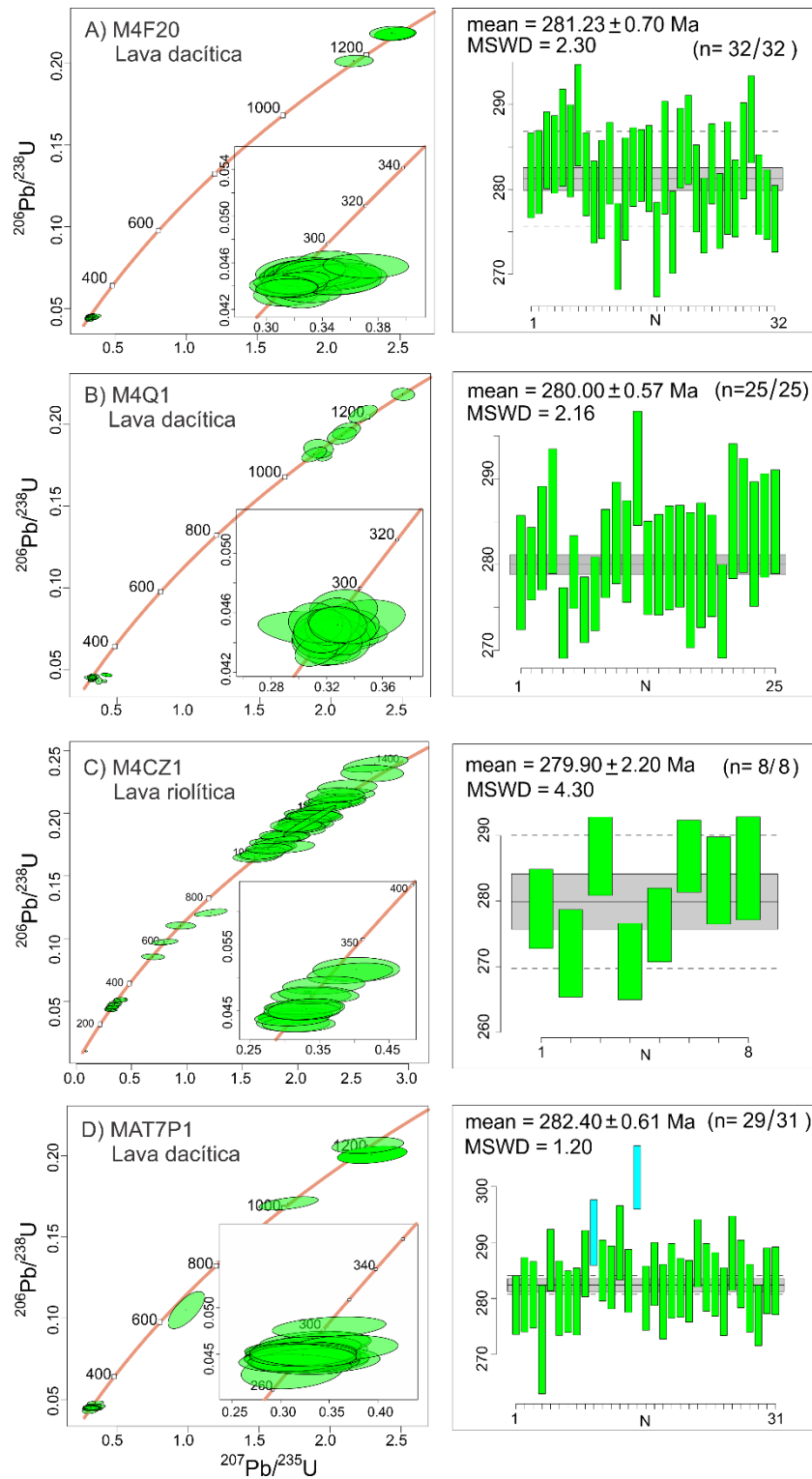


Figura 15. Resultados de los análisis en circón mediante LA-ICP-MS de los clastos volcánicos de composición riolítica-dacítica de los conglomerados de la Fm. Matzitz. Se muestran los diagramas de concordia y promedio ponderado para cada clasto. Las elipses y barras de error están reportadas a 2-sigma.

5.2.2 Clastos sub-volcánicos

M2V9. Los circones de esta muestra son incoloros y rosados a rojizos, con tamaño entre 100 y 300 μm . Las morfologías son prismas euhédricos a subhédricos con terminaciones bipiramidales bien desarrolladas y una relación largo/ancho de 2:1 y 3:1. La mayoría de los prismas tienen sus bordes bien definidos y sólo algunos granos tienen bordes redondeados. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran que la mayoría de los cristales se caracterizan por ser muy luminiscentes y tener zonación oscilatoria y sólo algunos son poco luminiscentes; además, se reconocen núcleos de xenocristales, aunque son poco comunes. Se realizaron un total de 38 análisis de los cuales uno fue omitido por tener un error muy grande (Tabla 2). El resto de los análisis muestran edades pérmicas concordantes o muy cerca de la concordia (Fig. 16 A), de donde se obtuvo un promedio ponderado de 284.86 ± 0.85 Ma (MSWD=2.50, n=37, Fig. 16 A) que se interpreta como la edad de cristalización de la roca.

MAT3P4. Los circones de esta muestra son incoloros y rosados, de tamaño entre 100 y 500 μm . Las morfologías son prismas euhédricos con relación de elongación de 3:1, y granos multifacéticos con bordes ligeramente redondeados que se ven achatados. Las imágenes de CL muestran que los circones son muy luminiscentes y que gran parte de ellos están zonificados, tienen núcleos heredados o son muy uniformes composicionalmente. En total se realizaron 36 análisis en los bordes, de los cuales se obtuvieron dos edades concordantes neoproterozoicas, medidas en granos heredados donde no hay sobrecrecimientos magmáticos (ver CL Apéndice 1). Del resto de análisis se pueden observar dos poblaciones en la curva de concordia, la más antigua con un promedio ponderado de 284.42 ± 0.79 Ma (MSWD=1.13, n=19, Fig. 16 B) y la más joven con un promedio de 269.57 ± 1.04 Ma (MSWD=0.70, n=14, Fig. 16 B). La media ponderada más joven se atribuye al evento de cristalización más reciente. Hay un circón que tiene una edad discordante triásica (230 Ma) por pérdida de Pb.

MAT5P1. Los circones de esta muestra son incoloros a rosados, con tamaños entre 150 y 300 μm . Tienen formas de prismas euhédricos donde predominan los cristales con elongación de 3:1 y 4:1. Algunos tienen los bordes ligeramente redondeados, pero en general dominan los cristales con bordes bien definidos. Bajo catodoluminiscencia se observa que los cristales son muy luminiscentes, con pocas excepciones, y que están zonificados, algunos tienen inclusiones o núcleos heredados. Se realizaron en total 35 análisis que grafican sobre la curva de concordia o son ligeramente discordantes (menor al 10%) (Fig. 16 C). Se obtuvo una edad discordante neoproterozoica que corresponde a un dominio heredado (ver CL Apéndice 1) y una edad triásica (239.7 Ma) por pérdida de plomo en el cristal. El resto de las edades, muestreadas en bordes magmáticos, pertenecen a una población pérmica cuyo promedio ponderado es 282.95 ± 0.81 Ma (MSWD=1.90, n=33, Fig. 16 C) que se interpreta como la edad de cristalización.

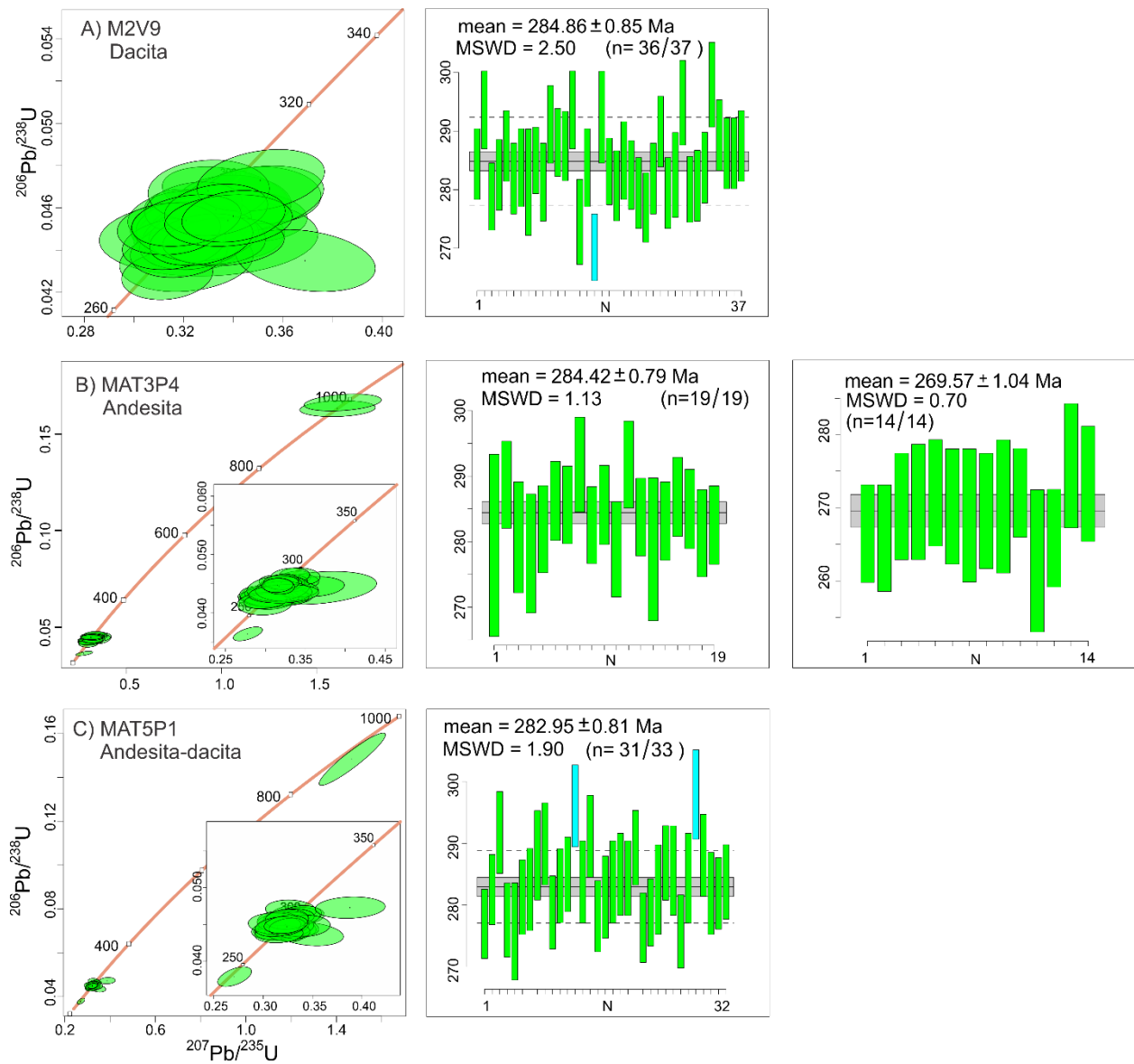


Figura 16. Resultados de los análisis en circón mediante LA-ICP-MS de los clastos sub-volcánicos de composición dacítica-andesítica de los conglomerados de la Fm. Matzitzí. Se muestran los diagramas de concordia y promedio ponderado para cada clasto. Las elipses y barras de error están reportadas a 2-sigma.

5.2.3 Clastos de arenisca

M4F16. Los circones de esta muestra son anédricos equidimensionales (esferoidales), prismáticos subédricos con bordes y puntas redondeados y escasos prismáticos euhédricos bipiramidales. El tamaño de los prismas varía entre ~120 y 600 μm y se ven achatados o alargados con elongación de hasta 4:1. Son incoloros, rosados y rojizos. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran circones moderadamente luminiscentes, que tienen núcleos con sobrecrecimientos o son uniformes internamente. Se analizaron cien bordes de granos y las edades resultantes, en su mayoría concordantes, grafican sobre la curva de concordia entre ~290 y 3200 Ma con una mayor concentración entre ~290 y 1300 Ma (Fig. 17 A). El diagrama de densidad muestra dos picos de edad panafricana y grenvilliana (Fig. 18 A), que indica un aporte mayor de fuentes con dichas edades. Con base en el grupo de circones más jóvenes ($n=3$, Tabla 3-Apéndice 2), la edad máxima de depósito para esta arenisca es del límite Carbonífero-Pérmico.

Tabla 4. Resultados sintetizados del fechamiento en circones de clastos de arenisca de los conglomerados de la Fm. Matzitzi. El número de localidad corresponde con las coordenadas de la Tabla 1.

Localidad	Clave	Edad mínima (Ma)	Edad máxima (Ma)	# de granos
4	M4F16	293.2	3199	100
4	M4V11	290	3404	99

M4V11. Los cristales seleccionados son en su mayoría incoloros, rosados y algunos amarillentos. La forma de los granos es redondeada en general y sólo algunos son prismas cortos euhédricos con terminación bipiramidal y subédricos con la punta redondeada. El tamaño de los granos varía entre 100 y 500 μm y la elongación máxima es de 3:1. Bajo catodoluminiscencia se distinguen dos grupos de circones, uno de granos muy luminiscentes y otro poco luminiscentes, en ambos grupos los cristales tienen una estructura interna uniforme o con zonación oscilatoria, algunos con inclusiones y/o núcleos de xenocristales. En total se analizaron cien cristales en sus bordes. Las edades concordantes o casi concordantes tienen un rango de edad entre 290 y ~3400 Ma (Fig. 17 B), con dos picos máximos de edad grenvilliana y panafricana (Fig. 18 B), indicando un aporte mayor de dos fuentes con dichas edades, tal como en la muestra anterior. La edad máxima de depósito obtenida con la subpoblación de circones más jóvenes (al menos tres granos) es del Devónico Inferior-Medio, aunque hay un circón de 290 Ma que puede indicar una edad de depósito más reciente del Pérmico (Tabla 3-Apéndice 2).

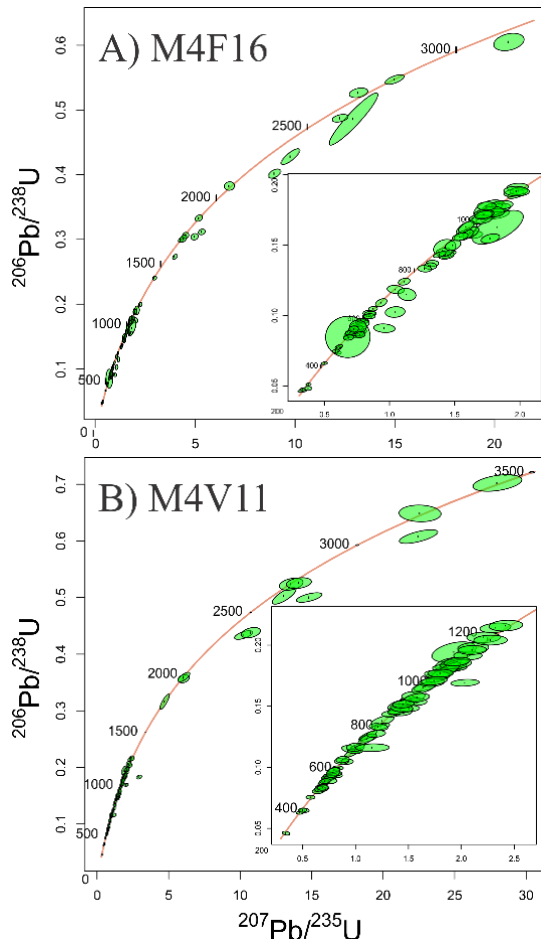


Figura 17. Resultados de los análisis en circón mediante LA-ICP-MS de los clastos de arenisca cuarzosa de los conglomerados de la Fm. Matzitzi. Se muestran los diagramas de concordia para cada clasto. Los recuadros internos presentan un acercamiento a la concordia entre 0 y 1300 Ma. Las elipses de error están reportadas a 2-sigma.

5.2.4 Clastos de granitoides

M4F6. Los cristales de esta muestra son muy particulares porque tienen su estructura muy dañada y sus colores son diferentes a las muestras anteriores, pues van de muy claros como blanquecinos y rosados a parduzcos muy oscuros. Las morfologías son prismas subédricos a anédricos de tamaño entre 150 y 650 μm . Los prismas tienen puntas redondeadas y una elongación promedio de 3:1 y en menor medida 2:1. Los cristales anédricos tienen formas achatadas redondeadas. Con las imágenes de catodoluminiscencia se observa que todos los cristales son poco luminiscentes, tienen inclusiones de apatito algunos de ellos y difícilmente se reconoce la estructura interna de los cristales. En total se analizaron 35 cristales en sus bordes, sin que pudiera determinarse que se trataran de dominios ígneos correspondientes con las últimas

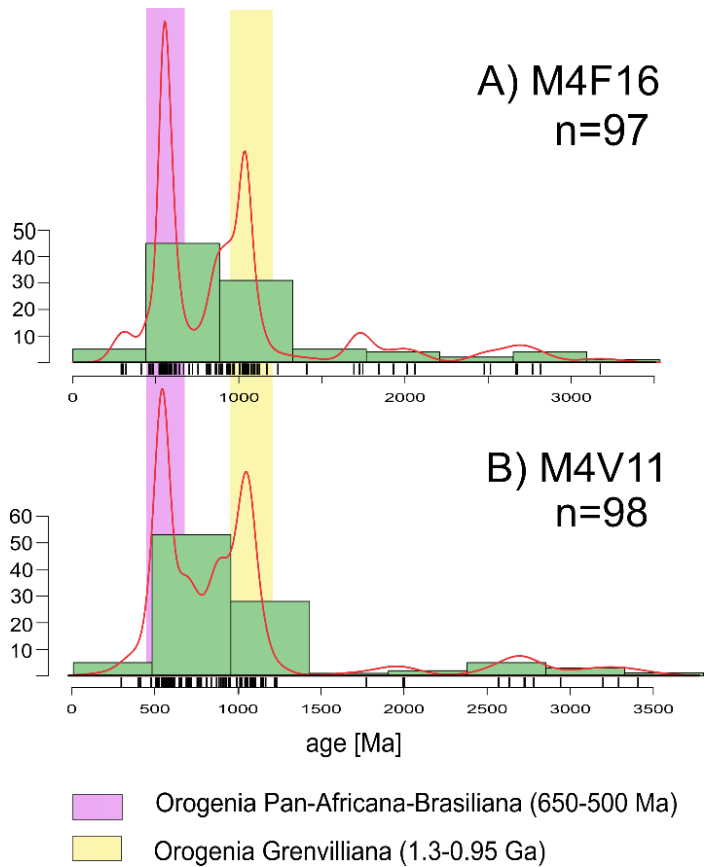


Figura 18. Curvas de estimación de densidad de kernel de los circones detríticos de los clastos de arenisca cuarzosa de la Fm. Matzitzi. Las líneas negras debajo de cada curva representan un circón individual.

etapas de cristalización (ver CL Apéndice 1). Los resultados son edades, discordantes la mayoría, entre 1300 y 300 Ma (Fig. 19 A), por lo que no es posible determinar una edad de cristalización promedio, aunque posiblemente las edades concordantes cercanas a 1.25 Ga representarían la mejor aproximación a la edad de cristalización. Las edades discordantes más jóvenes evolucionan sobre la discordia por pérdida de Pb asociada a recristalización y/o alteración posterior de los cristales.

MTZ-02-GR. Los cristales son prismas elongados y achatados subédricos, pocos euhédricos y algunos anédricos bien redondeados, que tienen una relación largo/ancho de 3:1, 2:1 y 1:1 y tamaño entre 200 y 700 μm . Los cristales son de colores rosa pálido, rojizos, amarillentos e incoloros; en general se encuentran sanos y algunos tienen inclusiones. Bajo catodoluminiscencia se muestran moderadamente luminiscentes, comúnmente con una estructura interna homogénea o con núcleos que tienen sobrecrecimientos concéntricos (Apéndice 1). Se analizaron 35 bordes de cristales de donde se obtuvieron edades del Mesoproterozoico que tienen una distribución bimodal en la concordia (Fig. 19 B). Del grupo de circones con edades concordantes más antiguas, se obtuvo un promedio ponderado de 1241.70 ± 7.00 Ma (MSWD=0.32, n=21, Fig. 19 B) que se interpreta como la edad de cristalización; mientras que el grupo de edades más jóvenes representan un evento posterior que ocasionó pérdida de Pb en algunos cristales. Ambas edades están relacionadas con los eventos tectonotérmicos del Complejo Oaxaqueño (Solari et al., 2003).

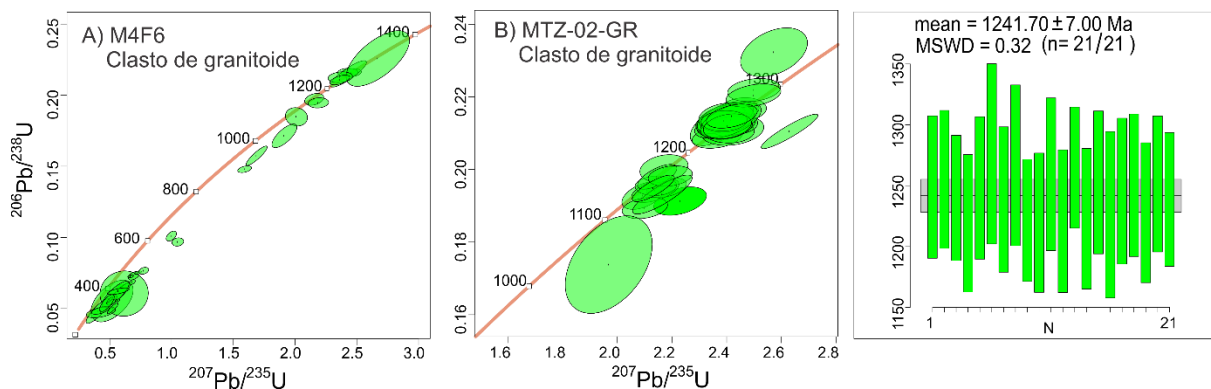


Figura 19. Resultados de los análisis en zircon mediante LA-ICP-MS de clastos de granitoide de los conglomerados de la Fm. Matzitzi. Se muestran los diagramas de concordia y promedio ponderado para cada clasto. Las elipses y barras de error están reportadas a 2-sigma.

5.2.5 Granitoides

Granitoide Los Reyes (COZA-02). Con el fin de comparar las edades U-Pb y elementos tierras raras del granito que aflora en los Reyes Metzontla con los clastos de granitoides en la Fm. Matzitzi, se fechó uno de los cuerpos graníticos que están en contacto por falla con la Fm. Matzitzi en la localidad de Los Reyes Metzontla (Fig. 2), que además se han interpretado previamente como el Granito Cozahuico (Centeno-García et al., 2009) o como un gneiss granítico del Complejo Oaxaqueño en su sector más septentrional (Elías-Herrera et al., 2011).

Los circones de este granito son rosados e incoloros, con formas prismáticas euhédricas a subédricas y escasos anédricos redondeados. Los cristales prismáticos euhédricos tienen terminaciones bipiramidales bien desarrolladas y los subédricos tienen los bordes ligeramente redondeados. Su tamaño varía entre ~250 y 900 μm y relación largo/ancho de 2:1 hasta 6:1, siendo más comunes los prismas alargados respecto a los cortos. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran que todos los circones son moderadamente luminiscentes. La estructura interna de los cristales es heterogénea y son pocos los cristales que parecen tener un borde de sobrecrecimiento. Para el análisis se seleccionaron 55 cristales y se fecharon en sus bordes para obtener la edad del último evento de cristalización. Las edades obtenidas grafican sobre la concordia entre ~1.1 y 1.3 Ga (Fig. 20 A). El promedio ponderado de 1203.00 ± 5.50 Ma (MSWD=1.40, n=32, Fig. 20 A) representa la mejor aproximación a la edad de cristalización del granito.

Granito Cozahuico. Para comparar la edad y patrones de elementos tierras raras del granito Cozahuico con el granito de Los Reyes y con los clastos graníticos de la Fm. Matzitzi, se analizó un fragmento del granito Cozahuico, cuya edad es del Pérmico inferior (270.4 ± 2.6 Ma; Elías-Herrera et al., 2005).

Los circones separados son en su mayoría rosados y escasos incoloros, se caracterizan por estar muy fracturados y con su estructura muy dañada. Su tamaño varía entre ~200 y 900 μm . La mayoría son cristales subédricos prismáticos, en casos únicamente fragmentos, que tienen los bordes redondeados y son anédricos. Raramente se encuentran cristales euhédricos con bordes bien desarrollados y las terminaciones piramidales conservadas. Las imágenes de catodoluminiscencia muestran cristales muy luminiscentes que son homogéneos composicionalmente y raramente hay granos que tienen núcleos con sobrecrecimientos concéntricos. Los circones que carecen de zonación tienen abundantes fracturas rellenas, además de inclusiones, y se encuentran dañados (CL Apéndice 1). En total hicieron 44 análisis en los bordes de los cristales, a pesar de no reconocer bordes magmáticos dada su estructura interna (ver CL Apéndice 1). De los 44 análisis realizados, 42 dieron edades proterozoicas concordantes o cerca de la concordia, asumidos como circones heredados (Fig. 20 B). Únicamente dos de las edades son pérmicas por lo que no se calculó un promedio.

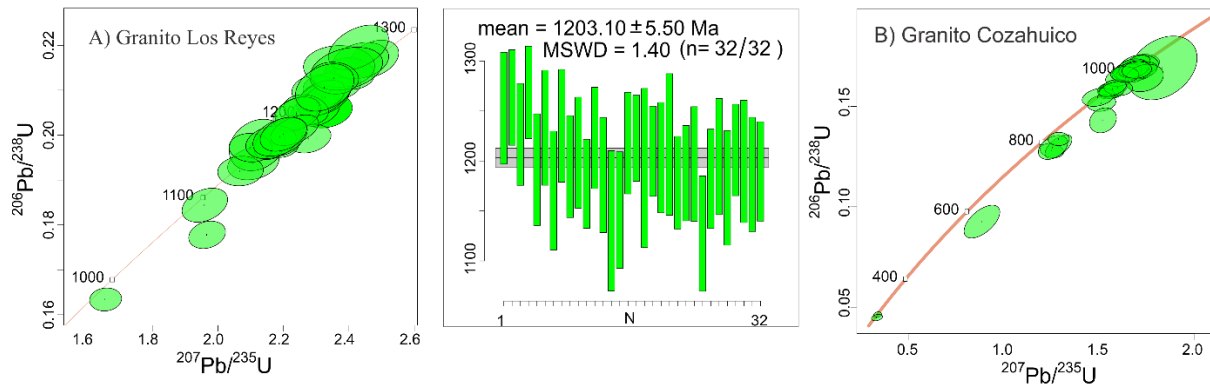


Figura 20. Resultados de los análisis en circón mediante LA-ICP-MS del granito Los Reyes que está en contacto tectónico con la Fm. Matzitzi y del Granito Cozahuico. Se muestran los diagramas de concordia para ambos granitos y el promedio ponderado para el granito Los Reyes. Las elipses y barras de error están reportadas a 2-sigma.

5.3 Escalamiento multidimensional MDS

En el diagrama de escalamiento multidimensional no métrico (MDS, Fig. 21) se muestra la relación entre los clastos de arenisca y las unidades que representan las fuentes potenciales. En el modelo se comparan las edades detríticas de los dos fragmentos de arenisca (claves M4F16 y M4V11) con edades detríticas de 58 muestras sedimentarias y metasedimentarias de los terrenos Oaxaquia, Mixteco, Maya y Chortís; así como con unidades siliciclásticas del norte, centro y sur de México (Figura 22; Apéndice 4). La comparación de los clastos de arenisca de la Fm. Matzitzi con estas unidades considera que la firma detrítica de los clastos coincide con la de estas unidades. El gráfico Shepard correspondiente se muestra en la Figura 23.

El mapa se caracteriza por un comportamiento disperso de las muestras que indica que la proveniencia es muy variable para la mayoría de ellas, aunque es notable una concentración mayor de algunas de las unidades, incluyendo los clastos de arenisca, próxima a las muestras sintéticas de 1000 ± 50 y de 600 ± 100 Ma, las cuales representan al Complejo Oaxaqueño (Solari et al., 2003) y al Orógeno Pan-Africano-Brasiliano (Cordani y Teixeira, 2007), respectivamente (Fig. 21). La aproximación de los clastos de arenisca hacia estas dos muestras sintéticas refleja la contribución mayor de estos dos componentes y coincide con los picos de la misma edad en los diagramas de densidad (Fig. 18), confirmando que éstas fueron las dos fuentes principales de sedimento.

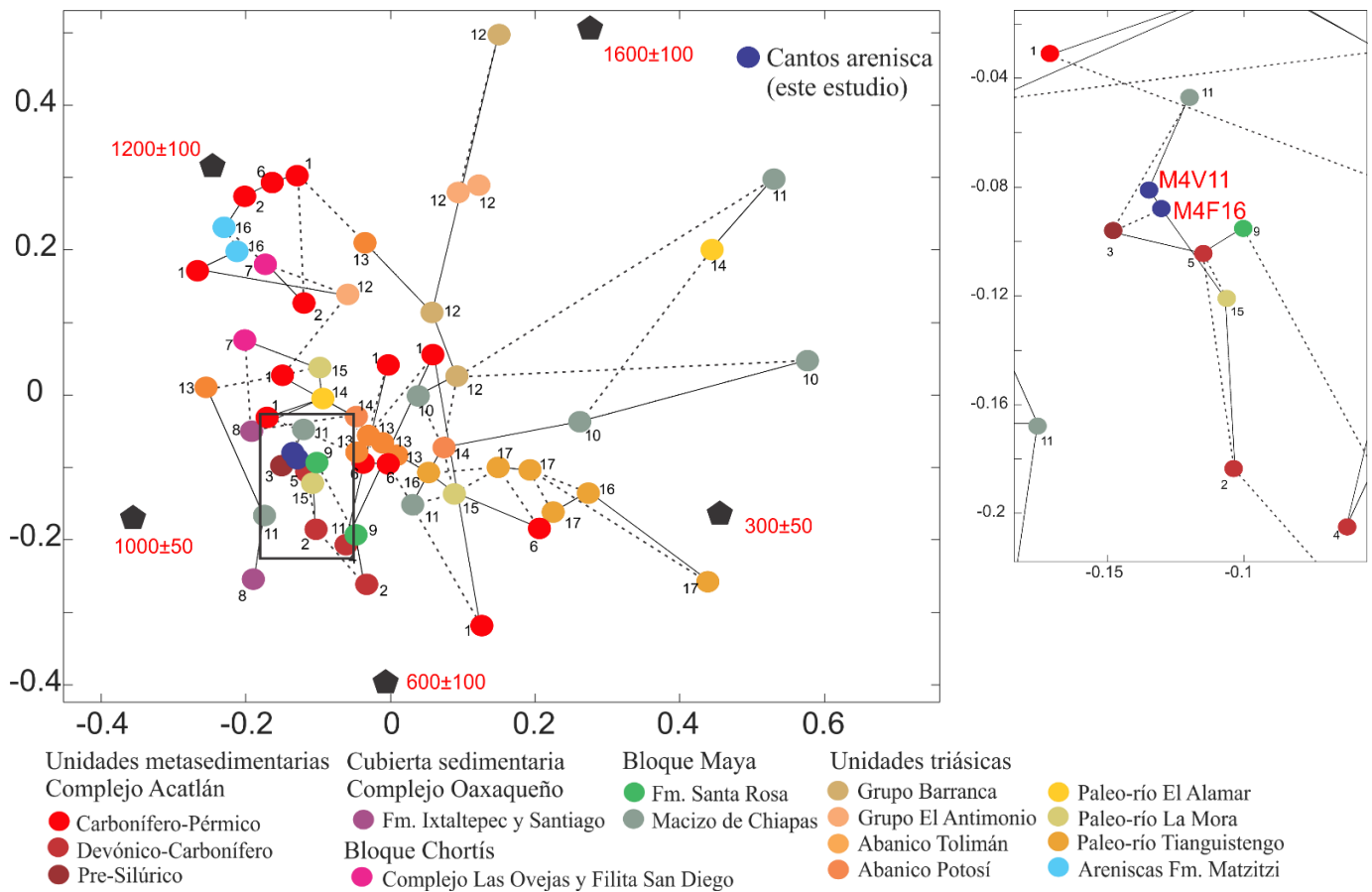


Figura 21. Diagrama de escalamiento multidimensional (MDS) no métrico de los dos fragmentos de arenisca cuarzosa de la Fm. Matzitz (M4F16 y M4V11) y 50 muestras sedimentarias y metasedimentarias de los terrenos Oaxaquia y Mixteco; Bloques Maya y Chortís y unidades siliciclásticas del Triásico en el Norte, Centro y Sur de México. Referencias de edades U-Pb son de: 1. Sánchez-Zavala et al. (2004), 2. Talavera-Mendoza et al. (2005), 3. Keppie et al. (2006), 4. Morales-Gómez et al. (2008), 5. Grodzicki et al. (2008), 6. Kirsch et al. (2012), 7. Torres-De León et al. (2012), 8. Gillis et al. (2005), 9. Weber et al. (2006), 10. Weber et al. (2007), 11. Weber et al. (2008), 12. González-León et al. (2009), 13. Ortega-Flores et al. (2014), 14. Barboza et al. (2010), 15. Silva-Romo et al. (2015), 16. Bedoya-Mejía (2018), 17. Ramírez-Calderón (2018). Las muestras sintéticas representan las fuentes potenciales de sedimento: arco permo-carbonífero (300 ± 50), Orógeno Pan-Africano-Brasiliano (600 ± 100), Complejo Oaxaqueño (1000 ± 50), Orógeno Grenvilliano/Sunsas (1200 ± 100), cinturones orogénicos de margen cratónica (1600 ± 100).

Por otro lado, los vecinos más cercanos de los clastos de arenisca son unidades del Complejo Acatlán, Bloque Maya y la unidad triásica paleo-río La Mora (Figura 21; Talavera-Mendoza et al., 2005, Keppie et al., 2006, Grodzicki et al., 2008, Weber et al., 2006, 2008, Silva-Romo et al., 2015). La cercanía de los clastos con estas unidades indica que sus firmas detríticas son similares, tal como puede observarse en la figura complementaria 24, donde se comparan las curvas de densidad de los clastos de arenisca con las muestras más cercanas. Las firmas detríticas de estas muestras son similares en el pico de edad panafricana y, un poco menos marcado, el pico de edad grenvilliana; además picos menores de edad paleoproterozoica y arqueana también son similares en algunas de las muestras. Estas características sugieren que los clastos

de arenisca y las unidades representadas tienen una proveniencia común, o bien, las unidades más jóvenes son producto del reciclaje de las unidades más antiguas.

Aunque un fragmento de arenisca (clave M4F16) está unido con línea sólida con una sola muestra triásica, del paleo-río La Mora, otras unidades triásicas también se encuentran relativamente cercanas a estos clastos, específicamente del Abanico Tolimán (Fig. 21; Ortega-Flores et al., 2014), lo cual soporta la idea de que comparten características genéticas. Otras unidades relativamente cercanas son las formaciones Santiago e Ixtaltepec (Gillis et al., 2005), tal como es de esperarse ya que su espectro detrítico también muestra un mayor número de edades grevillianas, que supone la aportación directa del Complejo Oaxaqueño.



Figura 22. Localización aproximada de las unidades utilizadas para el análisis de escalamiento multidimensional. Las muestras utilizadas son de unidades clásticas triásicas que podrían compartir características genéticas con la Fm. Matzitzi. También se añaden unidades de los bloques adyacentes Oaxaquia, Mixteco, Maya y Chortís. Más información de las muestras en el Apéndice 4.

Por otro lado, las muestras más lejanas que reflejan mayor disimilitud con los clastos de arenisca son la mayoría de las unidades permo-carboníferas del Complejo Acatlán (Sánchez-Zavala et al., 2004; Talavera-Mendoza et al., 2005; Keppie et al., 2006; Morales-Gámez et al., 2008; Grodzicki et al., 2008; Kirsch et al., 2012); las areniscas de la Fm. Matzitzi (Bedoya-Mejía, 2018) y las dos muestras del Bloque Chortís (Torres-De León et al., 2012), sesgadas a la muestra sintética de 1200 ± 100 Ma; así como las unidades triásicas del Macizo de Chiapas (Weber et al., 2007, 2008) y la Fm. Tianguistengo (Ramírez-Calderón, 2018), donde la

firma de arco predomina. Asimismo, las muestras del norte de Sonora, representadas por los grupos Antimonio y Barranca (González-León et al., 2009), se encuentran separadas de los clastos y se aproximan más a la muestra sintética 1600 ± 100 , indicando una proveniencia muy distinta. La disimilitud entre los clastos de arenisca con las unidades del Complejo Acatlán y Macizo de Chiapas se debe a que posiblemente dichas unidades no estaban expuestas en el tiempo de sedimentación de los clastos por lo que no podrían representar una fuente. La disimilitud con las muestras triásicas del norte de México, de Sonora, se explica posiblemente por una dirección de drenaje distinto.

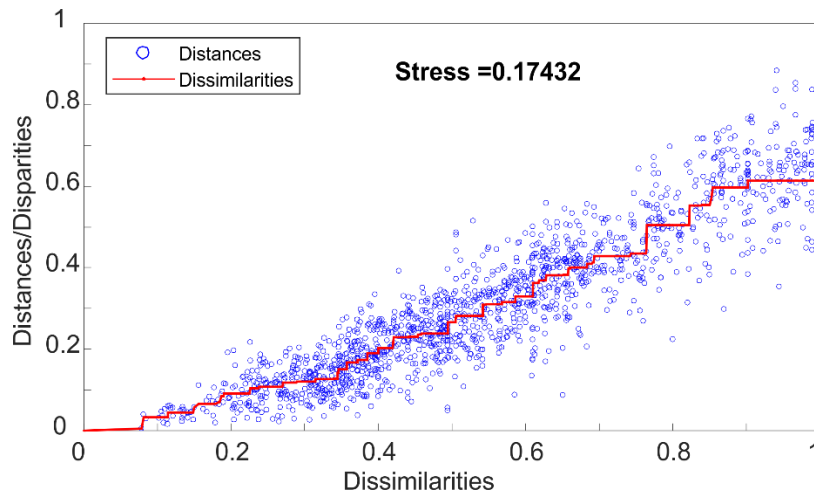


Figura 23. Gráfico de Shepard del modelo MDS presentado anteriormente.

A pesar de no distinguir claramente una dirección de evolución de las unidades más viejas a las más jóvenes en el mapa que pueda reflejar la variación de las sucesiones dentro de un contexto geodinámico, hay una transición desde las muestras influenciadas por las fuentes grenvillianas, que son las unidades paleozoicas del Complejo Acatlán, Bloque Chortís, cubierta sedimentaria del Complejo Oaxaqueño y las areniscas de la Fm. Matzitz, hacia las rocas metamórficas del Bloque Maya y la Fm. Tianguistengo, reflejando la incorporación mayor de material derivado de fuentes panafricanas y del arco carbonífero-pérmico. No obstante, las demás muestras siliciclásticas triásicas no se adaptan a este comportamiento general.

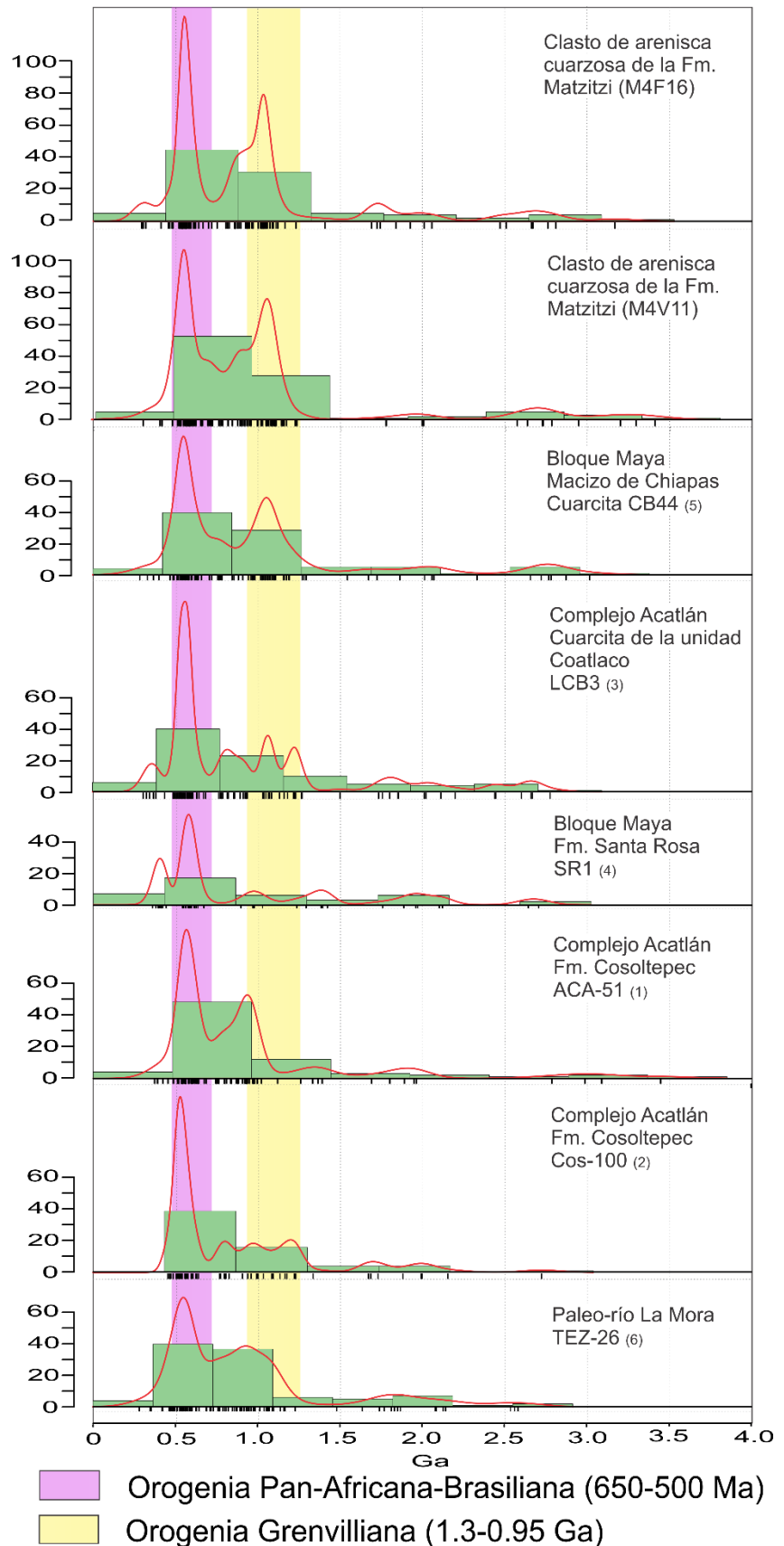


Figura 24. Curvas de estimación de densidad de kernel de circones detríticos de los clastos de arenisca cuarzosa de la Fm. Matzitzi (claves M4F16 y M4V11) y de los vecinos más próximos a estos clastos en el mapa de escalamiento multidimensional de la Figura 21. Nótese la similitud principalmente en la población de circones panafricanos. Referencias: 1. Talavera-Mendoza et al. (2005), 2. Keppie et al. (2006), 3. Grodzicki et al. (2008), 4. Weber et al. (2006), 5. Weber et al. (2008), 6. Silva-Romo et al. (2015).

5.4 Geoquímica de elementos traza

Las concentraciones elementales de tierras raras de los circones fueron normalizadas respecto a los valores de condrita (Sun y McDonough, 1989) y graficadas en un diagrama multielementos (figuras 25, 27, 29 y 31: Apéndice 3). Los fragmentos volcánicos muestran una tendencia general típica de los circones ígneos de enriquecimiento de Tierras Raras pesadas (HREE) respecto a las Tierras Raras ligeras (LREE) (Fig. 25), con una anomalía positiva de Ce y negativa de Eu. Algunos cristales tienen un patrón semiplano de Tierras Raras ligeras donde no hay anomalía positiva de Ce y la de Eu es pequeña. La anomalía de Eu difiere entre circones de las mismas muestras, pues tienen picos más o menos pronunciados. En general la anomalía de Eu es más acentuada para circones mesoproterozoicos respecto a los circones pérmicos. El caso más claro es la muestra MAT1P1 que tiene claramente dos grupos de circones con distinta anomalía Eu, en el caso de circones mesoproterozoicos el pico es muy acentuado y en los circones pérmicos la anomalía es muy tenue (Fig. 25 A). Las diferencias entre las muestras se pueden apreciar mejor en el diagrama de Eu^* vs Dy/Yb (Fig. 26), donde Eu^* es una medida del empobrecimiento de Eu respecto a los elementos vecinos y se calcula como: $Eu^* = (Eu/0.0563) / [(Sm/0.148) * (Gd/0.199)]^{1/2}$. En este caso las variaciones en Eu^* reflejan los diferentes grados de fraccionamiento de la plagioclasa en los magmas generadores. Las relaciones de Dy/Yb se muestran dispersas también, aunque la mayoría de los valores se encuentran entre 0.1 y 0.5. Esta dispersión de datos muestra que diferentes suites magmáticas estuvieron involucradas en la generación de los magmas parentales.

Las rocas subvolcánicas tienen también una pendiente positiva de tierras raras ligeras a pesadas (Fig. 27), con anomalía positiva de Ce y algunos cristales con un comportamiento plano de tierras raras ligeras.

Estos fragmentos se caracterizan por tener un patrón muy parecido entre sí con una anomalía de Eu poco marcada, lo que refleja poco fraccionamiento de la plagioclasa asociado a la composición intermedia de las muestras. En la Figura 28 las similitudes entre las tres muestras son más claras ya que la mayoría de los datos están concentrados en rangos cortos de Eu^* y Dy/Yb , debido a que el rango de composición de los fragmentos sub-volcánicos es más limitado. La concentración de valores indica que estas muestras de composición intermedia están asociadas a la misma fuente de magma poco evolucionado.

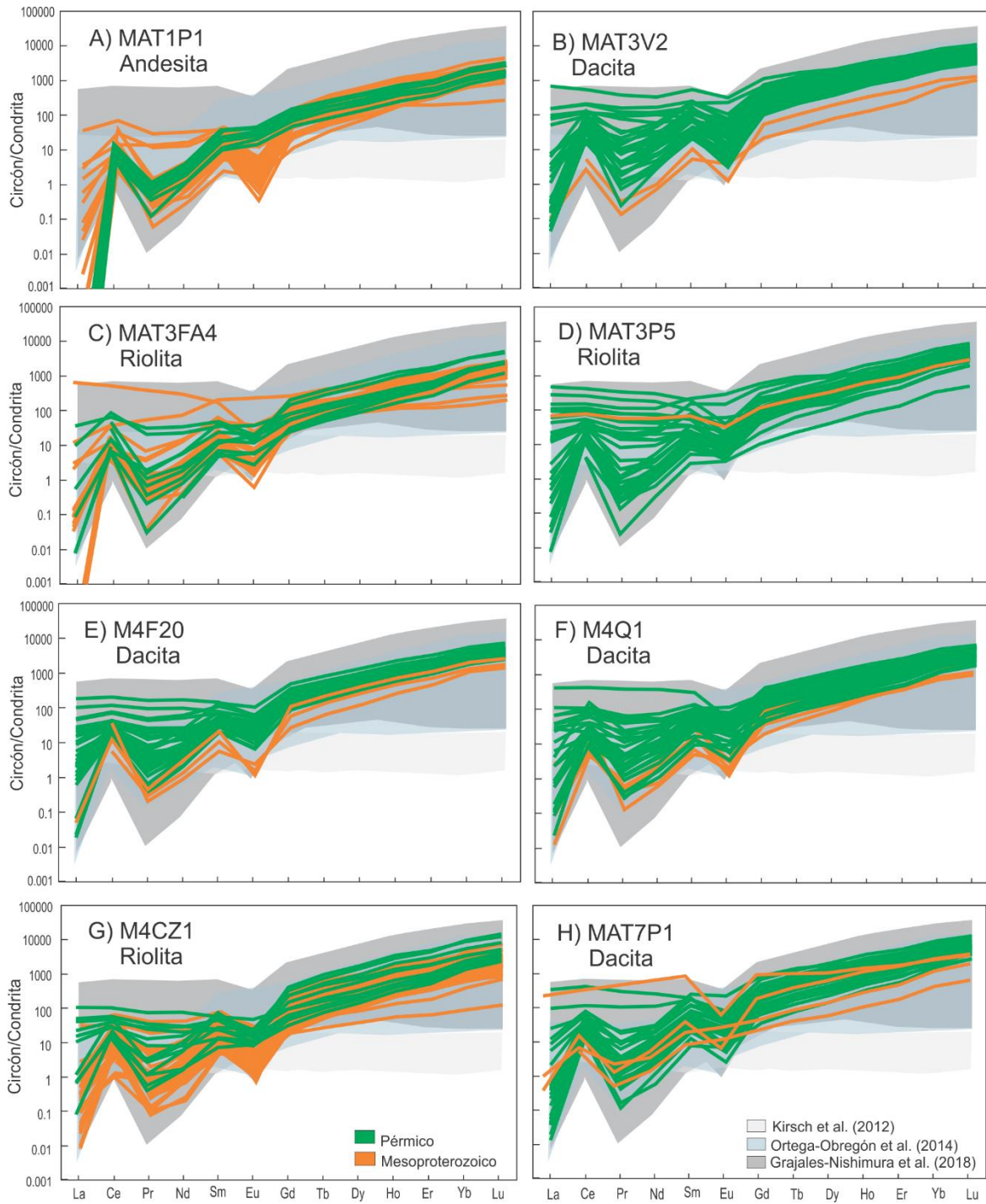


Figura 25. Patrones de tierras raras normalizados a condrita (Sun y McDonough, 1989) de circones de clastos de lava riolítica a andesítica de la Fm. Matizti. Las áreas sombreadas representan las concentraciones en rocas ígneas permocarboníferas en el sur de México.

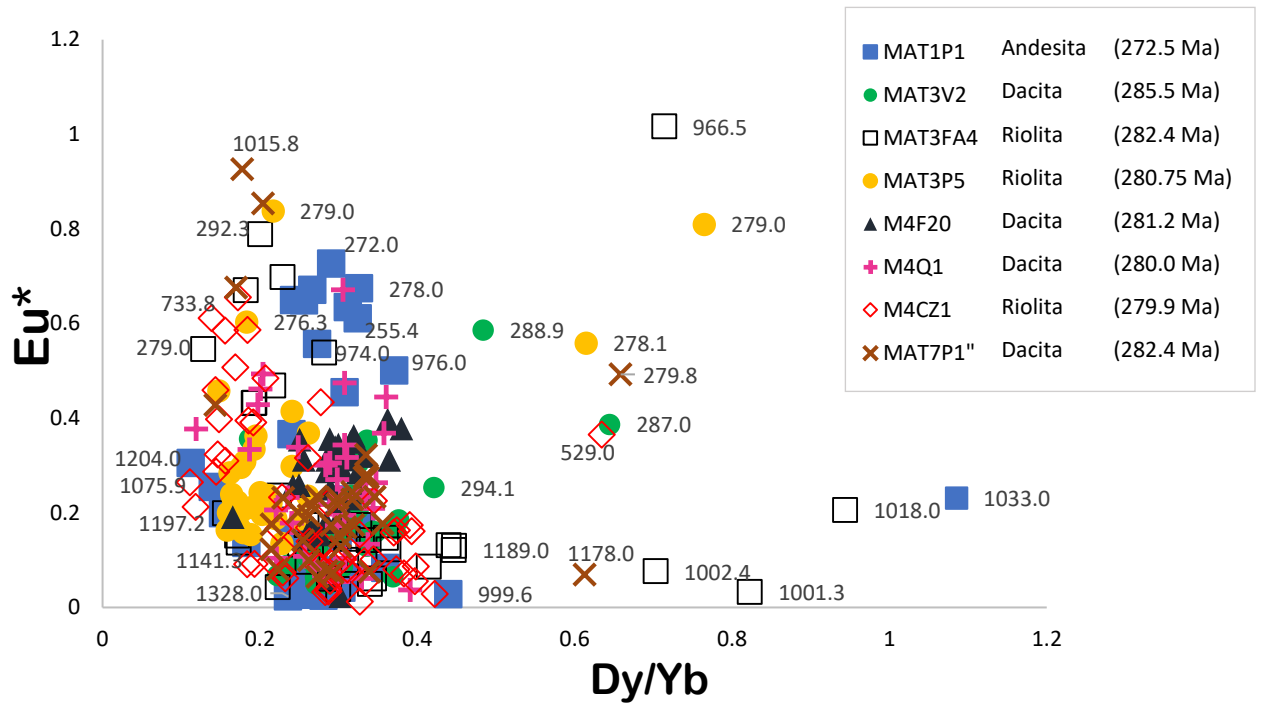


Figura 26. Diagrama Dy/Yb vs Eu* de circones de clastos de lava riolítica a andesítica de la Fm. Matzitzí. Los datos son de circones pérmicos (que definen la edad de cristalización) y más antiguos (heredados). La edad en paréntesis es la media ponderada obtenida en la sección 5.2. Se etiquetan algunos de los valores con la edad del circón (en Ma) para visualización. $Eu^* = (Eu/0.0563) / [(Sm/0.148) * (Gd/0.199)]^{1/2}$.

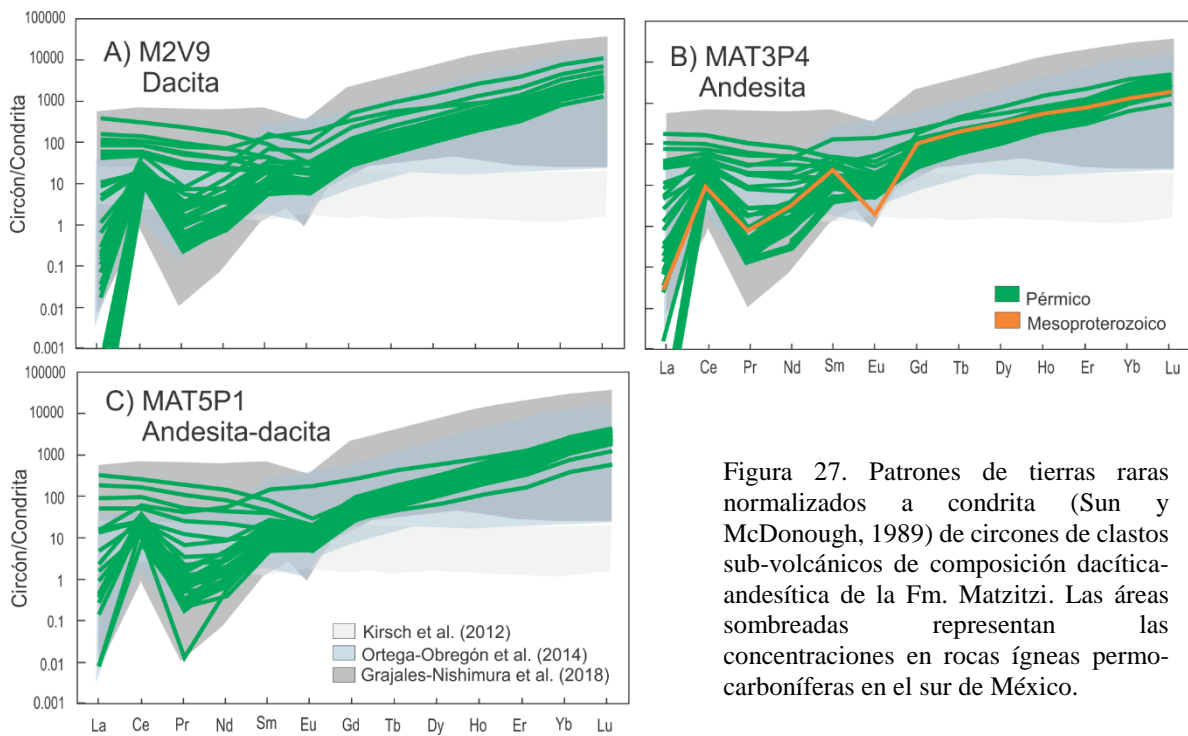


Figura 27. Patrones de tierras raras normalizados a condrita (Sun y McDonough, 1989) de circones de clastos sub-volcánicos de composición dacítica-andesítica de la Fm. Matzitzí. Las áreas sombreadas representan las concentraciones en rocas ígneas permo-carboníferas en el sur de México.

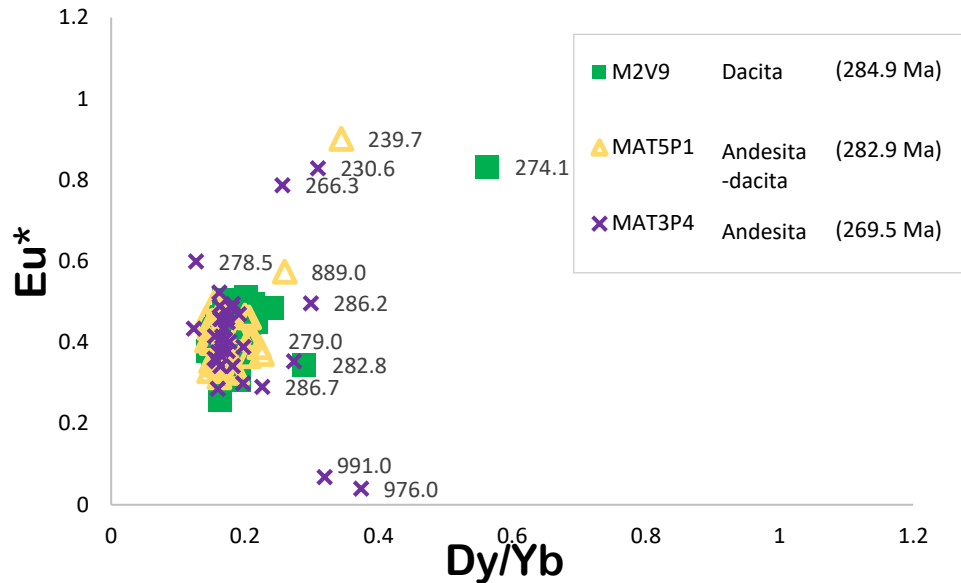


Figura 28. Diagrama Dy/Yb vs Eu* de circones de clastos sub-volcánicos dacíticos y andesíticos de la Fm. Matzitzi. Los datos son de circones pérmicos y escasos heredados. La edad en paréntesis es la media ponderada obtenida en la sección 5.2. Se etiquetan algunos de los valores con la edad del circón (en Ma) para visualización. $Eu^* = (Eu/0.0563) / [(Sm/0.148) * (Gd/0.199)]^{1/2}$.

Por otro lado, los patrones de tierras raras de las areniscas son de pendiente positiva con enriquecimiento de tierras raras pesadas respecto a las ligeras, asociados a circones de origen ígneo, y en casos con un comportamiento plano en las tierras raras pesadas, asociado a circones metamórficos correspondientes con edades neoproterozoicas-cámbricas (Fig. 29). Ambos patrones son similares y como en las muestras anteriores, se observan las típicas anomalías negativa de Eu y positiva de Ce, con algunas excepciones. Las variaciones más importantes se observan en el diagrama Dy/Yb vs Eu* (Fig. 30). Los valores de la anomalía de Eu* oscilan entre 0 y 1.2, similar a las muestras anteriores, pero con un valor de poco más de 2.8 (Fig. 30), lo que manifiesta que los circones cristalizaron a partir de magmas con diferente grado de fraccionamiento de la plagioclasa. Las variaciones más importantes están en la relación de Dy/Yb, pues los valores están entre 0 y 2.23, los cuales son superiores a las muestras anteriores. Los valores más altos de dicha relación están asociados a cristalización en equilibrio con granate (Rubatto, 2002), el cual incorpora las tierras raras pesadas y empobrece el líquido residual.

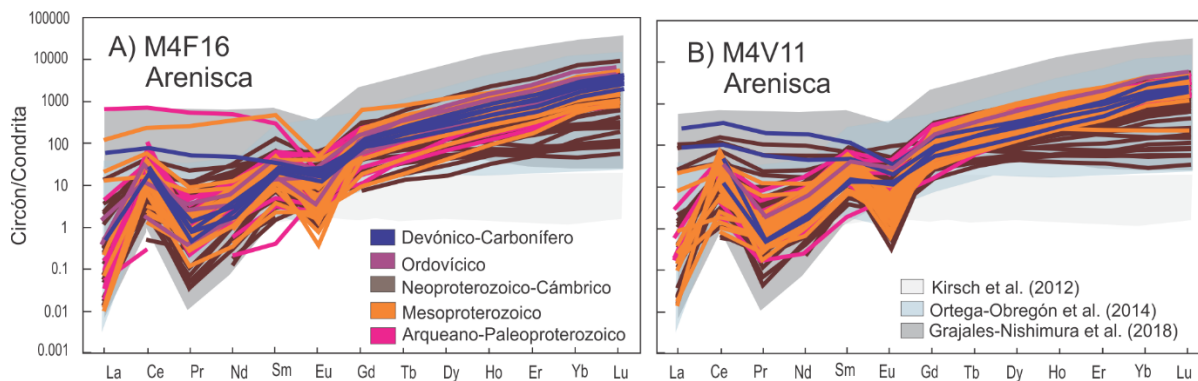


Figura 29. Patrones de tierras raras normalizados a condrita (Sun y McDonough, 1989) de circones de clastos de arenisca cuarzosa de la Fm. Matzitzi. Los circones fueron clasificados por edad para observar las diferencias entre éstos. Las áreas sombreadas representan las concentraciones en rocas ígneas permo-carboníferas en el sur de México.

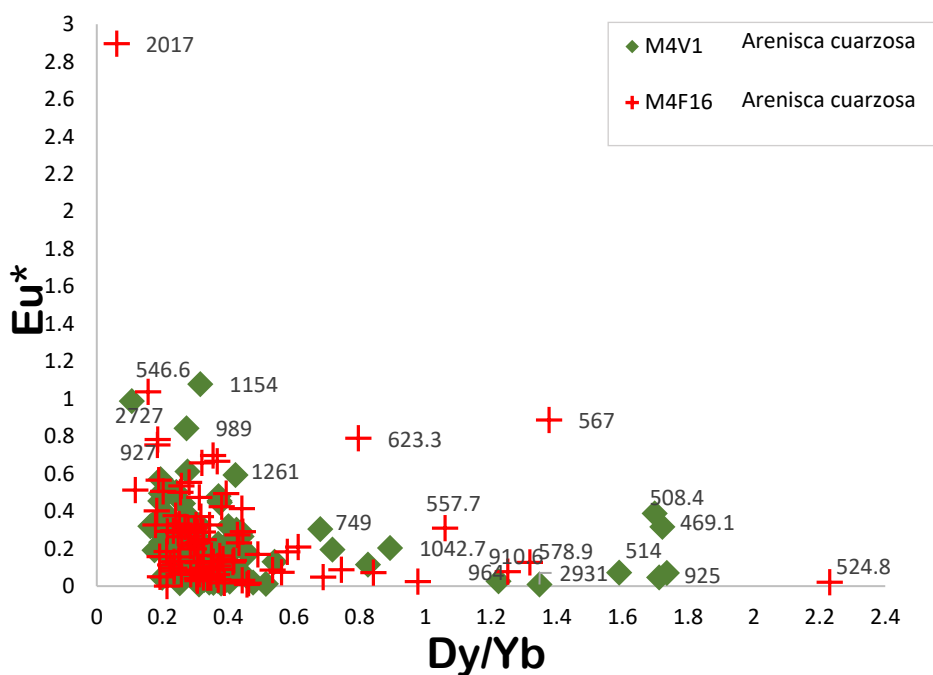


Figura 30. Diagrama Dy/Yb vs Eu^* de circones de clastos de arenisca de la Fm. Matzitzi. El rango de edad de los circones es del Pérmico al Arqueano. Se etiquetan algunos de los valores con la edad del circón (en Ma) para visualización. $Eu^* = (Eu/0.0563) / [(Sm/0.148) * (Gd/0.199)]^{1/2}$.

El clasto de granitoide Mtz-02-GR tiene un patrón característico de circones ígneos, con pendiente positiva de tierras raras ligeras a pesadas, anomalía de Ce positiva y de Eu negativa y sólo dos cristales que tienen un patrón plano de La a Lu con un pico negativo en Eu (Fig. 31). En el detalle se aprecia que el valor de Eu^* del clasto Mtz-02-GR está acotado entre cero y 0.4 (Fig. 32). En el caso del clasto de granito M4F6, el patrón de tierras raras tiene una pendiente positiva, pero difiere con todas las anteriores, pues contrario a lo que se esperarí, la anomalía de Eu es negativa, positiva o nula (Fig. 31 A); donde los enriquecimientos de Eu explican los valores tan altos de Eu^* , de hasta 7 (Fig. 32). Estos valores pueden reflejar un

enriquecimiento de plagioclasa en el magma, movilización de elementos, o bien, podría estar asociado a cambios en el estado de oxidación del magma (Hoskin y Schaltegger, 2003).

El granitoide de Los Reyes a pesar de tener edades correspondientes con el Complejo Oaxaqueño, muestra un patrón típico de circones ígneos con enriquecimiento de tierras raras pesadas respecto a ligeras (Fig. 31 C) y no tiene un patrón plano como en algunas muestras con circones de origen metamórfico.

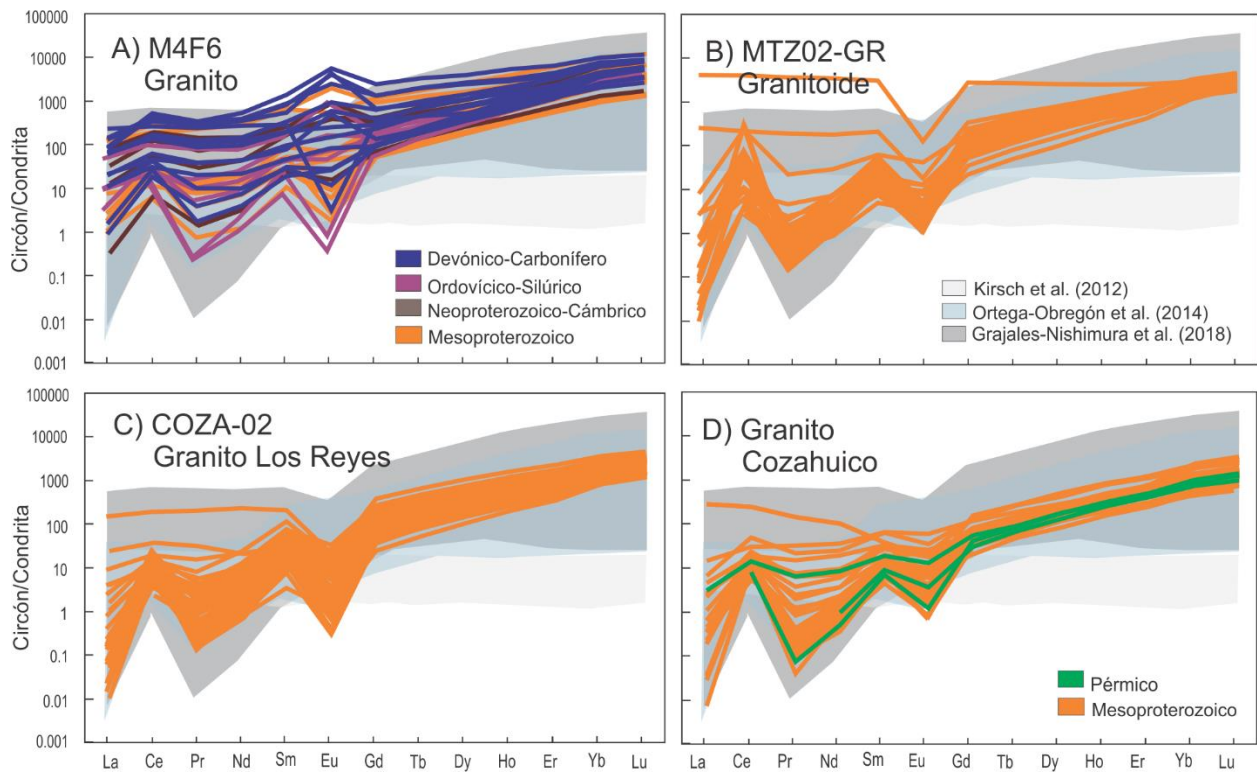


Figura 31. Patrones de tierras raras normalizados a condrita (Sun y McDonough, 1989) de: A) y B) circones de clastos de granitoides de la Fm. Matzitzi. C) circones del granito Los Reyes que aflora en contacto tectónico con la Fm. Matzitzi. D) por comparación se anexan circones del Granito Cozahuico. Las áreas sombreadas representan las concentraciones en rocas ígneas permo-carboníferas en el sur de México.

6. DISCUSIÓN E INTERPRETACIONES

6.1 Discusión de resultados

El análisis petrográfico y fechamiento U-Pb de los fragmentos examinados en este trabajo demuestran la existencia de vulcanismo activo durante el Pérmico en el sur de México, el cual no está expuesto en el área debido a los procesos de erosión y exhumación de bloques, pero se encuentra registrado dentro de la Fm. Matzitzi.

La composición mineralógica y las características texturales de los clastos analizados confirman una fuente volcánica en las facies conglomeráticas de la Fm. Matzitzi (Centeno-García et al., 2009). Su composición varía de intermedia a félsica y a pesar de ser más comunes los clastos félsicos, éstos no habían sido reportados anteriormente. La naturaleza extrusiva de los clastos se reconoció por las texturas porfídica y de desvitrificación de la matriz, ambas muy comunes en lavas e intrusiones sin-volcánicas (McPhie et al., 1993). Además, el efecto de reabsorción de los cristales de cuarzo, observado en algunos de los clastos, también es una característica común en este tipo de rocas. Las características de los fenocristales, que en su mayoría corresponden con cristales completos, con formas euhédricas y subédricas y relativamente uniformes en cuanto a su mineralogía y tamaño, confirman el carácter efusivo de los clastos y discriminan facies piroclásticas (Allen y McPhie, 2003), de modo que se desconoce si el arco pérmico tuvo actividad explosiva. Los únicos indicios de actividad explosiva son finos horizontes intercalados en la sucesión de la Fm. Matzitzi que podrían corresponder con depósitos piroclásticos (Centeno-García et al., 2009) de edad triásica.

Los diagramas de tierras raras de los circones en los clastos volcánicos y sub-volcánicos de las mismas edades muestran el mismo comportamiento geoquímico, pero en el detalle se aprecia un comportamiento distinto en los circones de cada muestra que refleja las diferencias en sus condiciones de cristalización. La composición variable de los clastos y el comportamiento de los elementos de tierras raras indican que los procesos de diferenciación magmática, asimilación de corteza y/o mezcla de magmas fueron relevantes para la generación de los magmas. Las composiciones máficas-intermedias representan magmas menos diferenciados que tienen poco grado de contaminación, mientras que las composiciones félsicas reflejan la evolución del magma poco evolucionado hacia magmas evolucionados por diferenciación magmática, asimilación o fusión de corteza y/o mezcla de magmas en niveles corticales más someros. La generación de los magmas de composición félsica asociada a los procesos de asimilación y/o fusión de corteza es corroborada por los abundantes circones y núcleos heredados de edades proterozoicas provenientes del basamento, posiblemente el Complejo Oaxaqueño.

El grado de selección y clasificación de los conglomerados sugiere que la fuente volcánica era próxima al depósito de la Fm. Matzitzi. La coexistencia de fragmentos metamórficos de grandes dimensiones (de hasta ~2 m) con líticos volcánicos de pocos centímetros en las cercanías de donde aflora el basamento *in situ* en Santiago Coatepec, sugiere que el arco volcánico se emplazó sobre los bloques de basamento. Las edades mesoproterozoicas de núcleos y circones en los clastos volcánicos apoyan esta hipótesis. Adicionalmente, las características composicionales de las litofacies arenosas de la Fm. Matzitzi, con alto contenido de feldespato (Bedoya-Mejía, 2018), confirman el depósito del sedimento en las cercanías del basamento, con poco transporte de material por un sistema de drenaje de baja eficiencia dominado por relieves abruptos producto de las altas tasas de exhumación (Elías-Herrera et al., 2005). El alto grado de redondeamiento, que no depende de la distancia de transporte, se asocia a meteorización esferoidal; mientras que la relativa escasez de los clastos volcánicos se asocia a la baja actividad volcánica del arco.

Por lo anterior, el vulcanismo reconocido en los clastos de la Fm. Matzitzi estaría emplazado sobre los bloques del sur, y se relaciona localmente con los cuerpos plutónicos de edad permo-carbonífera expuestos actualmente en dichos bloques, los cuales se han interpretado como las raíces del arco magmático emplazado en la margen occidental de Pangea (p. ej. Kirsch et al., 2012). En este trabajo se documenta el vulcanismo del Pérmico inferior-medio (Cisuraliano-Guadalupiano) por las edades de los clastos volcánicos y sub-volcánicos entre ~285 y 269 Ma, y se desconoce su inicio desde el Carbonífero, tal como en el caso de los equivalentes intrusivos (p. ej. Kirsch et al., 2012; Ortega-Obregón et al., 2014; Grajales-Nishimura et al., 2018). Con las edades obtenidas no se puede descartar que la extensión temporal del vulcanismo sea más amplia, pues a pesar de hacer el muestreo en distintas localidades, no hay un control estratigráfico de los niveles muestreados debido al grado de deformación de la sucesión.

La relevancia de encontrar clastos volcánicos del Pérmico en una región donde no hay vulcanismo preservado de edades similares es que soporta la hipótesis del emplazamiento de un arco magmático en el Paleozoico Tardío sobre los bloques del sur por una zona de subducción con vergencia general al este. No obstante, la orientación de la subducción y la temporalidad del arco permanecen debatidas y se discutirá más adelante en el modelo tectónico.

Por otro lado, los clastos de composición granítica tienen evidencias de recristalización y edades de alrededor de 1250 Ma que indican procedencia del Complejo Oaxaqueño, el cual representaba la fuente de sedimento principal. Aunque el clasto MTZ-02-GR tiene dos poblaciones de circones mesoproterozoicas, ambas se encuentran en el intervalo de edades reportadas para el Complejo Oaxaqueño (Solari et al., 2003; Weber y Schulze, 2014). En cuanto al fragmento M4F6, las edades se encuentran en un rango muy amplio y la mayoría son discordantes, lo que refleja un evento térmico que produjo pérdida de plomo, pero por sus características petrográficas y la edad mesoproterozoica que define una población de circones concordantes,

su fuente también se interpreta como del Complejo Oaxaqueño. Además de las múltiples edades discordantes, la anomalía positiva de Eu en algunos de los circones confirma la alteración y/o recristalización de la muestra.

Dentro de este contexto, la existencia de clastos graníticos de edades más jóvenes, tales como el granito Cozahuico (Ortega-Gutiérrez et al., 2018) o las raíces del arco como se ha documentado en las litofacies arenosas (Bedoya-Mejía, 2018), se desconoce. Sin embargo, la coexistencia de los fragmentos volcánicos y las raíces plutónicas dentro del mismo depósito parece poco probable, pues durante el depósito de la Fm. Matzitzí, la cubierta volcánica estaba expuesta y era una fuente de sedimento, mientras que sus equivalentes plutónicos estaban emplazados en niveles corticales medios a profundos (p ej., Granito Cozahuico y Totoltepec, Elías-Herrera et al., 2011; Kirsch et al., 2013; Ortega-Gutiérrez et al., 2014). Para depositar dentro de la misma cuenca clastos volcánicos y plutónicos de la misma edad se requieren tasas de exhumación y erosión extremadamente altas para remover la cubierta volcánica y exponer las raíces plutónicas. No obstante, la aparente presencia de clastos del Plutón Totoltepec dentro de la Fm. Tecomate (Keppie et al., 2004), que sugiere la exposición en superficie del Plutón Totoltepec en el Cisuraliano (275 Ma; Kirsch et al., 2012), y la exhumación del granito Cozahuico hace 268 Ma (Elías-Herrera et al., 2005) serían coherentes con las altas tasas de levantamiento asociadas a los últimos eventos orogénicos del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez et al., 2018) y permitiría la temprana exposición de los intrusivos.

Respecto a los clastos de arenisca, éstos tienen una composición rica en cuarzo que indica una procedencia de una fuente texturalmente madura, de cratón interior (Dickinson, 1985). Sus características composicionales difieren de las litofacies arenosas dentro de la misma formación, pues estudios previos en las areniscas indican un enriquecimiento en feldespato con afinidad a basamento levantado (Bedoya-Mejía, 2018). Esta disimilitud en las características composicionales sugiere una procedencia de los clastos extra-cuenca y no el reciclaje del mismo depósito.

El comportamiento de las tierras raras en los circones sigue en general el mismo patrón que el resto de las muestras analizadas y de los intrusivos permo-carboníferos y sólo en algunos casos se observa un patrón plano, que en conjunto con los valores altos de Dy/Yb no visto en otras muestras, reflejaría las fuentes metamórficas de algunos de estos granos.

Las edades en los circones detríticos de los clastos de arenisca abarcan desde el Arqueano hasta el límite Pérmico-Carbonífero, con la edad más antigua entre 3.4 y 3.2 Ga y la más joven de ~290 Ma en ambos clastos. La edad máxima de depósito para el fragmento de clave M4F16 es del límite Carbonífero-Pérmico y para el fragmento de clave M4V11 es del Devónico, considerando la población de granos más joven, o bien, podría ser del Pérmico considerando el círculo más joven. Los espectros de edades detríticas en ambos

clastos son similares y muestran un continuo desde el Mesoproterozoico hasta el Paleozoico, con dos picos principales de edad Mesoproterozoica (entre ~1.2 y 0.95 Ga) y Neoproterozoica-Cámbrica (entre ~650 y 500 Ma), que en términos generales corresponden los ciclos orogénicos Grenvilliano y Pan-Africano-Brasiliano, respectivamente (Fig. 18). El grupo de circones más abundante es de edad grenvilliana y tiene como fuente principal al Complejo Oaxaqueño, corroborado en el mapa MDS (Fig. 21), pues, aunque edades semejantes se encuentran tanto en Laurencia como en Gondwana, la proximidad de los clastos con la muestra sintética de 1000 ± 50 Ma, que representa al Complejo Oaxaqueño, y su lejanía de la muestra que representa el Orógeno Grenville/Sunsas típico (Cawood et al., 2007), favorece una procedencia local. Estas edades también se encuentran en unidades clásticas paleozoicas de los terrenos Oaxaquia y Mixteco (Gillis et al., 2005; Nance et al., 2009), y no se descartan como fuentes de sedimento subordinadas.

Los circones de edades neoproterozoicas-cámbricas siguen en abundancia al grupo grenvilliano y tienen como fuente al Orógeno Pan-Africano-Brasiliano (Cordani y Teixeira, 2007), o bien, unidades detríticas retrabajadas del Complejo Acatlán y/o Bloque Maya, donde se han documentado circones con edades semejantes (Talavera-Mendoza et al., 2005; Weber et al., 2008; 2007; 2006; Nance et al., 2009; Kirsch et al., 2012). No obstante, parece poco probable que el Complejo Acatlán represente una fuente de sedimento principal, pues como se ve en el mapa MDS, la gran mayoría de las muestras del Complejo Acatlán son disimilares a los clastos de arenisca, posiblemente porque dicho complejo aún no se encontraba expuesto. A pesar de que las unidades del Bloque Maya tienen similitud con los clastos de arenisca, no representan una fuente, ya que el comportamiento de las muestras en el mapa MDS indica una trayectoria de evolución desde los clastos de arenisca hacia las unidades del Bloque Maya, donde la contribución de la fuente permocarbonífera es mayor (Fig. 21). En cambio, es más factible que dichas unidades tengan como fuente al Orógeno Panafricano-Brasiliano, dada su proximidad, pero con distinta contribución. La cercanía de los clastos con esta muestra sintética favorece una procedencia gondwánica.

Las edades del grupo panafricano-brasiliano cambian progresivamente a edades neoproterozoicas entre ~700 y 950 Ma, las cuales conforman el tercer grupo más abundante. Estas edades favorecen una proveniencia del cratón amazónico ya que representan la provincia del arco magmático Goiás en el cinturón orogénico de Brasilia (Pimentel et al., 2000). Además, estas edades están ausentes en Norteamérica (Cawood et al., 2007), por lo que descartan una fuente de Laurencia.

Aunque las edades paleoproterozoicas y arqueanas se encuentran en menor proporción, éstas indican la erosión de fuentes con circones muy antiguos. Estas edades tienen una gran extensión en las provincias cratónicas de Norteamérica y Sudamérica, por lo que la correlación de éstas podría hacerse con ambos lados del continente; sin embargo, las edades de dominio gondwánico discutidas anteriormente, favorecen la correlación con las provincias de Amazonia (Cordani y Teixeira, 2007; Cordani et al., 2009). A pesar de

que las edades paleoproterozoicas también se encuentran en las unidades metasedimentarias del Complejo Acatlán, debido a su disimilitud con los clastos de arenisca, se descartan como una fuente de procedencia.

Las edades ordovícicas forman uno de los grupos más escasos y su correlación más aceptable es con los cuerpos ígneos de edades entre 480-440 Ma que se encuentran localmente en el Complejo Acatlán (Sánchez-Zavala et al., 2004; Talavera-Mendoza et al., 2005; Miller et al., 2007; Keppie et al., 2008b) y que forman parte de un cinturón magmático ordovícico-silúrico emplazado en la margen pasiva de Gondwana durante la apertura del Océano Rheico (Keppie et al., 2008). Asumiendo que estos cuerpos ígneos representan una fuente de sedimento para unidades paleozoicas del Complejo Acatlán (Nance et al., 2009), y para la Fm. Santa Rosa en el Bloque Maya (Weber et al., 2006), entonces estos cuerpos fueron exhumados y expuestos tempranamente, por lo que también representan una fuente.

Los grupos de circones carboníferos y devónicos, que definen la edad máxima de depósito de los clastos, representan fuentes igualmente escasas. Las edades carboníferas se asocian localmente con el arco magmático emplazado en los bloques del sur en este periodo; en cambio, las edades devónicas son más difíciles de correlacionar ya que no hay unidades locales de edad devónica que representen claramente una fuente. La presencia de edades devónicas en metasedimentos del Complejo Acatlán, ha llevado a proponer que éstas también pertenecen al arco, el cual tuvo que instaurarse desde el Devónico (Keppie et al., 2008). A pesar de que estas poblaciones podrían suponer una correlación con las unidades metasedimentarias del Paleozoico Superior del Complejo Acatlán (Talavera-Mendoza et al. 2005; Keppie et al. 2006, 2008; Grodzicki et al. 2008; Morales-Gómez et al. 2008; Kirsch et al., 2012), en el mapa MDS se ve que no hay proximidad entre éstas, por lo que su relación no es clara. Edades semejantes se encuentran en las Montañas Maya de Belice (Martens, 2010) y en los sedimentos de la Fm. Santa Rosa (Weber et al., 2006) en el Bloque Maya, lo cual podría explicar la cercanía de éstas.

Los circones detríticos de los clastos coinciden con las poblaciones grenvilliana, panafricana y de arco reportadas en las areniscas en la Fm. Matzitzi (Bedoya-Mejía, 2018); sin embargo, el resto de las edades de los clastos no se identificaron previamente, posiblemente porque su proporción en los clastos de los conglomerados es muy baja y en la fracción de arenas se ve oculta por la contribución mucho mayor de fuentes grenvillianas, tal como se ve en el mapa MDS.

Como se mencionó anteriormente, en el mapa MDS se observa que la procedencia entre los clastos de arenisca de la Fm. Matzitzi y las unidades paleozoicas del complejo Acatlán es diferente, pues se encuentran dispersas en el mapa; en cambio, los clastos son más próximos a las unidades siliciclásticas del Triásico Superior del centro y sur de México, particularmente el paleo-río La Mora y los abanicos Tolimán y Potosí. Lo anterior sugiere que los clastos y dichas unidades comparten características genéticas, posiblemente al

tener mismas fuentes de sedimento, lo cual coincide con los estudios de procedencia donde se reconocen fuentes gondwánicas para estas unidades con un patrón de drenaje con dirección al oeste (p.ej. Barboza-Gudiño et al., 2010; Ortega-Flores et al., 2014; Silva-Romo et al., 2015). Por lo tanto, es posible que la Fm. Matzitzi comparta características genéticas con estas unidades porque estuvieron alimentadas por un mismo sistema de drenaje, el cual se instauró posiblemente desde el Paleozoico Tardío-Triásico Temprano. Adicionalmente, en el mapa MDS también se aprecia la disimilitud entre los clastos y las unidades triásicas del norte de México, las cuales tienen como fuente principal a Laurencia (González-León et al., 2009).

Finalmente, las características petrográficas y la edad mesoproterozoica del granito Los Reyes (clave COZA-02), que aparece en afloramientos aislados en la localidad de Los Reyes Metzontla, indican que las cuñas de este granito forman parte del basamento del Complejo Oaxaqueño, por lo que afloramientos del granito Cozahuico en el área se desconocen.

6.2 Modelo tectónico del sur de México durante el Paleozoico Tardío-Triásico Temprano

La evolución tectónica de los bloques del sur de México durante el Paleozoico Tardío está asociada a las etapas finales del ensamble de Pangea.

El emplazamiento de un arco sobre los bloques del sur en el Carbonífero y Pérmico está documentado por los cuerpos intrusivos de edades del Missisípico-Pérmico y el vulcanismo pérmico del Cisuraliano reportado en este trabajo (Fig. 33).

El desarrollo del arco está asociado a una zona de subducción con vergencia general al sureste durante el cierre diacrónico del océano Rheico. La geometría en tijera de la zona de subducción (Hatcher et al., 2002) amalgamó los continentes de noreste a suroeste y colisionó el sureste de Laurencia con el noroeste de Gondwana durante el Pensilvánico-Pérmico temprano, formando el cinturón orogénico Marathon-Ouachita (Poole et al., 2005), mientras que el magmatismo continuó activo sobre los bloques peri-gondwánicos de Oaxaquia y Mixteca y el sur del Bloque Maya, favorecidos por su disposición más occidental respecto al frente orogénico (Fig. 34 A). Debido a la escasez de registro volcánico en estos periodos, se asume que la actividad del arco fue predominantemente plutónica. Al mismo tiempo, la subducción oblicua produjo la deformación y yuxtaposición de bloques, incluyendo a algunos de los cuerpos intrusivos, reconocidos principalmente en Complejo Acatlán, en su límite con el Complejo Oaxaqueño en la zona de falla de Caltepec y en el Macizo de Chiapas en el Bloque Maya.

La culminación de los procesos de acreción y ensamble de Pangea extinguió paulatinamente el magmatismo de arco, ocurriendo los últimos pulsos en el Pérmico tardío, documentado por las edades de algunos cuerpos

cercanas a 250 Ma, como el granito Etna, el stock la Mixtequita y posiblemente los gneises del Macizo de Chiapas.

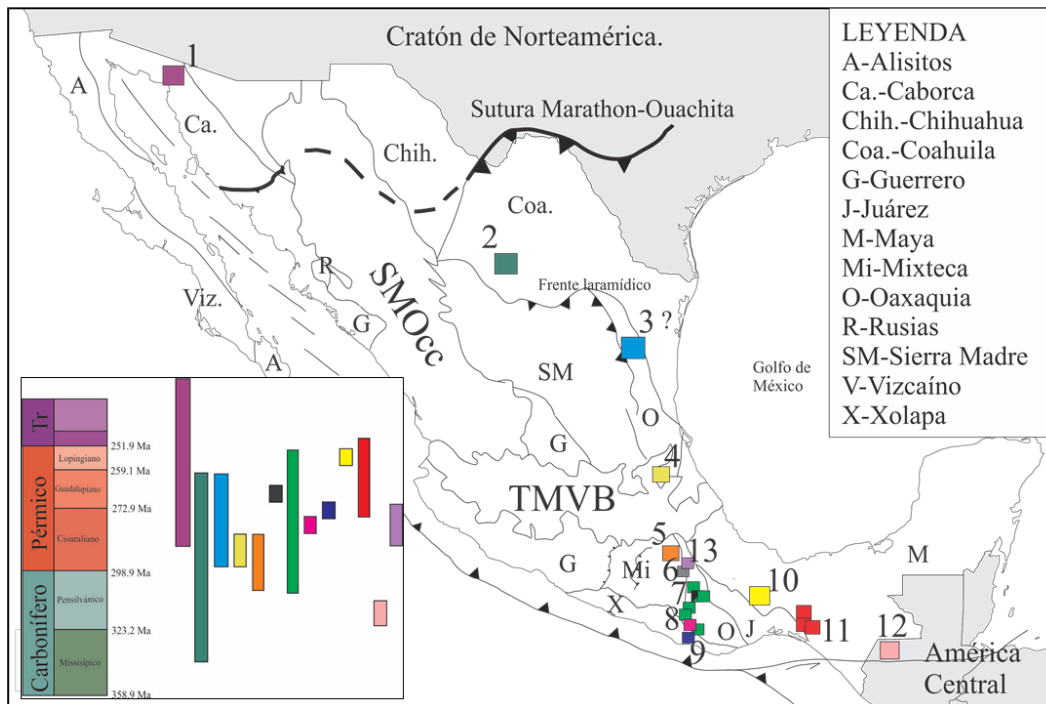


Figura 33. Localidades donde se ha reportado magmatismo del Carbonífero-Pérmico, con un alcance hasta el Triásico en México. Edades U-Pb de 1. Arvizu-Gutiérrez, 2012; Arvizu-Gutiérrez et al., 2009. 2. McKee et al., 1988. 3. Gursky and Michalzik, 1989. 4. Rosales-Lagarde et al., 2005. 5. Kirsch et al., 2012. 6. Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005. 7. Ortega-Obregón et al., 2014. 8. Grajales-Nishimura et al., 2018. 9. Ducea et al., 2004. 10. Murillo-Muñetón 1994. 11. Weber et al., 2005; Weber et al., 2007. 12. Solari et al., 2010. 13. Este estudio.

Aunque algunos modelos proponen que el magmatismo pérmico en los bloques del sur es producto de una zona de subducción naciente con vergencia al este en la margen paleo-pacífica de Pangea una vez que estaba totalmente amalgamada (p. ej., Keppie et al., 2008), estos modelos sugieren que el magmatismo continuó durante el Triásico y formó un cinturón a nivel cordillerano, desde el sur de Norteamérica, pasando por México hasta América Central (p. ej., Arvizu e Iriondo, 2015); no obstante, el magmatismo triásico es escaso en México y en el sur está representado únicamente por la Felsita Atolotitlán de edad ~240 Ma.

Durante el desarrollo del arco se depositaron sucesiones clásticas en los terrenos peri-gondwánicos, como las registradas en el Complejo Acatlán (p. ej. Tecamate, Patlanoaya, Olinalá) y en el Bloque Maya (Fm. Santa Rosa); así como las sucesiones similares de donde provienen los clastos de arenisca reportados en este trabajo (Fig. 34 A). Estas sucesiones estuvieron alimentadas por un patrón de drenaje con orientación general E-W que drenó gran parte de fuentes gondwánicas (Nance et al., 2009, Weber et al., 2008; este estudio).

En el Triásico Temprano la subducción cesó una vez que Pangea estaba completamente amalgamada, y dio paso a la sedimentación de la Fm. Matzitzi sobre los bloques Acatlán y Oaxaqueño, documentado por el emplazamiento contemporáneo de la Felsita Atolotitlán en el Triásico Medio (Fig. 34 B).

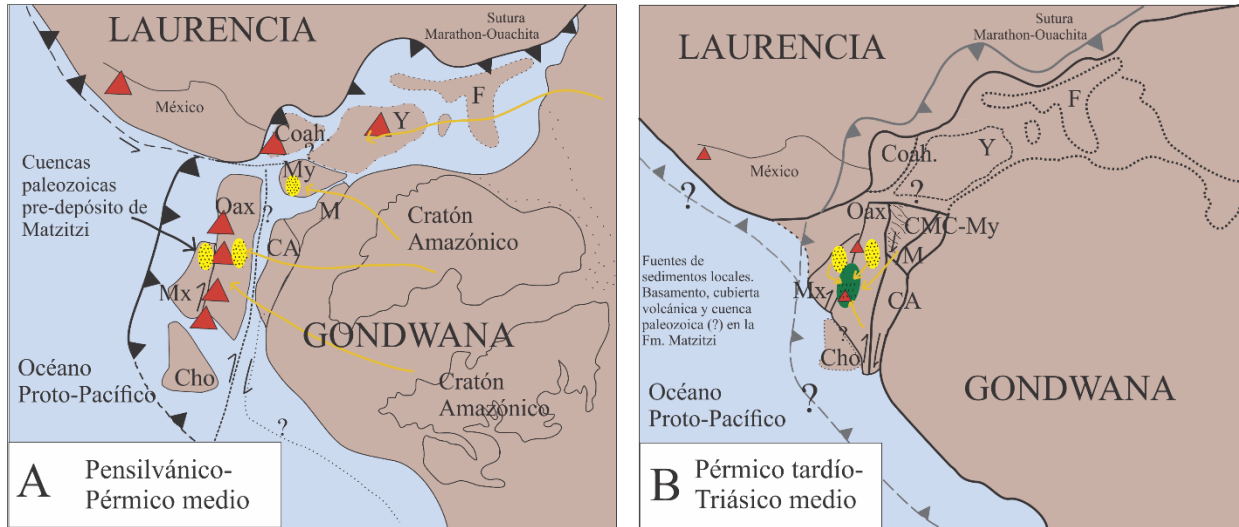


Figura 34. A) Reconstrucción paleogeográfica para el Carbonífero tardío-Pérmico medio de los bloques que conforman México durante la acreción del noroeste de Gondwana con el sur de Laurentia. B) Reconstrucción paleogeográfica para el Pérmico tardío-Triásico Temprano de la margen occidental de Pangea ecuatorial. Triángulos rojos indican el magmatismo activo, en amarillo las cuencas pre-depósito de la Fm. Matzitzi, en verde la cuenca de depósito de la Fm. Matzitzi. Las flechas representan la dirección de aporte de sedimento. CA-Andes Colombianos, Cho-Chortis, Coah-Coahuila, F-Florida, M-Andes de Mérida, Mx-Mixteca, CMC-My-Macizo de Chiapas-Sur del Bloque Maya, Oax-Oaxaquia, Y-Yucatán. Modificado de Weber et al. (2007) y Ortega-Obregón et al. (2014).

El depósito de la Fm. Matzitzi en un ambiente continental ocurrió bajo un régimen transicional; donde la toba Atolotitlán representa posiblemente los remanentes del arco permo-carbonífero, o bien, representa el magmatismo asociado al adelgazamiento de la corteza continental durante los inicios del rifting en el noroeste de Sudamérica (Spikings et al., 2015) previo a la fragmentación de Pangea. Las unidades expuestas que aportaron sedimento al depósito de la Fm. Matzitzi fueron el Complejo Oaxaqueño y la cubierta volcánica sobreyacente; así como una sucesión clástica de afinidad gondwánica cuya cercanía se desconoce y, de ser efectivas las tasas de levantamiento muy altas, las raíces plutónicas también pudieron haber contribuido (Fig. 34 B).

En este escenario, la Fm. Matzitzi antecede a las sucesiones clásticas depositadas a partir del Triásico Tardío en la margen occidental de Pangea en el actual centro y sur de México. Dada la similitud entre los clastos de arenisca de la Fm. Matzitzi y las sucesiones triásicas, es posible que dichas sucesiones hayan sido alimentadas por fuentes gondwánicas siguiendo el mismo patrón de drenaje este-oeste.

7. CONCLUSIONES

La existencia de un arco magmático pérmico en el actual sur de México es documentada en este trabajo por el reconocimiento de clastos volcánicos de edad entre 285 y 269 Ma dentro de la Fm. Matzitzi. Este rango de edades no permite reconocer vulcanismo del Carbonífero que sea correlacionable con los cuerpos intrusivos de dichas edades en el sur de México.

Las texturas principales de los clastos son típicamente de lavas, por lo que el vulcanismo era de tipo efusivo; mientras que la composición que varía de félsica a intermedia indica que la fusión y asimilación de corteza preexistente para la generación del magma parental fue un proceso relevante.

La múltiple herencia de circones mesoproterozoicos corrobora la incorporación de corteza continental, ya que se atribuye a la fusión del Complejo Oaxaqueño. Por lo tanto, el vulcanismo se emplazó sobre los bloques de basamento, tal como se ha documentado en algunos de los cuerpos plutónicos por sus firmas isotópicas.

Dos clastos de granitoides estudiados tienen características y edades del Complejo Oaxaqueño subyacente y dada su abundancia dentro de los conglomerados se reconoce que éste fue la fuente principal de sedimento; mientras que la escasez de los clastos volcánicos dentro del mismo depósito sugiere baja actividad volcánica del arco.

La coexistencia de clastos volcánicos y cuerpos intrusivos de edad pérmica dentro del mismo depósito no pudo ser confirmada en este trabajo. Sin embargo, los estudios de la tasa de exhumación de algunos de estos cuerpos intrusivos indican su rápida exposición en la superficie debido al levantamiento acelerado de bloques por los procesos de acreción de Pangea, lo cual permitiría su erosión y depósito junto con la cubierta volcánica.

El estudio de los clastos de arenisca reconoce fuentes de procedencia que no se habían reportado previamente. El análisis composicional de los clastos indica la erosión de fuentes cratónicas y difiere de las características texturales de las facies arenosas de la misma formación, sugiriendo una proveniencia de una cuenca preexistente. La geocronología detrítica en los clastos de arenisca permitió identificar componentes en un rango de edad del Arqueano al Carbonífero con dos fuentes dominantes provenientes del Complejo Oaxaqueño y del orógeno Panafricano-Brasiliano; además de demostrar una afinidad gondwánica para los componentes de edades proterozoicas y arqueanas. Adicionalmente, la técnica de escalamiento multidimensional muestra la similitud entre los clastos de arenisca y unidades triásicas del centro y sur de México, indicando que comparten características genéticas. Asimismo, la disimilitud entre los clastos y unidades paleozoicas del Complejo Acatlán indica que éste no representa una fuente principal de sedimento.

Estas nuevas edades y correlaciones con otras sucesiones complementan las interpretaciones de procedencia de la Fm. Matzitzi, al mismo tiempo que enriquecen las reconstrucciones paleogeográficas del Paleozoico Tardío-Triásico. No obstante, se requieren más estudios para hacer una correlación más efectiva entre estas unidades triásicas.

El fechamiento y análisis petrográfico de los lentes graníticos que afloran en Los Reyes Metzontla indican que éstos son cuñas tectónicas del Complejo Oaxaqueño, por lo que se desconocen aforamientos del granito Cozahuico en la comunidad.

El uso de clastos de conglomerado facilitó el reconocimiento de fuentes de manera directa y demuestra que su integración a los estudios de procedencia en areniscas puede mejorar las interpretaciones de la Fm. Matzitzi, así como del contexto paleogeográfico en el cual se depositó. No obstante, por la importancia que tiene esta formación en las reconstrucciones tectónicas de Pangea durante el Paleozoico Tardío-Triásico, son necesarios estudios detallados de estratigrafía, geocronología, geoquímica, etcétera, para delimitar la extensión espacial de la Fm. Matzitzi, su edad de depósito, así como su relación con las unidades adyacentes y su evolución tectónica en un contexto más amplio.

8. REFERENCIAS

- Allen, S.R., McPhie, J. (2003). Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126, 263-283.
- Andersen, T. (2005). Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, 216, 249-270.
- Arvizu, H., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Solís-Pichardo, G., Foster, D., Lozano-Santa Cruz, R. (2009). Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 709-728.
- Arvizu-Gutiérrez, H.E. (2012). Magmatismo permo-triásico en el NW de Sonora, México: Inicio de la subducción y maduración de un margen continental activo. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Arvizu, H.E., Iriondo, A. (2015). Control temporal y geología del magmatismo Permo-Triásico en Sierra Los Tanques, NW Sonora, México: Evidencia del inicio del arco magmático cordillerano en el SW de Laurencia. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(3), 545-586.
- Bahlburg, H., Vervoort, E.D., Andrew, S., Frane, D., Bock, B., Augustsson, C., Reimann, C. (2009). Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth Science Reviews*, 97(1-4), 215-241.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D. (2010). Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: tectonic setting and provenance. *Geosphere*, 6, 621-640.
- Bedoya-Mejía, A.M. (2018). 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. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Cameron, K.L., López, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Keppie, J.D., Schulze, C. (2004). U-Pb constraints and Pb isotopic compositions of leached feldspars: constraints on the origin and evolution of Grenvillian rocks from eastern and southern Mexico, in Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J., Bartholomew, M.J., eds. Proterozoic tectonic evolution of the Grenville Orogen in North America. *Geological Society of America Memoir* 197, 755-770.
- Campa, M.F., Coney, P.J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.*, 20, 1040-1051.
- Cawood, P.A., Nemchin, A.A., Strachan, R., Prave, T., Krabbendam, M. (2007). Sedimentary basin and detrital zircon record along East Laurentia and Baltica during assembly and breakup of Rodinia. *Journal of the Geological Society, London*, 164, 257-275.
- 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, in Anderson, T.H., et al., 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., C., Silva-Romo, G. (2009). Sedimentología de la Formación Matzitzí (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.
- Cordani, U.G., Teixeira, W. (2007). Chapter 14: “Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton”, in Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., and Martínez-Catalán, J.R., eds., *4-D Framework of Continental Crust: Geological Society of America Memoir 200*.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., D’Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I. (2009). The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, 15, 396-407.
- Dickinson, W.R. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Research*, 40, 695-707.
- Dickinson, W.R. (1985). Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. En *Provenance of arenites*, 333-361.
- Dickinson, W.R., Lawton, T. (2001) Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *GSA Bulletin*, 113(9), 1142-1160.
- Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Shoemaker, S., Ruiz, J., Valencia, V.A. (2004) Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 1016–1025.
- Elías-Herrera, M., 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).
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriondo, A. (2005). La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII: 1, 83-109.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., Sánchez-Zavala, J.L., Solís-Pichardo, G.N., Torres-López, M., Valencia, V., Ortega-Rivera, A. (2008). Relaciones estratigráfico-estructurales y geocronológicas de una secuencia metavolcanosedimentaria (Fm. Metzontla) en la zona de yuxtaposición de los complejos Acatlán y Oaxaqueño, sur de México—Remanentes de una cuenca intrarco pensilvánica. *Geos*, 28(2), 351 (resumen).
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., Sánchez-Zavala, J.L., Solari, L.A. (2011). Colisión oblicua del Cisuraliano-Guadalupiano entre bloques continentales en el sur de México: evidencias estratigráfico-estructurales y geocronológicas. Simposio Dr. Zoltán de Cserna; Sesenta años geologizando en México. *Libro de Resúmenes, Instituto de Geología, UNAM*, 159–164.
- Elías-Herrera, M., Macías-Romo, M.C., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Iriondo, A., Ortega-Rivera, A. (2007). Conflicting stratigraphic and geochronologic data from the Acatlán Complex: “Ordovician” granites intrude sedimentary and metamorphic rocks of Devonian-Permian age. *Eos Transactions AGU Joint Assembly Supplement*, 88 (23) (Abstract T41A–12).
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Scherer, E.E., Martens, U., Elías-Herrera, M. (2015). Lu-Hf Geochronology of Mississippian High-Pressure Metamorphism in the Acatlán Complex, Southern México. *Gondwana Research*.

- Galaz, G., Keppie, J.D., Lee, J.K.W., Ortega-Rivera, A. (2013). A high-pressure folded klippe at Tehuizingo on the western margin of an extrusion zone, Acatlán Complex, southern México. *Gondwana Research*, 23, 641–660.
- Garzanti, E. (2016) From static to dynamic provenance analysis-Sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology*, 336, 3-13.
- Gazzi, P. (1966). Le arenarie del flysch sopracretaceo dell' Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralogica e Petrográfica Acta*, 12, 69-97.
- Gehrels, G. (2012). Detrital Zircon U-Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, 45-62.
- Gillis, R.J., Gehrels, G.E., Ruiz, J., Flores de Dios-González, L.A. (2005). Detrital zircon provenance of Cambrian-Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxaca terrane, southern Mexico. *Sedimentary Geology*, 182, 87-100.
- González-León, C.M., Valencia, V.A., Lawton, T.F., Amato, J.M., Gehrels, G.E., Leggett, W.J., Montijo-Contreras, O., Fernández, M.A. (2009). The Lower Mesozoic record of detrital zircon U-Pb geochronology of Sonora, México, and its paleogeographic implications. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2), 301-314.
- Goolaerts, A., Mattielli, N., De Jong, J., Weis, D., Scoates, J.S. (2004). Hf and Lu isotopic reference values for the zircon standard 91500 by MC-ICP-MS. *Chemical Geology*, 206, 1-9.
- Grajales-Nishimura, J.M., Centeno-García, E., Keppie, J.D., Dostal, J. (1999). Geochemistry of Paleozoic basalts from the Juchatengo Complex of Southern Mexico: tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 537-544.
- Grajales-Nishimura, J.M., Ramos-Arias, M.A., Solari, L., Murillo-Muñetón, G., Centeno-García, E., Schaaf, P., Torres-Vargas, R. (2018). The Juchatengo Complex: an un upper-level ophiolite assemblage of late Paleozoic age in Oaxaca, southern Mexico. *International Journal of Earth Science*, 107, 1005–1031.
- Grodzicki, K.R., Nance, R.D., Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B. (2008). Structural, geochemical and geochronological analysis of metasedimentary and metavolcanic rocks of Coatlico area, Acatlán Complex, southern Mexico. *Tectonophysics*, 461, 311-323.
- Gursky, H.J., Michalzik, D. (1989). Lower Permian turbidites in the northern Sierra Madre Oriental, Mexico. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1(5/6), 821–838.
- Hatcher, R.D. (2002). Alleghanian (Appalachian) orogeny, a product of zipper tectonics: Rotational transpressive continent-continent collision and closing of ancient oceans along irregular margins, in Martínez Catalán, J.R., Hatcher, R.D., Jr., Arenas, R., and Díaz García, F., eds., Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement: Boulder, Colorado. *Geological Society of America Special Paper 364*, 199–208.
- Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Solari, L.A. (2012). U–Pb geochronological constraints on the Triassic–Jurassic Ayú Complex, southern Mexico: derivation from the western margin of Pangea-A. *Gondwana Res.*, 22 (3–4), 910–927.

- 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: México. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U. (2003). The composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 27-62.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R. (2001). A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. *Precambrian Res*, 112:165–181.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., López, R. (2003). Geochronology and Geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Res*, 120:365–389.
- 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), 745–754.
- Keppie, J.D., Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Storey, C.D., Jeffries, T.E., Murphy, J.B. (2006). Detrital zircon data from the eastern Mixteca terrane, southern Mexico: evidence for an Ordovician-Mississippian continental rise and a Permo-Triassic clastic wedge adjacent to Oaxaquia. *International Geology Review*, 48, 97-111.
- Keppie, J.D., Dostal, J. (2007). Rift-related basalts in the 1.2–1.3 Ga granulites of the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: evidence for a rifted arc on the northwestern margin of Amazonia. *Proc Geol Assoc*, 118, 63–74.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Elías-Herrera, M. (2007). Ordovician–Devonian oceanic basalts in the Cosoltepec Formation, Acatlán Complex, southern México: Vestiges of the Rheic Ocean? In: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., Zulauf, G. (Eds.), *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian–Cadomian active margin to Alleghenian–Variscan collision*. *Geological Society of America Special Paper*, 423, 477-487.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B., Nance, R.D. (2008). Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in Southern Mexico: from rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461, 277–290.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Miller, B.V., Ramos-Arias, M.A., Morales-Gómez, M., Nance, D.R., Murphy, J.B., Ortega-Rivera, A., Lee, J.K.W., Housh, T., Cooper, P. (2008b). Ordovician–earliest Silurian rift tholeiites in the Acatlán Complex, southern Mexico: evidence of rifting on the southern margin of the Rheic Ocean. *Tectonophysics*, 495, 130–156.
- Keppie, J.D., Nance, R.D., Ramos-Arias, M.A., Lee, J.K.W., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Murphy, J.B. (2010). Late Paleozoic subduction and exhumation of Cambro-Ordovician passive margin and arc rocks in the northern Acatlán Complex, southern Mexico: geochronological constraints. *Tectonophysics*, 495, 213–229.
- Keppie, J.D., Nance, R.D., Dostal, J., Lee, J.K.W., Ortega-Rivera, A. (2012). Constraints on the subduction erosion/extrusion cycle in the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico: geochemistry and geochronology of the type Piaxtla Suite. *Gondwana Research*, 21, 1050-1065.

- 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 Acatlán Complex, southern Mexico. *GSA Bulletin*, 124(9/10), 1607-1628.
- Kirsch, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Lee, J.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.
- Kirsch, M., Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Lee, J.K.W., Solari, L.A. (2014). A Late Triassic tectonothermal event in the eastern Acatlán Complex, southern Mexico, synchronous with a magmatic arc hiatus: The result of fl at-slab subduction? *Lithosphere*, 6(2), 63-79.
- Landing, E.D., Westrop, S.R., Keppie, D. (2007). Terminal Cambrian and lowest Ordovician succession of Mexican West Gondwana: biotas and sequence stratigraphy of the Tiñú Formation. *Geol. Mag.*, 144(6), 909-936.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L, Ochoa-Camarrillo, H., López, R., Sampson, D.A. (1999). U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*, 94, 73-99.
- Martens, U, Weber, B., Valencia, V.A. (2010). U/Pb geochronology of Devonian and older Paleozoic beds in the southeastern Maya Block, Central America: Its affinity with peri-gondwanan terranes. *Geological Society of America Bulletin*, 122(5/6), 815-829.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Anderson, T.H. (1988). La Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology*, 16, 37-40.
- McKee, J.W., Jones, N.W., Anderson, T.H. (1999). Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper 340.*
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. (1993). *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.* Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania.
- Mendoza-Rosales, C. (2010). *Estratigrafía y facies de las cuencas cretácicas del sur de Puebla y su significado tectónico.* Tesis de doctorado. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Middleton, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Miller, B.V., Nance, R.D. (2007). P-T-t constrains on exhumation following subduction in the Rheic Ocean: eclogitic Asis Lithodeme, Piaxtla Suite, Acatlán Complex, southern Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 423, 489-509.
- Miller, B.V., Dostal, J., Keppie, J.D., Nance, R.D., Ortega-Rivera, A., Lee, J.K.W. (2007). Ordovician calc-alkaline granitoids in the Acatlán Complex, southern México. In: *Geochemical and geochronologic data and implications for the tectonics of the Gondwanan margin of the Rheic Ocean. Geological Society of America Special Paper*, 423, 465-475.
- Morales-Gómez, M., Keppie, J.D., Norman, M. (2008). Ordovician-Silurian rift-passive margin on the Mexican margin of the Rheic Ocean overlain by Permian periarctic rocks: evidence from the Acatlán Complex, southern Mexico. *Tectonophysics*, 461, 291-310.

- Murillo-Muñetón, G. (1994). Petrologic and geochronologic study of the Grenville-age granulites and post-granulite plutons from the La Mixtequita area, State of Oaxaca in Southern Mexico, and their tectonic significance. Tesis de Maestría. Universidad del Sur de California.
- Murphy, J.B., Keppie, J.D., Braid, J.F., Nance, R.D. (2005). Geochemistry of the Tremadocian Tiñú Formation (Southern Mexico): provenance in the underlying ~1 Ga Oaxacan Complex on the southern margin of the Rheic Ocean. *International Geology Review*, 47, 887-900.
- Nance, R.D., Keppie, J.D., Miller, B.V., Murphy, J.B., Dostal, J. (2009). Palaeozoic palaeogeography of Mexico: constraints from detrital zircon age data. *Geological Society of London, Special Publications*, 327, 239-269.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N.H. (2010). Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17, 194-222.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N.H. (2012). A brief history of the Rheic Ocean. *Geoscience Frontiers*, 3(2), 125-135.
- Navarro-Santillán, D., Sour-Tovar, F., Centeno-García, E. (2002). Lower Mississippian (Osagean) brachiopods from the Santiago Formation, Oaxaca, Mexico: stratigraphic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 327-336.
- Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T.F., Ortega-Obregón, C. (2014). 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, 237-261.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23, 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1978). Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 112–131 2. Revista.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1981). Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofis. Int.*, 20, 177–202.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., López, R. (1999). Late Ordovician–Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, 27, 719–722.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D., Solari, L., Luna-González, L., Schaaf, P. (2014). A review of the batholiths and other plutonic intrusions of Mexico. *Gondwana Research*, 26, 834-868.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., Weber, B., Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth Science Reviews*, 183, 2-37.
- 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. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 103:1287–1300.

- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R. (2011). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3).
- Petrus, J.A., Kamber, B.S. (2012). VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36(3), 247-270.
- Pimentel, M. (2000). The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista brasileira de Geociencias*, 30(1), p. 035-039.
- Poole, F.G., Perry, W.J., Jr., 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, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives. Geological Society of America Special Paper 393*, 543–596.
- Ramírez-Calderón, M.G. (2018). Formación Tianguistengo: el registro de un ambiente fluvial del Triásico en el sur de México (Pue., Oax.). Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ramírez-Vargas, D. (2009). Análisis de facies de la Formación La Compañía, Caltepec, Estado de Puebla. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ramos-Arias, M.A., Keppie, J.D., Ortega-Rivera, A., Lee, J.W.K. (2008). Extensional Late Paleozoic deformation on the western margin of Pangea, Patlanoaya area, Acatlán Complex, southern Mexico. *Tectonophysics*, 448, 60-76.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., SourTovar, F., Ochoa-Camarillo, H., Quiroz-Barroso, S. (2005). The Tuzancoa Formation: Evidence of an Early Permian submarine continental arc in east-central Mexico. *International Geology Review*, 47, 901–919.
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: distribution coefficients and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184, 123-138.
- Ruiz, J., Tosdal, R.M., Restrepo, P.A., Murillo-Muñetón, G. (1999) Pb isotope evidence for Colombia-southern Mexico connections in the Proterozoic. *Geological Society of America, Special Papers*, 336, 183-197.
- Sánchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie, J.D., Jenner, G.A., Belousova, E., Macías-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. *Int. Geol. Rev.*, 246, 1005–1021.
- Shchepetilnikova, V., Solé, J., Solari, L.A., Abdullin, F. (2015). A chronological and chemical zircon study of some pegmatite dikes and lenses from the central part (Ayoquezco-Ejutla) of the Oaxacan Complex, southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32 (1), 123–143.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., Nieto-Obregón, J. (2000). A submarine fan in the Mesa Central. *Journal of South American Earth Science*, 13, 429-442.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C., Campos-Madriral, 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, 689-701.

Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Matthew, S.A., Horstwood, M.S., 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.

Solari, L.A., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie, J.D. (2001). The 275 Ma arc-related La Carbonera stock in the northern Oaxacan Complex of southern Mexico: U-Pb geochronology and geochemistry. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(2), 149-161.

Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R., Hames, W.E. (2003). Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365, 257–282.

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., 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. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 103:1301-1315.

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

Spencer, C.J., Kirkland, C.L. (2016). Visualizing the sedimentary response through the orogenic cycle: A multidimensional scaling approach. *Lithosphere*, 8(1), 29-37.

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, 95-139.

Streckeisen, A. L. (1978). IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitite Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 141, 1-14.

Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, N.J.(eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publications, 42, 313–345.

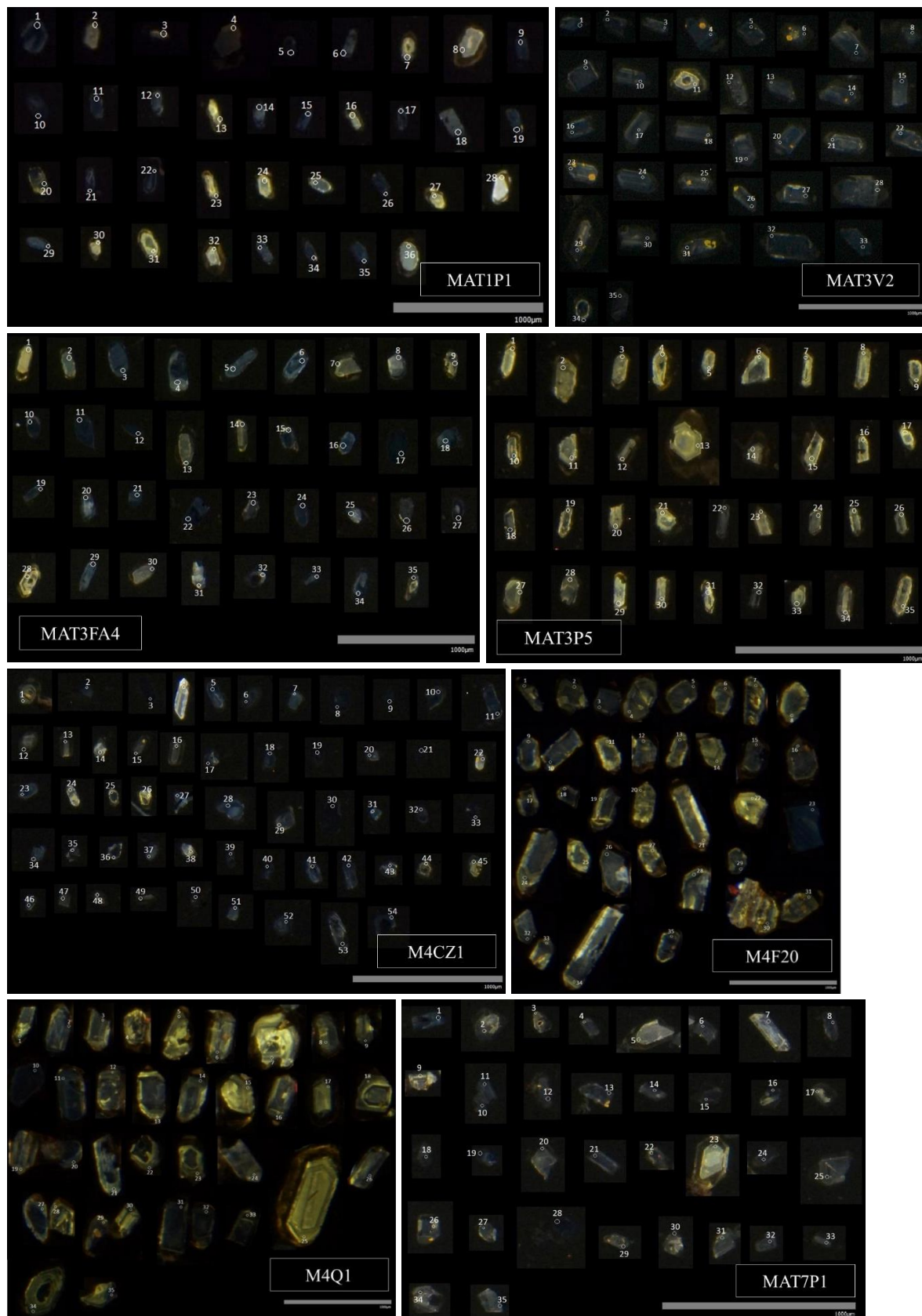
Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F. (2005). U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 235, 682–699.

Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M. (1999). Permo-Triassic continental arc in eastern México: Tectonic implications for reconstructions of southern North America, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.). *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of America Special Paper*, 340, 191-196.

- Torres-De León, R., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Martens, U. (2012). The Chortís Block-southwestern México connections: U-Pb zircon geochronology constraints. *American Journal of Science*, 312, 288-313.
- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Gehrels, G.E., López-Martínez, M., De la Cruz-Vargas, J.C. (2007). Pressure-temperature-time evolution of Paleozoic high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 119 (9/10), 1249–1264.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., López-Martínez, M. (2009). Structural and tectonic evolution of the Acatlán Complex, southern Mexico: Its role in the collisional history of Laurentia and Gondwana. *Tectonics*, 28, TC4008.
- Vermeesch, P. (2013). Multi-sample comparison of detrital age distributions. *Chemical Geology*, 140-146.
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers* (in press).
- Weber, R. (1997). How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas, and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 225-243.
- Weber, B., Schulze, C.H. (2014). Early Mesoproterozoic (>1.4 Ga) ages from granulite basement inliers of SE Mexico and their implications on the Oaxaquia concept – Evidence from U-Pb and Lu-Hf isotopes on zircon. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(3), 377-394.
- Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., Ruiz, J. (2008). Significance of provenance ages from the Chiapas Massif Complex (Southeastern Mexico): Redefining the Paleozoic basement of the Maya Block and its evolution in a peri-gondwanan realm. *The Journal of Geology*, 116, 619-639.
- Weber, B., Cameron, K.L., Osorio, M., Schaaf, P. (2005). A late Permian tectonothermal event in Grenville crust of the Southern Maya terrane: U–Pb zircon ages from the Chiapas massif, Southeastern México. *International Geology Review*, 47, 509-529.
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V.A., Iriondo, A., Ortega-Gutiérrez, F. (2006). Provenance ages of late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(3), 262-276.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W.R., Hecht, L., Schaaf, P. (2007). New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U–Pb–SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 96, 253–269.
- Weber, B., Scherer, E.E., Schulze, C., Valencia, V.A., Montecinos, P., Mezger, K., Ruiz, J. (2010). U–Pb and Lu–Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico—geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm. *Precambrian Res*, 182:149–162.
- Wiedenberck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 19(1), 1-23.

Apéndice 1. Imágenes de catodoluminiscencia

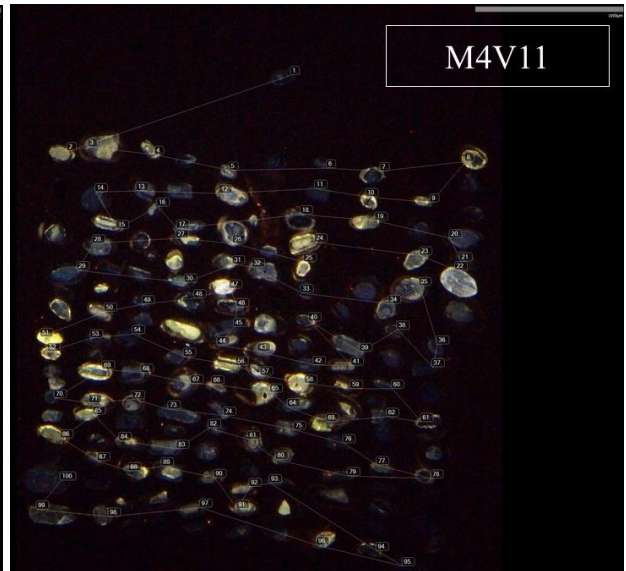
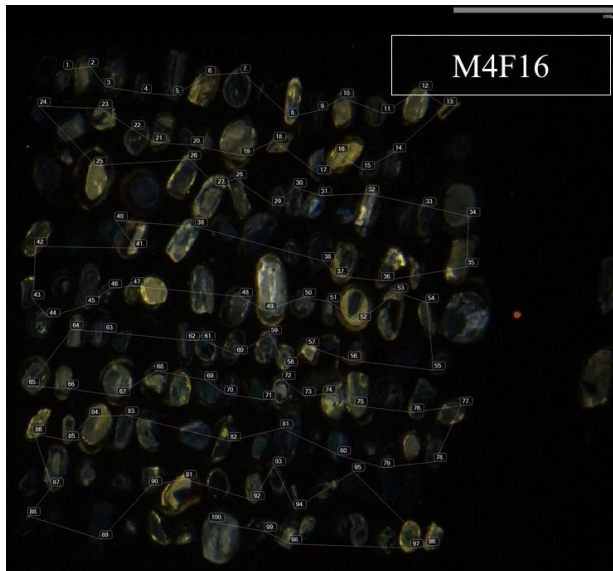
Clastos volcánicos



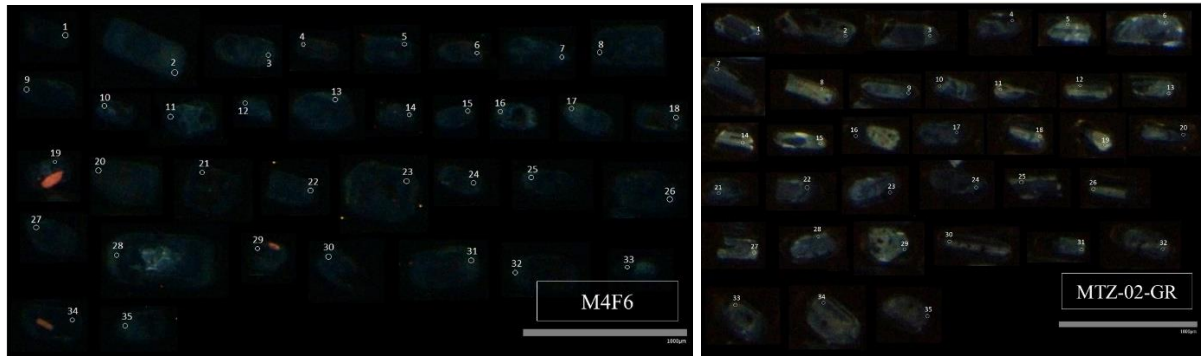
Clastos subvolcánicos



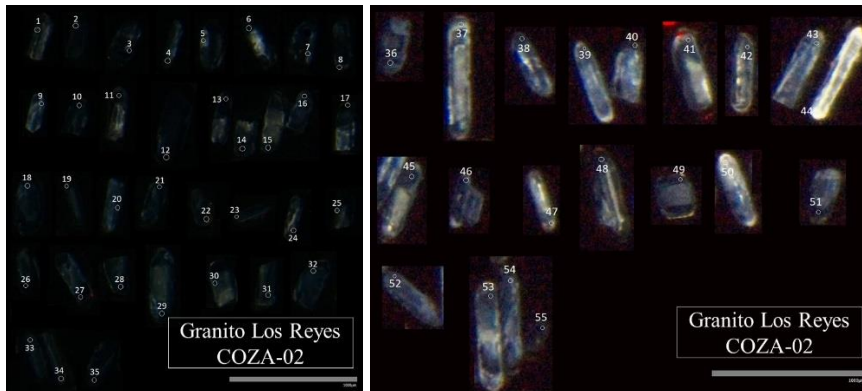
Clastos de arenisca



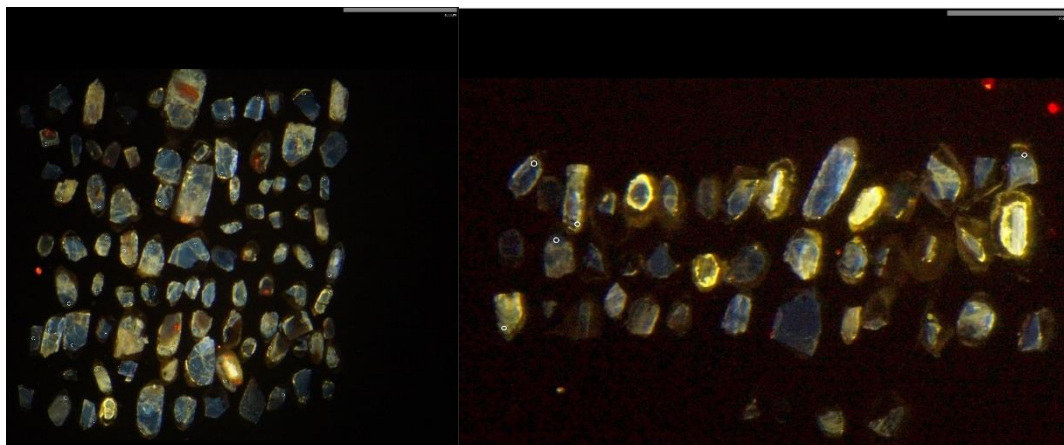
Clastos de granitoides



Granito Los Reyes



Granito Cozahuico



1: Las concentraciones de U y Th son calculadas empleando un circón estándar externo tal como en Paton et al., 2010, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.

2: Las incertidumbres propagadas se reportan a 2-sigma de acuerdo con Paton et al., 2010, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.

Las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, edades y errores son calculados de acuerdo con Petrus and Kamber, 2012, *Geostandards Geoanalytical Research*.

El diámetro de ablación fue de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari et al., 2010, *Geostandards Geoanalytical Research*.

Los datos analíticos se obtuvieron con un equipo Thermo iCapQc ICPMS acoplado a una estación de laser de excímeros Resonetics, Resolution M050.

La numeración de los circones corresponde con el numero de análisis. Los datos se ordenan por edad para facilitar su visualización.

Apéndice 3. Concentraciones de elementos traza en circon mediante LA-ICPMS

Tabla 1. Concentraciones elementales en circones de clastos volcánicos de la Fm. Matzitzi

(ppm)	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	206Pb	Pb	Th	U
Zr_MAT1-P1_1	480	280	6.1	1215	1.67	1.21E-08	2.75	0.025	0.82	2.68	0.058	19	7.69	96.7	41.7	173.4	344	71.2	11470	65.25	107.6	415	
Zr_MAT1-P1_2	106	283	6.9	1271	2.28	-6E-08	5.66	0.049	1.31	3.36	1.94	23.1	8.84	99.8	39.6	170.8	374	84.4	7980	3.2625	19.44	80.5	
Zr_MAT1-P1_3	169	277	7	1282	2.6	2.37E-07	7.79	0.107	1.9	5.75	2.7	31.6	9.91	106.8	40.9	164.6	329	72.9	7660	4.7225	45.92	124.1	
Zr_MAT1-P1_4	86	264	4.3	470	1.21	-8.5E-07	3.24	0.0126	0.58	1.59	0.86	10.28	3.19	36.9	14.83	64.3	143.9	33.7	9040	2.69	15.3	62.3	
Zr_MAT1-P1_5	678	325	7.5	1870	1.51	0.81	8.2	1.25	7.5	6.6	1.06	30.4	13.1	158	64	268	520	107.7	12650	84	213	470	
Zr_MAT1-P1_6	228	256	4.8	837	1.66	0.000579	5.09	0.029	0.39	1.78	0.046	12.02	5.04	63.1	27.7	121.9	245	51.6	12690	76.5	107.7	400	
Zr_MAT1-P1_7	77	279	5.5	839	1.69	-0.00216	3.09	0.053	0.93	2.91	1.7	20.3	6.76	70.5	26.1	105.4	216	48.5	8570	2.6275	14	69.3	
Zr_MAT1-P1_8	142	264	4.9	1019	1.8	-0.00367	4.63	0.052	1	2.81	1.54	18.6	6.66	76.8	32.5	142.5	315	74.9	7780	2.56	13.19	65.7	
Zr_MAT1-P1_9	258	257.6	3.74	890	1.519	0.000596	3.77	0.032	0.66	1.94	0.073	14.26	5.5	69	29.6	128.4	250	52	10900	51.625	99.6	306	
Zr_MAT1-P1_10	301	307	11	716	2.41	-0.00019	4.72	0.079	1.24	3.3	0.067	16.12	5.57	62.1	22.79	85.4	141.2	26.8	13080	60.275	130.2	386	
Zr_MAT1-P1_11	207	243.5	4.7	961	1.16	0.018	3.18	0.057	0.64	1.97	0.118	15.4	5.82	77.3	32	137.6	256	54.1	10560	47.5	81.1	260	
Zr_MAT1-P1_12	204	259	3.4	803	1.84	0.33	5.07	0.095	1.19	2.04	0.268	15	5.52	67.3	27.1	114.6	225	47.3	9840	29.55	62.2	158	
Zr_MAT1-P1_13	191	238	10.4	508	4.51	3.52E-06	8.52	0.021	0.2	0.75	0.177	6	2.37	31.5	15.12	77.9	224	56.7	12130	23.5	153.3	107.6	
Zr_MAT1-P1_14	224	256	5.19	668	1.24	0.0101	2.77	0.034	0.47	1.33	0.109	10.14	3.96	50.7	22.2	98.2	194	40.6	11110	35.325	51.6	197	
Zr_MAT1-P1_15	224	261	4	990	1.15	2.4E-07	3.28	0.064	0.97	3.02	0.164	20.2	6.88	82	33.2	137	262	54	11250	47.15	74.3	241	
Zr_MAT1-P1_16	95	274	7.1	1249	2.2	7.92E-10	5.71	0.075	1.42	3.62	2	25.5	9.36	103.3	39.7	161.3	331	72.8	8470	3.7	23.9	90.9	
Zr_MAT1-P1_17	484	275	8	1197	1.49	-4.9E-09	1.54	0.054	0.66	1.98	0.089	16.3	7.15	87.3	40.1	179	357	76.6	12480	62.75	60.1	296	
Zr_MAT1-P1_18	105	236.7	2.9	474	2.18	1.49E-08	5.3	0.0194	0.71	1.6	0.097	9.05	3.41	40.1	16.35	69.6	136.3	28.8	11120	16.7	29.9	105.5	
Zr_MAT1-P1_19	245	259	2.5	1537	1.018	-6.6E-08	3.81	0.072	1.8	4.39	0.317	30.5	11.42	132	51.7	211	367	74.4	10920	56	107.1	267	
Zr_MAT1-P1_20	219	230	5.3	468	2.15	0.066	7.8	0.052	0.53	1.01	0.146	4.95	2.27	29.6	14.04	70.9	193.1	46.1	11060	87	90.3	534	
Zr_MAT1-P1_21	56	243	5.6	338	2.03	-4.8E-07	4.9	0.0055	0.143	0.36	0.09	2.25	1.22	18.4	9.86	52.1	164	42.8	12240	82	60	550	
Zr_MAT1-P1_22	318	259	6.3	1101	6.42	0.642	17.34	1.03	5.78	4.78	1.09	17.25	7.37	89	35.4	165.5	370	80.4	12000	161.25	221.1	1029	
Zr_MAT1-P1_23	520	254	11.1	700	4.48	8	40.9	2.6	14.4	5.6	0.134	17.2	5.77	61.1	23.8	99.6	201	44.4	12740	39	191	229.8	
Zr_MAT1-P1_24	213	247	16.4	637	3.71	3.71E-05	8.53	0.034	0.61	1.73	0.216	10.83	4.29	52.1	22	94.9	214	49.2	8990	12.475	6.2	83	
Zr_MAT1-P1_25	175	251	15.5	294	4.88	-0.00017	20.7	0.13	2.18	4.46	0.67	17.5	5.1	39.4	10.74	31.4	36.3	6.42	10140	18	8.36	108.4	
Zr_MAT1-P1_26	82	240	4	471	1.38	0.129	3.54	0.038	0.37	1.13	0.019	5.66	2.6	34.7	15.18	69.8	147	32.7	13240	64.5	55.5	270	
Zr_MAT1-P1_27	72	266	4.4	680	1.33	-0.00015	3.01	0.037	0.6	1.85	1.23	14.4	5.31	54.7	22	89	188	43.1	8340	1.725	11	59	
Zr_MAT1-P1_28	201	251	11.8	393	5.77	4.47E-05	22.42	0.089	1.2	2.3	0.8	10.33	3.55	38.2	13.79	55.4	102.9	21	9950	1.8425	2	13.04	
Zr_MAT1-P1_29	205	244.1	6	680	1.3	-1.2E-05	3.29	0.023	0.6	1.8	0.071	10.93	4.42	54.8	22.39	100.6	191.8	40.7	10760	41.225	65.5	223	
Zr_MAT1-P1_30	225	257	5.2	886	2.86	3.22E-06	7.89	0.058	1	2.95	1.06	17.12	6.24	71.8	28.2	119.2	233	54.2	9390	9.95	51.2	96.1	
Zr_MAT1-P1_31	444	333	11	1122	8.06	-9.6E-07	9.41	0.045	0.74	2.51	0.356	16.5	7.29	94.1	38	157.9	286	57.9	11590	55.25	42	338.7	
Zr_MAT1-P1_32	140	271	11	468	1.45	0.0057	3.62	0.041	0.63	1.67	0.7	8.79	3.27	37.4	15.2	64.8	137	32.1	8890	2.7175	6.5	37.2	
Zr_MAT1-P1_33	214	242.8	5	936	1.73	-6.4E-08	5.52	0.034	0.77	1.95	0.066	14.51	6.19	72.8	31.2	135.1	259	54.5	11720	79	127.6	434	
Zr_MAT1-P1_34	265	241	3.6	883	1.11	1.7E-08	2.77	0.042	0.57	2.39	0.12	14.5	5.82	70.1	29.3	123.5	232	48.1	10630	40.5	66.7	204	
Zr_MAT1-P1_35	202	247.5	4.2	741	1.71	-4.9E-09	4.03	0.023	0.46	1.3	0.032	10.42	4.32	56	24.47	110.2	218.4	46.7	13110	66.25	84.9	327	
Zr_MAT1-P1_36	222	303	35.5	304	2.04	-2.8E-11	1.35	0.0117	0.33	0.91	0.09	4.47	1.84	23.1	10.13	49.8	126.2	30.9	13340	15.975	7.76	101	
Zr_Mat3v2_1	150	84	4.4	686	1.18	0	3.48	0.03	0.48	1.71	0.075	12.2	4.42	57.9	22.4	102.1	202	38.3	11040	179.7	44.925	71.7	223
Zr_Mat3v2_2	2660	153	5.5	5310	6.42	39.9	148	17.4	87	43.1	4.12	143	44.5	496	184	775	1430	268	7660	150	37.5	651	855
Zr_Mat3v2_3	3770	131	5.8	2330	7.39	20.6	78	10.6	65	29.3	1.23	65.2	18.3	204	75.6	334	669	138.7	9710	100.2	25.05	213.9	534
Zr_Mat3v2_4	500	220	6.3	6830	5.76	0.078	67.1	1.41	24.7	38.4	5.08	181	58.3	636	231	975	1690	329	6860	127	31.75	700	767
Zr_Mat3v2_5	330	130	2.6	2130	10.1	0	25.4	0.097	1.8	4.85	0.28	36.4	13.4	177	71	329	632	126.2	9940	169	42.25	424.9	808.2
Zr_Mat3v2_6	1110	163.9	7.9	2320	3.95	1.93	38.9	1.8	15.6	13.2	1.71	56.7	19.3	211	79.5	355	664	131.9	6980	75.7	18.925	244	389.1
Zr_Mat3v2_7	300	101.1	3.2	2000	1.74	0	10.66	0.181	3.41	6.38	0.8	40.6	13.97	173	68	304	601	120.2	7440	58.4	14.6	152.6	308
Zr_Mat3v2_8	1700	137.3	2	1434	6.52	26.1	78.6	9.66	52.6	14.2	0.46	30	9.45	112.3	48.1	229	505	107.5	8600	67.9	16.975	117	381
Zr_Mat3v2_9	720	277	5	4060	12.1	0.26	59.2	0.83	14.3	26	3.06	120.3	36.3	389	140.5	585	1047	204	6270	161	40.25	962	952
Zr_Mat3v2_10	440	127.7	2.6	2070	7.8	1.89	29.2	0.94	5.43	7.28	0.87	42.9	14.1	178	69.2	312	612	120.6	9660	114.3	28.575	350.2	660.4
Zr_Mat3v2_11	-350	76	9.1	305	0.66	0.024	1.75	0.013	0.34	0.85	0.237	4.83	1.66	22.4	8.65	46	120	29.9	10020	233	58.25	43.4	317.8
Zr_Mat3v2_12	230	134.8	3.7	1853	8.77	0	22.6	0.104	1.5	4.02	0.35	31.2	11.99	154.9	62.1	287	580	116.7	9250	112.5	28.125	352.7	710
Zr_Mat3v2_13	910	139	3.6	2520	9.41	26	89	8.2	30	13.8	1.41	53.6	18.2	210	81.5	370	710	144	9610	135.1	33.775	285	671
Zr_Mat3v2_14	260	124.9	1.2	1860	8.24	0	22.2	0.023	1.36	4.17	0.187	30.8	11.42	154.5	62.2	284	570	116.4	9680	113.2	28.3	219.1	558
Zr_Mat3v2_15	480	139.7	-0.0014	1930	8.18	0.046	26.7	0.226	2.39	4.47	0.48	33.6	12.94	162	64.7	289	592	116.3	9260	103	25.75	250	583
Zr_Mat3v2_16	370	118.9	3.1	3100	3.47	0.04	20.1	0.384	6.52	12.97	1.61	67.8	22.9	277	106.6	472	897	179.3	7960	90.1	22.525	287	501
Zr_Mat3v2_17	560	130.9	2.8	1655	5.78	0.097	10.63	0.124	1.51	3.46	0.264	23.2	9.51	131.9	53.6	257	560	113	10370	80.8	20.2	164.2	526
Zr_Mat3v2_18	350	118.2	3	2900	2.12	0.01	12.5	0.41	6.26	12.2	1.95	66.8	22.6	260	97.6	443	852	168	7730	75.4	18.85	213	352
Zr_Mat3v2_19	440	141	2.2	2140	9.6	0	26.6	0.096	2	5.55	0.49	35.3	13.74	175	70.2	326	672	134.3	8680	123.9	30.975	443.8	791
Zr_Mat3v2_20	2160	142	1.7</																				

Tabla 1. Concentraciones elementales en circones de clastos volcánicos de la Fm. Matzitzi (continuación)

Zr_Mat3v2_22	350	124.7	2.6	2210	11.8	0	25.8	0.07	1.4	4.89	0.278	34.9	14.08	179	72.5	334	662	129.7	10140	188	47	599.8	1052
Zr_Mat3v2_23	580	132.8	3.6	4310	3.99	0.013	20.2	0.439	8.02	18.1	3.12	88.7	31.9	370	138.2	622	1171	234	8050	101.9	25.475	372	596
Zr_Mat3v2_24	550	153.8	1.9	5020	4.21	0.069	24.9	0.75	12.4	22	3.55	121.8	39.4	451	170.8	728	1387	269	7630	108.3	27.075	514	733
Zr_Mat3v2_25	710	141.4	5	2760	11.09	40	142	13.2	62	21.2	4.5	71	22.9	252	92.7	396	750	152.4	8550	195.2	48.8	863	1094.4
Zr_Mat3v2_26	670	128.4	1.5	2038	10.22	0.71	26.8	0.359	3.27	5.21	0.273	34.2	13.37	171.7	67.7	314	627	126.5	9730	148.2	37.05	385.9	827.6
Zr_Mat3v2_27	790	157.6	5.7	2190	4.47	0.019	32.4	0.199	3.54	7.7	1.38	46	16.5	196	73.7	321	636	126.9	6830	83.7	20.925	336.5	446.7
Zr_Mat3v2_28	1090	150	2.4	1670	4.33	13.4	64	3.5	16.8	11.1	0.95	44.6	13.81	150.5	56.2	238	449	89.9	7140	85.9	21.475	451.2	612
Zr_Mat3v2_29	900	213	3.4	3800	6.83	0.57	29.7	2.2	24	38	15	160	46	440	135	530	910	177	7900	75.8	18.95	151	364
Zr_Mat3v2_30	300	222	4.6	3850	8.87	0.91	44.1	1.06	11.9	19.4	4.2	90	30.5	351	128.8	568	1079	214	7650	108.7	27.175	310	591
Zr_Mat3v2_31	2800	131.7	4.2	1810	5.67	0.38	24.5	0.76	9.3	11.8	2.6	45	15.2	166	62	269	510	98.8	8820	102.8	25.7	353	748
Zr_Mat3v2_32	2880	204	6.9	3660	10.5	0.064	79.3	0.335	5.72	12.4	1.38	83.9	27.2	336	120.7	527	993	191	7510	185	46.25	862	1131
Zr_Mat3v2_33	1800	301	9.1	5450	12.3	1.54	90	3.06	30.4	42.1	7.04	170.3	51	535	183.3	760	1271	243	6810	181.8	45.45	1023	1028
Zr_Mat3v2_34	2100	195	5.2	4120	4.91	0.035	49.3	0.86	10.9	22.4	2.54	102.9	33.5	371	138.7	584	1081	210	6910	102.2	25.55	439	684
Zr_Mat3v2_35	2000	181	1.2	2650	12.7	0.014	51.3	0.343	5.35	11.4	0.59	67.1	21.6	252	92.2	390	683	131.6	8020	167	41.75	726	829
Zr_MAT3FA4_1	111	257.3	2.59	341	1.05	-4E-09	4.14	0.02	0.38	1.1	0.343	5.31	2	24.4	10.32	48.3	126.3	33.3	10920		3.0375	15.64	77.2
Zr_MAT3FA4_2	90	275	8.5	196	1.76	1.58E-08	6.97	0.074	1.62	3.7	0.464	12.8	3.24	23.7	6.88	20.7	25.1	5.19	10800		17.825	31.85	104.8
Zr_MAT3FA4_3	281	273	7.8	788	1.3	-5E-08	2.97	0.025	0.84	2.01	0.167	12.8	5.42	64.5	26.5	112.2	208	43.4	10050		26.95	49	140
Zr_MAT3FA4_4	335	234	8.9	800	3.19	0.5	20.9	0.67	6.9	7.7	2.3	22	6.9	73	26.2	116	259	54.2	10880		17	61.6	109
Zr_MAT3FA4_5	237	271	3.5	680	1.77	-7.9E-07	4.01	0.091	1.47	3.45	0.389	18.9	6.06	60.7	23.4	93.7	168.4	35	9780		12.075	26.3	74.6
Zr_MAT3FA4_6	311	266	7	905	1.96	2.56E-06	6.84	0.036	0.73	2.31	0.217	15	6.07	74	30.8	130	250	51.3	10070		48.55	90	261
Zr_MAT3FA4_7	159	263.1	4.3	834	0.793	0.021	4.37	0.189	2.74	3.88	1.25	17.04	5.44	62.1	26.1	120.4	286	70.5	9180		8.45	92.7	214
Zr_MAT3FA4_8	370	288	10.1	1228	1.48	0.035	4.13	0.355	5.92	9.58	0.75	37.1	11.86	121.1	43.3	164	271	55	9470		10.125	30.9	55.3
Zr_MAT3FA4_9	1530	288	3.7	1790	2.21	8.9	41.1	3.08	16.5	7.66	1.22	32.3	11.58	133.9	59.2	266	596	138	10820		23.15	403	581
Zr_MAT3FA4_10	384	330	9.6	843	1.75	2.89	23.2	5.18	35.5	32.1	14	54.9	15.9	115	32.6	104	161	28.3	12330		96.75	130	484
Zr_MAT3FA4_11	235	254.3	5.4	1054	1.63	-0.00017	4.75	0.063	1.15	3.12	0.093	17.5	7.31	85.2	35.7	148	284	59.1	10980		77.5	142	452
Zr_MAT3FA4_12	119	287	7.4	245	1.26	0.0079	5.96	0.046	0.95	2.65	0.137	11.27	3.35	26.8	8.16	26.3	38.1	7.28	12400		70.25	95.5	469
Zr_MAT3FA4_13	116	244	1.81	526	1.59	0.0018	5.73	-0.0006	0.144	0.76	0.367	5.53	2.42	31.7	15.57	81.8	247	64.2	11960		11.525	61.7	304
Zr_MAT3FA4_14	234	272	4.1	759	1.3	0.132	9.65	0.107	1.19	2.19	0.711	11.51	4.52	53.5	23.5	110.1	278	67.7	9810		15.125	182.7	391
Zr_MAT3FA4_15	250	285	6.4	483	2.75	0.024	2.38	0.044	0.58	1.8	0.168	9.7	3.91	40	14.81	57.5	110	22.5	12840		117.75	85.5	588
Zr_MAT3FA4_16	227	276	6.9	556	1.03	2.26E-07	3.95	0.0035	0.37	1.57	0.215	9.07	3.88	46	18.12	75.3	140.8	29.9	11010		46.55	138	314
Zr_MAT3FA4_17	329	309	8.1	633	2.35	0.0108	3.3	0.082	1.31	4.42	0.11	24.4	7.66	67.9	20.6	66.2	82.5	14.08	12870		114	176.5	764
Zr_MAT3FA4_18	379	289	14.3	938	2.24	1.66E-08	5.83	0.092	1.54	3.54	0.139	20.7	7.18	82	32	131	241	49	11120		18.55	43.4	110.5
Zr_MAT3FA4_19	54	246	6.1	392	1.32	0.74	7.57	0.149	0.81	0.99	0.099	4.94	2.06	25.9	12.08	59.2	149.3	36.1	10910		53.25	86.1	339
Zr_MAT3FA4_20	180	317	10.4	744	1.3	1.35E-09	9.35	0.066	0.87	2.03	1.07	11.67	4.35	51	22.7	111.8	280	69.1	8960		3.625	35.6	76.8
Zr_MAT3FA4_21	188	262	5	522	1.58	-1.9E-12	3.38	0.025	0.196	0.93	0.037	7.4	2.91	39.4	17.18	77.7	176.6	39.3	12640		72	77.7	399
Zr_MAT3FA4_22	10100	255	4.5	790	1.28	156	330	37.9	144	27	1.44	35.3	7.71	70.1	26.3	106.8	207	43.2	11800		51	73.1	253
Zr_MAT3FA4_23	277	335	3.03	2200	5.9	-1.3E-13	29.7	0.152	2.9	6.66	0.81	43.6	15.6	189	76.9	318	606	127.5	7520		27.575	478	666
Zr_MAT3FA4_24	333	245	5.3	799	3.14	0.02	9.88	0.026	0.42	1.16	0.16	8.9	3.88	52.1	24.1	118.5	304	70.2	12140		94.5	114.8	623
Zr_MAT3FA4_25	342	301	7.2	1363	1.37	0.031	4.34	0.391	6.32	9.7	0.87	42.7	13.3	132.3	47.7	179	296	60.2	9560		9.975	30.1	53.9
Zr_MAT3FA4_26	45	245	0.82	626	3.55	0.0019	4.05	0.0029	0.179	0.95	0.164	6.63	3	40.4	18.32	94.3	259	62.9	13140		27.1	52.7	655
Zr_MAT3FA4_27	173	271	4.37	829	2.26	0.0133	7.1	0.053	0.77	2.47	0.182	13.41	5.5	67.3	27.8	122	258	55.4	12530		110.75	179.8	667
Zr_MAT3FA4_28	120	284	3.3	775	1.88	-7.8E-15	19.2	0.035	0.55	1.84	1.22	12.08	4.5	54	23.1	104.3	269	65.6	10830		5.925	48.3	133.3
Zr_MAT3FA4_29	236	282	6.2	701	1.37	2.94E-14	3.78	0.027	0.439	1.67	0.084	10.76	4.59	58.4	23.7	101.8	202.8	42.3	11410		42.675	63.7	217.2
Zr_MAT3FA4_30	180	260.7	6.2	574	1.94	-1.1E-13	5.83	0.056	1.01	2.43	0.158	13	4.81	52.3	19.1	74.5	126	24.8	10860		7.45	42.1	86.8
Zr_MAT3FA4_31	347	272	15.6	853	2.22	-2.2E-11	6.08	0.074	1.63	3.57	0.161	18.3	6.69	75	29.1	118.9	217.2	43.6	11040		20.475	42.8	111.2
Zr_MAT3FA4_32	430	298	3.7	1431	1.55	0.022	5	0.381	6.04	9.58	0.92	45.6	14.3	143.1	51.9	192.6	325	63.2	9370		15.95	40.06	88.2
Zr_MAT3FA4_33	216	265	3.4	681	1.4	-2.9E-10	4.89	0.029	0.41	1.64	0.181	10.59	4.35	52.1	22.8	101.4	207.1	42.3	9670		24.025	43	121.4
Zr_MAT3FA4_34	426	302	8.9	907	2.04	1.06E-09	11.5	0.07	1.1	2.77	0.369	15.13	6.08	73.7	31.1	131.2	284	63.3	9630		30.8	57.4	142.7
Zr_MAT3FA4_35	169	234	4.64	855	3.63	2.39	56.1	2.03	10.98	5.67	2.28	17.47	6.03	67.3	26.4	119.3	294	66.2	10770		39.65	159	991
Zr_MAT3P5_1	380	319	3.8	1005	1.49	0.045	8.37	0.035	0.75	2.26	0.554	13.25	5.37	68.9	33.1	154.3	381	98.3	8770		7.175	93.5	173.2
Zr_MAT3P5_2	8200	282	3.7	1990	1.51	34.8	90.8	10.6	51.4	32.4	16.5	119	33.9	257	70	216	336	75.3	10890		12.25	121.9	286
Zr_MAT3P5_3	224	276	3.6	835	2.62	0.0018	10.03	0.0126	0.45	1.65	0.222	9.46	4.15	54.6	26.5	131.5	335	82.9	9900		9.175	97.3	245.2
Zr_MAT3P5_4	220	294	2.7	826	2.32	0.11	13.22	0.073	0.61	1.8	0.23	11.44	4.65	58	26.5	128.2	308	75.4	9890		10.2	126.4	262.7
Zr_MAT3P5_5	217	352	8.7	799	1.46	0	6.37	0.025	0.57	1.56	0.445	10.5	4.46	55	26.5	124	286	72.8	9040		4.25	41.5	99
Zr_MAT3P5_6	92	233	2.5	128.3	1.15	0	2.5	4.0023	0.138	0.42	0.186	2.1	0.823	10.33	4.56	21.5	56.4	12.33	5250		13.25	30.8	81.8
Zr_MAT3P5_7	229	358	3.9	1359	2.68	0.018	11.88	0.023	0.88	2.22	0.75	17.9	7.69	96.2	45.3	214	493	120.5	9810		10.175	124	241

Tabla 1. Concentraciones elementales en circones de clastos volcánicos de la Fm. Matzitzi (continuación)

Zr_MAT3P5_17	125	275	4.8	464	0.95	-1.2E-36	2.6	0.021	0.28	0.78	0.277	4.36	2.27	28.4	14.8	73.1	192	53.1	7700	3.6125	43.8	87	
Zr_MAT3P5_18	444	322	2.3	2000	8.06	0.221	24.1	0.177	1.53	3.34	0.488	21.9	9.9	134	64.2	319	778	189	10510	30.15	337	708	
Zr_MAT3P5_19	679	341	4.2	3150	3.44	3.1	29.3	1.37	9.6	11.5	2.03	60.1	22.4	261	112	491	1000	223	10430	18.575	286	476	
Zr_MAT3P5_20	2700	298	4.7	931	2.71	25.6	71	7.5	33.4	8	0.6	16.6	5.46	65	30.5	146.3	363	90.4	9350	9.85	103.9	244	
Zr_MAT3P5_21	1230	296	5.8	1870	1.64	3.9	18.8	1.62	12.1	23.1	8.4	91	27.3	225	62	206	366	83.4	9300	5.975	80.9	161.5	
Zr_MAT3P5_22	1540	298	1.98	1295	2.36	10.1	33	2.7	13.6	5.2	0.82	20.4	7.84	94.6	42.3	202	472	112.9	9270	14.6	180	355	
Zr_MAT3P5_23	1830	312	2.76	983	2.71	14	46.5	4.38	19.2	5.31	0.594	14.4	5.58	68.4	33	155.1	382	94.9	9560	10.05	116.8	248.7	
Zr_MAT3P5_24	680	318	2.97	1545	5.2	3.5	26.3	1.33	6.2	3.67	0.547	19.4	7.63	100.7	48.6	246	615	151.7	9310	18.55	194.5	467	
Zr_MAT3P5_25	1260	272	2.7	844	2.56	5.2	23.9	2.02	9.1	3.42	0.63	12.3	4.7	57.1	26	129.9	325	81.2	9590	10.525	110.5	237.9	
Zr_MAT3P5_26	244	342	2.9	1262	3.63	1.68E-31	12.81	0.034	0.64	2.13	0.356	13.8	6.16	81.6	40.5	198.2	510	126.6	10890	15.1	130.5	328.9	
Zr_MAT3P5_27	238	295	2.7	812	2.2	0.15	10.04	0.074	0.68	1.58	0.242	9.62	4.23	53.9	25.8	127.8	328	82.4	9930	8.675	78.7	202	
Zr_MAT3P5_28	11900	296	4.3	1568	1.85	110	254	32	138	29.7	2.29	46.6	12.5	126.7	52.7	235	504	115	10060	12.025	165.6	258.7	
Zr_MAT3P5_29	319	410	17	1380	1.99	0.0064	7.91	0.051	0.96	2.67	0.99	19.8	8.09	103.8	47.2	212	431	99	7470	4.1	62.5	95.8	
Zr_MAT3P5_30	3370	306	4.3	1010	2.06	15.9	47.3	5.38	26.2	10.1	1.87	23.7	7.7	83	34.3	150	317	74.6	8280	5.575	90.6	129.8	
Zr_MAT3P5_31	820	296	3.3	1520	1.93	2.7	18.6	0.77	4.3	3.77	0.422	23.9	10.04	116.9	54.3	241	513	121.6	10400	10.8	143	283	
Zr_MAT3P5_32	335	298	3.3	1469	2.9	0.061	11	0.094	1.44	3.51	0.672	21.3	9.05	111.2	50.7	237	526	123.7	9550	11.2	141.1	272.9	
Zr_MAT3P5_33	6880	300	4.1	707	1.69	66.3	159	19	81.6	15.3	1.25	21.2	4.98	51.7	22.6	107.6	272	68	9940	6.225	57.5	134	
Zr_MAT3P5_34	860	321	2.65	1100	3.62	4.8	24.5	1.55	6.2	2.88	0.373	14.5	5.27	72.8	35.3	173	428	108.5	9550	13.65	124.6	302	
Zr_MAT3P5_35	214	296	3.39	860	2.42	1.13E-24	10.65	0.0203	0.59	1.4	0.301	10.46	4.31	55.4	28.1	138.7	338	86.7	9920	9.425	94.5	229	
Zr_M4F20_1	-30	95.3	4.9	1272	2.51	0.012	7.94	0.044	1.48	3.44	0.07	23.8	8.98	113.4	44.3	199	375	71.2	11700	580	145	252.5	698
Zr_M4F20_2	450	206	4.8	1824	4.17	5	23.1	1.9	11.1	6.04	1.18	32.1	10.94	143.9	60.8	289	576	122	7910	57.2	14.3	165.5	330.7
Zr_M4F20_3	300	195	7.8	2110	2.85	0.149	9.79	0.195	3.42	7.13	1.88	40.1	15.1	184	72.9	327	622	124.3	7020	53.5	13.375	218.4	326.7
Zr_M4F20_4	740	144.9	5.7	1450	2.53	6.9	27.4	2.58	13	7.06	1.08	30.9	10.5	125.3	49.7	219	415	84.1	7460	56	14	231	336.4
Zr_M4F20_5	440	181	10.2	2210	3.11	0.0055	12.2	0.166	3.06	7.06	2.09	46.9	16	193	75.5	336	612	124.3	6990	68.8	17.2	368	416.1
Zr_M4F20_6	580	135.7	5.8	1477	3.38	3.8	21.7	1.5	8.1	5.33	0.748	30	9.75	128	50	231	450	88.8	8610	56.6	14.15	193.5	361
Zr_M4F20_7	640	129.4	2.7	1555	3.42	5.8	28.4	2.33	12.5	6.62	0.92	33.3	11.37	137.7	53.3	234	459	91	8250	64.8	16.2	275	397
Zr_M4F20_8	1940	128	4.2	1657	3.65	11.4	45.7	4.4	25.7	11.4	1.69	39.5	13.07	149.6	58.2	249	453	88.5	8240	70.3	17.575	264	384.2
Zr_M4F20_9	40	240	3.7	2830	5.53	0.016	16.9	0.217	4.02	8.2	2.21	54.6	19.6	245	96.2	440	832	162	7340	80.9	20.225	365.2	535.3
Zr_M4F20_10	380	181	10.6	3070	4.14	2.62	24.9	1.25	9.2	12.5	3.14	71.6	23.5	280	106.4	455	844	164	7630	92.4	23.1	566	566
Zr_M4F20_11	730	138	3.2	1638	2.45	0	8.9	0.065	1.76	4.61	0.57	30.8	10.9	134.8	55.8	265	522	104.7	9580	51.5	12.875	113	296.8
Zr_M4F20_12	160	176	7.5	1770	3.21	0.52	13.83	0.383	3.99	6.04	1.63	38.5	13.19	156.5	60.9	270	500	101	7560	71.1	17.775	319	419.2
Zr_M4F20_13	300	162.5	5.8	2390	2.99	0.333	12.71	0.228	4.82	8.18	1.63	48	16.96	205	81.5	373	708	142.7	8090	56.4	14.1	160	360
Zr_M4F20_14	410	119.7	4	1095	2.69	1.41	12.3	0.528	3.52	3.27	0.425	19.1	7	92	36.5	172	350	71.4	9100	41.9	10.475	87.3	247
Zr_M4F20_15	840	210	10	2470	3.14	0.0045	12.36	0.15	3.12	7.05	2.11	46.3	17.04	210	84.3	381	727	144.5	7270	66.9	16.725	234.2	401.8
Zr_M4F20_16	650	222	6.2	2200	4.08	0	12.55	0.108	2.1	5.28	1.4	35.5	13.28	171.1	72.7	344	669	135.3	7140	69.1	17.275	231	417.5
Zr_M4F20_17	10400	208	11.4	2460	3.69	47	134	16.6	85	23.4	6.4	64.8	19.4	224	86.9	381	689	135.7	7500	77.4	19.35	286	383.9
Zr_M4F20_18	1260	229	5.9	4060	2.5	0.2	14.4	0.652	11.94	22.5	6.43	108.3	34	372	139.9	590	1026	202	6940	63.6	15.9	244	371
Zr_M4F20_19	830	117.6	2.6	2130	1.57	0.63	11.9	0.61	7.7	12.8	3.27	54.2	17.9	204	74.7	316	537	104.3	8060	40.5	10.125	144.4	274
Zr_M4F20_20	3510	132.2	3.9	1274	4.73	25.6	77	9.6	48	12.8	1.06	29.1	9.15	106.7	42.4	199	398	82.6	9390	53.6	13.4	123	303
Zr_M4F20_21	1260	117.7	5.1	2050	1.58	0	7.74	0.15	3.92	8.8	1.51	45.6	15.43	186	71.4	312	590	116.5	8330	45.6	11.4	155.5	272
Zr_M4F20_22	940	121.9	1.8	1093	2.83	0	9.61	0.049	1.05	3.2	0.397	19.2	7.16	91.7	37.6	172.5	332	67.8	9160	46.7	11.675	136.2	274
Zr_M4F20_23	290	96.3	6.5	837	1.49	0	3.59	0.029	0.66	1.73	0.094	12.61	5.59	71.5	28.9	129.6	247	47.5	10780	200	50	91.4	254
Zr_M4F20_24	920	181.9	5.6	1627	3.72	0	10.58	0.036	1.02	3.26	0.75	24.4	9.51	129.1	53.5	258	533	109.8	8020	47.1	11.775	133.1	306.2
Zr_M4F20_25	520	170.8	8	2043	3.73	0.26	15.32	0.28	3.2	5.98	1.73	42.7	14.53	179.6	69.5	322	620	122.1	7530	67.9	16.975	377	464.3
Zr_M4F20_26	820	256	9.1	2380	3.85	0	11.78	0.111	1.86	5.1	1.56	35.3	14.16	188	80.1	377	750	151.9	7240	60.3	15.075	202.5	400
Zr_M4F20_27	840	145.7	6.1	1737	3.54	0.76	14.1	0.4	3.08	5.15	1.24	33.6	11.98	148	60.1	269	519	103.8	8180	83	20.75	385.6	495.5
Zr_M4F20_28	780	130.1	4.6	1420	4.81	2.19	17.9	0.834	6.09	6.05	1.38	30	10.15	122.5	50.4	224	429	83.6	9780	55.2	13.8	226	379
Zr_M4F20_29	200	184.4	7.7	2170	3.87	0	13.57	0.148	2.62	6.73	1.62	41.2	15.11	187.3	73.1	331	617	124.1	7490	79.9	19.975	429	489
Zr_M4F20_30	430	62.5	4.1	522	4.55	0	23.6	0.02	0.44	0.91	0.146	5.96	2.6	33.8	16	83.3	204	38.4	10360	693	173.25	205.1	1051
Zr_M4F20_31	1060	152	9.4	1770	2.42	3.87	20.6	1.4	10.05	8	1.85	40.7	13.2	157	60.1	268	508	99.2	7590	58.8	14.7	313	373
Zr_M4F20_32	620	152	17.1	2540	2.87	0.58	11.93	0.38	4.69	9.4	2.52	53	18.38	221	87	388	737	145.5	6910	55.9	13.975	216.5	318
Zr_M4F20_33	280	198	6.1	2240	4.83	0.48	18.1	0.32	3.39	7.43	1.78	48.3	16.69	201	77.4	343	619	120.5	7370	113.2	28.3	605	645.1
Zr_M4F20_34	1010	184	9	2310	3.61	0.99	16.9	0.43	3.98	7.6	2.24	46.7	16.54	202.2	79.3	352	633	124.8	7320	66.1	16.525	351	416.2
Zr_M4F20_35	1900	186.4	6	2900	4.48	12.4	49	4.9	30	18.1	3.83	77.5	24.61	276	100.8	426	757	145.5	6730	100.6	25.15	700	643
Zr_M4Q1_1	270	136.4	27.7	1235	1.39	6.4	13.2	1.33	8.4	5.44	1.37	27.2	8.84	110.8	40.6	185	360	74.6	5800	6.9	100.5	156.8	
Zr_M4Q1_2	360	252	5	2870	3.02	0.163	13.06	0.42	6	12.4	2.94	64.5	22.3	265	100.4	446	853	172	7480	11.925	233.8	364.4	
Zr_M4Q1_3	290	164	4.3	3060	1.98	0.041</																	

Tabla 1. Concentraciones elementales en circones de clastos volcánicos de la Fm. Matzitzi (continuación)

Zr_M4Q1_12	4700	194	4.7	2630	7.11	98	261	36	174	46	2.76	86	23.1	250	90.4	407	741	142.4	9140	28.275	654.9	705
Zr_M4Q1_13	720	202.7	5.6	3340	5.56	5.4	38.5	1.6	12.5	14.9	2.69	82.9	27.2	314	115.7	505	944	183.3	8360	26.9	468	608
Zr_M4Q1_14	470	188.2	2.5	1930	5.96	0.024	16.8	0.084	1.32	4.04	0.65	30.6	12.11	154	64.4	310	640	132.1	9970	18.3	171	367
Zr_M4Q1_15	520	140.5	3.2	1028	3.6	0	8.56	0.025	0.86	2.05	0.19	15.2	5.93	82.5	34.7	174.2	373	81.2	10880	9.325	61.2	188.5
Zr_M4Q1_16	168	241	6.1	2570	4.96	0.193	21.5	0.327	5.12	11.5	2.16	61.6	21.2	246	90.3	399	735	148.9	8440	21.65	397	465
Zr_M4Q1_17	221	142.6	7.3	527	1.21	1.42	10.5	0.37	3.5	2.53	0.687	9.45	3.44	40.1	16.7	82.1	203	46	9860	6.6	59	141
Zr_M4Q1_18	76	224	5.3	1828	3.93	0.2	15.52	0.207	2.99	5.98	1.34	38.2	13.61	162	62	280	543	111.2	8460	18	284.1	379
Zr_M4Q1_19	26	151.8	5.4	450	1.61	-5.1E-06	3.68	0.041	0.82	2.45	0.068	13	4.42	44.6	14.6	58.8	114	23.1	12140	64	63.9	340
Zr_M4Q1_20	132	138.7	5.7	1029	2	0.61	6.21	0.398	3.9	5.98	1.83	26.3	8.68	99.9	35.5	148.3	277	52.6	10630	87.5	154.2	503
Zr_M4Q1_21	-19	159	8.6	480	2.69	0.02	3.43	0.056	1.03	2.3	0.171	11.1	3.64	41.9	15.9	70.4	136	27.5	10650	21.575	26.4	115.5
Zr_M4Q1_22	125	168	3.54	1406	4.58	6.9	24.7	2.1	8.9	5.7	0.352	26.2	9.09	119.5	47.2	221	443	91.6	9710	15.15	165.9	346.3
Zr_M4Q1_23	529	209	7.1	2040	3.97	15.9	55	4.9	21	9.1	1.36	35	13.14	164.8	69.5	333	700	148.9	8200	20.175	337	486
Zr_M4Q1_24	492	206	5.5	2780	6.26	15.4	68	5.9	34.5	20.9	2.79	78.8	24.6	270	99.8	437	785	157	8080	30.1	797	709
Zr_M4Q1_25	-6	127.2	2.2	629	1.93	-4.9E-06	5.98	0.028	0.5	1.41	0.537	8.92	3.79	45	18.5	88.9	224	52.8	10550	4.45	20.59	96.7
Zr_M4Q1_26	143	195.3	17.1	2390	2.1	0.53	9.44	0.77	10.01	15.6	4.02	70.8	21.8	235	84.7	369	657	131.1	5780	9.7	177	255.4
Zr_M4Q1_27	3	120.7	5.8	914	1.36	0.029	3.89	0.046	0.84	2.38	0.113	16.8	6.46	76.2	31.1	138	254	50.6	10190	52.75	123	318
Zr_M4Q1_28	158	137.6	5.1	1205	4.96	0.52	19	0.48	4.77	5.75	1.85	22.7	7.72	92.8	40.7	190	455	103.7	9120	23.95	305	578
Zr_M4Q1_29	650	222	5.9	2350	6.47	9	47.4	3.82	20.9	11.7	1.61	54.3	17.5	208	79.7	360	677	136.4	7270	25.2	596	668
Zr_M4Q1_30	50	163.2	2.81	845	1.74	-4.1E-06	4.54	0.037	0.78	1.92	0.338	12.98	5.25	67.1	28.2	136.5	304	63	7350	6.125	50	160.3
Zr_M4Q1_31	3	221	4.9	2850	5.7	-4.2E-06	21.1	0.24	4.51	9.5	1.84	61.6	21.2	256	99	446	846	172	7410	22.15	405	568
Zr_M4Q1_32	36	225	5.8	2350	5.29	0.0051	17.7	0.159	3.33	7.68	1.37	48.1	17	207	81.8	371	716	142.7	6790	18.275	352.6	496
Zr_M4Q1_33	2	191	10.4	1710	3.36	0.128	9.93	0.19	2.78	5.38	1.36	34.2	11.73	148	59	270	512	106	6620	11.4	173	305
Zr_M4Q1_34	1360	146.3	23	780	2.14	26.6	65.2	6.1	24.5	5.7	0.97	13.76	4.41	54.1	23.27	118	289	66.1	8410	20.4	282.6	486
Zr_M4Q1_35	60	118.7	7.3	375	2.48	-4E-06	3.29	0.039	0.343	1.02	0.096	7.24	2.43	30.5	12.14	57	118.5	25.51	10400	37.55	113.3	218.6
Zr_M4CZ1_1	8400	375	4.1	889	2.42	24	61	6.8	34	8.3	2.68	18.7	5.8	60.8	27	131	353	94.6	13520	15.95	144	322
Zr_M4CZ1_2	149	270	4.18	596	6.82	0	21.4	0.024	0.55	1.76	0.121	10.1	4.01	45.2	19.4	82.7	163	36	12730	56	90	309.8
Zr_M4CZ1_3	480	312	11.5	1470	4.3	0.0073	6.41	0.089	0.93	3.35	0.165	20	8.9	105.7	50.1	218	455	102.3	15700	235.5	256.6	1157
Zr_M4CZ1_4	1690	321	13.2	638	1.84	14.2	46.3	4.4	21.5	6.2	0.699	15	5.05	50.1	21.5	90.2	175	39.7	11580	1.71	111.2	181.2
Zr_M4CZ1_5	303	282	3.4	934	2.06	0.0024	4.77	0.03	0.71	2.21	0.075	14.8	6.25	72.1	31.8	133.8	251	54	12600	71.75	113.3	375
Zr_M4CZ1_6	657	540	3.3	1560	2.33	0.033	6.087	0.078	0.56	1.53	0.39	9.6	6.33	96.4	49.3	249	617	145.8	15170	124	21	897
Zr_M4CZ1_6b	700	483	3.5	1310	2.32	0.032	0.84	0.093	0.79	1.72	0.566	8.2	5.2	81.3	41.6	212	566	139	15200	148.5	18.31	796
Zr_M4CZ1_7	149	267	5.9	451	1.76	0	2.75	0.0104	0.4	0.99	0.078	5.95	2.69	32.7	14.55	66.4	153	35.1	11720	24.7	32.9	161.3
Zr_M4CZ1_8	570	278	7.1	2550	9.57	0.122	30.5	0.366	5.05	10.9	1.8	54.4	20.8	227	93.6	378	658	137	12460	243.25	562	1117
Zr_M4CZ1_9	161	265	5.9	541	4.2	0.08	18.6	0.09	1.11	1.52	0.534	6.77	2.79	36.7	16.84	80.4	215	52.1	12720	116	185.1	760
Zr_M4CZ1_10	152	339	5.2	501	3.17	0.0087	5.07	0.033	0.92	3.05	0.123	15	5.05	45.5	17.2	65.6	114.6	25.5	14710	157.75	204.6	848
Zr_M4CZ1_11	64	282	5.2	411	1.73	0	2.88	0.0078	0.127	0.99	0.092	5.39	2.38	29	13.4	61.7	126	28.4	14430	91.5	72.7	598
Zr_M4CZ1_12	20	350	4.3	786	2.2	0	12.5	0.038	0.71	1.91	0.562	9.7	3.9	49.8	25	122.1	336	90.1	11820	14.425	169	345
Zr_M4CZ1_13	360	284	3.54	724	2.26	3.5	17.9	0.76	3.6	1.94	0.447	9.15	3.58	44.4	22.3	110.8	303	80.9	11410	20.15	176.5	503
Zr_M4CZ1_14	1750	391	3	1810	2.4	5.1	23.4	2.5	12.9	6.7	0.78	29.6	11.48	141.8	64.7	283	540	122.3	10430	7.3	74.6	144.3
Zr_M4CZ1_15	59	247	1.97	529	2.15	0.169	9.4	0.109	0.78	1.07	0.501	6.36	2.77	34.6	16.7	80.5	222	56.2	12050	21.75	163.1	601
Zr_M4CZ1_16	141	258	2.2	1074	3.09	0.153	11.05	0.25	2.67	4.03	1.39	19	7.06	80.4	35.5	158	388	94.5	10650	21.75	151.1	603
Zr_M4CZ1_17	390	287	3.2	1438	3.87	0	6.72	0.071	1.64	4.4	0.044	26.5	10.76	124.9	52.1	212	382	80.3	11800	39.325	107.4	401
Zr_M4CZ1_18	235	272	8.1	860	1.9	0	5.38	0.052	0.79	2.39	0.109	14.6	5.92	68	29.9	124.1	235	49.7	11090	54.5	96.7	287.3
Zr_M4CZ1_19	261	255	6.6	969	2.06	0.0066	8.76	0.043	0.95	2.76	0.228	16.8	6.72	80.1	32.6	139	262	57.8	11700	72.25	102.9	310
Zr_M4CZ1_20	276	281	4.8	980	27	0.0083	4.21	0.0134	0.37	1.12	0.084	10.8	5.7	72	32.9	148	314	68.7	16800	67.25	38.2	406
Zr_M4CZ1_21	279	293	7.6	1740	6.17	0.31	24.4	0.202	2.1	4.92	0.133	29.3	12.5	145	62	262	505	105	12360	240	501	1299
Zr_M4CZ1_22	850	450	4	2930	2.5	2.4	16.4	1.18	7.2	7.66	0.85	45.1	19.3	226	108.2	462	859	192	12470	8.875	80.9	160.7
Zr_M4CZ1_23	930	464	5.2	476	1.51	7.1	24	1.9	11.4	6	0.68	13.2	3.92	40.9	15.5	67.9	179	47.4	14600	42.5	46.7	148
Zr_M4CZ1_24	789	511	7.9	4750	8.72	0.271	30.6	0.266	3.96	10.9	0.891	80.2	33.8	414	183	752	1382	292	12520	25.325	429	490.6
Zr_M4CZ1_25	1250	491	3.2	4160	4.19	0	14	0.112	2.48	9.1	1.32	64	26.9	336	152.3	683	1500	347	13350	33.75	282	690
Zr_M4CZ1_26	199	316	4.1	732	1.52	0	8	0.054	0.75	2.08	0.623	11.1	4.34	50.8	23	106.5	274	70.8	11390	11.775	102.1	254.8
Zr_M4CZ1_27	196	290	8	558	2.41	0	8.71	0.027	0.337	1.06	0.082	6.95	2.87	37.8	17.33	82.3	195.4	45.1	13960	26.1	16.89	165.3
Zr_M4CZ1_28	232	302	4.2	923	1.12	0	3.31	0.033	0.87	2.31	0.599	14.48	6.03	71.6	31.9	135	274	59.2	10790	72.25	129.8	407
Zr_M4CZ1_29	162	276	12.2	111	1.32	0	3.4	0.03	0.69	1.05	0.25	4.14	1.12	10.66	3.41	11.5	16.8	3.43	8520	16.325	85.5	206.9
Zr_M4CZ1_30	214	319	7.3	963	4.71	0.184	15.8	0.58	5	5.1	1.76	16.4	6.3	69.9	31.3	148.5	379	88.9	16000	206	251.6	1008
Zr_M4CZ1_31	220	335	12.1	1940	1.59	0.19	5.13	0.298	5.01	7.84	0.96	43.4	15.4	168	68.5	268	454	93.8	10010	42.75	95.5	205.4
Zr_M4CZ1_32	291	313	5.6	1353	1.65	0.0107	4.79	0.078	1.89	4.82	0.202	27.1	10.02	112.4	46.79	189	337	68.7	11330	56.75	133.3	332.5
Zr_M4CZ1_33	206	283	5.7	907	5.86	0	30.9	0.06	0.82	2.02	0.147	11.96	5.33	65.1	30.1	141.6	354	80.9	12750	139.75	270	8

Tabla 1. Concentraciones elementales en circones de clastos volcánicos de la Fm. Matzitzi (continuación)

Zr_M4CZ1_42	230	288	3.4	898	1.92	0	4.91	0.039	0.55	2.17	0.059	14.2	5.6	70	30.7	132	247	52.8	11420	53.5	88.3	280	
Zr_M4CZ1_43	427	329	14.7	1131	2.6	0	5.88	0.114	2.73	5.86	0.312	29.8	9.85	105.8	40.5	155.5	276	56.9	11020	15.05	38.8	80.6	
Zr_M4CZ1_44	1280	256	3.35	856	2.66	11.39	34.4	3.22	13.7	3.65	0.607	11.39	4.31	53.2	26.3	133.8	368	94.5	9730	21.025	153.6	498	
Zr_M4CZ1_45	900	294	3.2	670	1.31	9.3	28.2	2.3	9.2	3.51	0.85	12.5	4.32	48.9	21.9	98.5	255	64.1	10920	14.85	145.1	318.4	
Zr_M4CZ1_46	67	317	7.5	252	1.23	0	0.617	0.0102	0.099	0.87	0.059	5.75	2.49	23.4	8.34	32.9	75.2	19.5	12190	126.75	24.49	737	
Zr_M4CZ1_47	276	314	150	2030	2.31	0.059	2.32	0.288	5.47	12.5	1.41	56.8	19.1	19.1	73.9	284	486	102.8	8120	29.85	51.5	171.7	
Zr_M4CZ1_48	102	243	7.2	642	4.07	0.088	3.75	0.136	1.03	1.23	0.58	6.8	3	42.3	21.5	110.8	305	78.3	10400	122.5	48.5	1125	
Zr_M4CZ1_49	124	271	6.6	2090	1.97	0.019	9.38	0.308	4.58	9.2	1.05	46.8	17	180	73.2	298	550	115.3	8200	12.575	157.5	279	
Zr_M4CZ1_50	858	292	4.87	1297	2.83	9.77	42.7	4.11	21.6	13.04	1.25	42	12.74	119.8	43.7	171.2	320	68	10560	83	497	910	
Zr_M4CZ1_51	260	309	3.5	600	1.48	0.002	4.45	0.069	1.11	3.15	0.071	18	5.55	52.8	19.2	75	125	22.9	13370	22.5	49.6	136.9	
Zr_M4CZ1_52	175	258	5	932	1.22	0.022	2.96	0.084	1.35	2.91	0.232	18.1	7.15	77.9	31.9	132.8	234	50.5	9890	38.5	69.8	195	
Zr_M4CZ1_53	444	237	18.5	2800	14.8	0.133	13.83	0.489	6.13	11.6	1.59	66.8	26	277	112.1	437	709	144.4	11550	137.25	164.7	850	
Zr_M4CZ1_54	225	337	8.3	526	1.71	0	1.87	0.044	0.6	2.27	0.142	12.6	4.93	48.9	17.1	65.2	130.9	29.5	12820	95.25	56.83	555	
Zr_MAT7P1_1	11100	269	3.8	2270	3.96	54	204	43	302	136	3.73	198	38.8	277	86	305	452	92.5	8500	46.75	177	294	
Zr_MAT7P1_2	353	351	3.8	2220	8.12	0.0134	21.9	0.109	1.91	5.07	0.96	31.5	13.31	168.1	76.7	357	732	160.6	7590	20.45	242	567	
Zr_MAT7P1_3	170	254	3.5	980	2.87	0.07	10.65	0.069	1.5	3.01	0.443	15.95	6.62	77.4	33.5	150.3	295	68.2	7290	11.325	127.9	272.1	
Zr_MAT7P1_4	495	289	2.16	2950	3.57	5.9	33	2	14.5	17.4	3.21	72.8	24.9	271	106.8	442	814	174	7830	17.975	249	425	
Zr_MAT7P1_5	45	256	2	614	2.12	0.0033	8.68	0.0165	0.282	1.19	0.417	7.41	3.04	38.5	18.9	96.2	268	68	10210	2.435	16.92	62.1	
Zr_MAT7P1_6	508	322	5.1	4410	3.79	0.054	17.16	0.608	9.2	18.3	3.8	96.9	34.3	385	152.6	629	1141	244	7530	22.425	360	579	
Zr_MAT7P1_7	1310	296	6.3	3780	2.12	0.096	10.09	0.94	14.8	38.2	13.1	172	53.3	455	136	452	691	138	6970	11.8	166.4	313	
Zr_MAT7P1_8	1520	336	4.2	3810	4.59	23	72	10.1	52	27	3.03	101	33.6	355	138.9	574	997	208.6	7590	27.025	493	729	
Zr_MAT7P1_9	315	281	2.52	1927	2.04	-1.2E-05	10.2	0.209	3.85	7.88	1.35	40.3	14.54	158.9	67	284	532	114.1	7350	10.325	138.6	271.1	
Zr_MAT7P1_10	496	326	3.2	3110	4.45	0.017	19.9	0.36	6.24	12.1	2.27	66.5	24.8	279	113.2	479	879	188	7660	21.675	312	540	
Zr_MAT7P1_11	740	344	5	3780	4.8	1.33	24.8	0.99	10.2	18.4	4.26	88.2	31.7	343	136	570	1024	219	7110	23.95	411	534	
Zr_MAT7P1_12	557	314	1.79	2290	11.87	0.52	28.8	0.32	2.85	5.61	0.308	37.8	15.26	182	80.3	349	666	143.5	9920	33.975	368	833	
Zr_MAT7P1_13	684	385	3.89	5590	5.69	0.125	34.7	0.837	14.2	27.2	4.7	138.3	47.6	526	208	855	1520	317	7520	30.9	583	810	
Zr_MAT7P1_14	835	333	1.24	2120	5.53	-0.0037	16.9	0.051	1.35	4.38	0.55	32	13.4	163	70.9	323	639	142	8470	25.5	285	574	
Zr_MAT7P1_15	482	310	1.57	3100	8.7	0.0091	34.5	0.246	5.15	10.98	1.11	63.6	23.7	268	112.6	474	885	189	8080	32.5	471	867	
Zr_MAT7P1_16	223	288	4.44	862	1.5	0.092	20.47	0.223	2.11	2.95	1.4	13.51	5	60.2	27.7	136.4	354	94.1	11640	53.775	1120	1338	
Zr_MAT7P1_17	369	403	6.3	2641	8.69	0.0096	21.74	0.119	2.33	6.74	1.08	39.7	16.29	207.7	92.5	119	413	836	182.6	7960	20.925	216.4	498
Zr_MAT7P1_18	3700	350	3.98	2760	9.69	82	261	28.9	120	29.3	2.2	69	22	242	99.8	422	801	173.6	8330	34.725	462.2	856	
Zr_MAT7P1_19	397	260	5	1960	2.42	0.09	9.51	0.123	2.52	6.07	0.382	39.1	14.8	165	67.1	282	486	99.7	10470	122.25	234.2	587	
Zr_MAT7P1_20	359	287	3.83	2580	2.15	0.0091	11.82	0.329	6.53	11.93	1.97	58	20.9	230	93.4	398	724	156.5	7720	13.75	189	341	
Zr_MAT7P1_21	260	300	4.58	2550	2.04	0.0109	9.47	0.349	6.81	12.53	2.6	63.8	-21.9	229	92.3	386	681	146.2	7330	13.85	219	351	
Zr_MAT7P1_22	695	323	1.58	2790	13.02	2.11	39.1	0.98	6.8	7.56	0.464	48.9	19.7	232	98	423	793	171.7	9640	43.75	492	1039	
Zr_MAT7P1_23	129	268	22.6	210	1.18	-3.5E-10	3.36	0.048	0.65	1.29	0.678	4.54	1.57	15.1	6.1	30.3	74	17	9000	3.5775	12.3	40.7	
Zr_MAT7P1_24	790	320	2.8	4440	8.26	2.9	48.8	1.77	12.9	18.8	2.44	96.9	35.1	392	160	666	1229	259	8520	40.5	708	972	
Zr_MAT7P1_25	313	310	2.8	1540	8.28	0.109	13.33	0.084	1.08	3.08	0.314	19.6	8.41	111.7	52.1	241	520	117.7	8970	15.55	111.9	373	
Zr_MAT7P1_26	367	339	5	2150	5.69	0.0137	21.4	0.136	2.49	6.21	1.05	35.7	14.41	172.2	73.2	322	646	142.1	7810	22	322.6	525	
Zr_MAT7P1_27	273	296	2.27	1511	5.32	-9.6E-15	16.56	0.059	1.06	3.39	0.3	24.7	9.85	119.6	52.2	230	456	99	10370	21.875	236	530	
Zr_MAT7P1_28	124	237	5	503	1.88	0.234	4.24	0.214	1.63	2.93	1.56	8.99	3.21	37.3	16.42	80	210	51.1	10610	123	120	774	
Zr_MAT7P1_29	350	326	3.3	2470	3.94	0.034	13.27	0.222	3.72	8.35	1.53	47.3	17.24	203.2	86.7	378	746	162.6	7880	18.05	235	461	
Zr_MAT7P1_30	209	303	2.1	1467	5.25	2.55E-14	12.19	0.041	1.06	2.95	0.438	19.6	8.37	104.4	48.2	223.3	485	110	8200	13.075	118	335	
Zr_MAT7P1_31	491	277	0.98	1253	3.09	-9.9E-14	7.14	0.0116	0.58	1.96	0.152	16.6	7.3	92.2	42.6	190.1	414	92.7	9210	14.55	105.2	374	
Zr_MAT7P1_32	178	268	1.91	2240	2.63	0.0112	14.06	0.175	3.61	7.81	1.07	47.3	16.63	192.1	79.9	334	622	132.8	9090	17.1	235	440	
Zr_MAT7P1_33	382	292	3.5	2270	7.86	-1.4E-12	31.1	0.124	2.64	5.58	0.86	40.8	16	191	79.2	339	657	141.5	8210	30.825	487	821.9	
Zr_MAT7P1_34	454	311	2.39	2480	3.57	0.0048	13.17	0.215	4.04	8.98	1.52	50.5	18.86	218	88.2	377	730	159.5	9260	20.4	236	512	
Zr_MAT7P1_35	305	276	1.26	1894	2.89	-2E-11	12.87	0.042	1.43	5.04	0.328	33.2	12.86	155.3	65.6	274	544	117.3	10340	17	168.6	393	

Tabla 2. Concentraciones elementales en circones de clastos sub-volcánicos de la Fm. Matzitzi

(ppm)	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Zr_M2V9_1	1020	274	3	938	1.55	9.9	30.1	2.35	9.8	3.91	1.05	15.5	5.27	65.1	29.5	138	353	86.5	10140	17.9	194.9	429.6
Zr_M2V9_2	3590	262	2.51	505	1.17	38.4	85.8	9.05	33.7	6.63	1.04	10.32	3.15	34.1	15.26	73.8	202	50.1	10460	11.75	101.3	266.3
Zr_M2V9_3	175	282	3.8	791	1.78	0.0083	11.2	0.055	0.74	1.65	0.479	10.22	4.02	52.1	23.97	122.4	332	81.6	10750	19	190	490.4
Zr_M2V9_4	1490	261.7	3.6	594	1.38	14.1	36.1	3	11.6	2.81	0.7	8.7	3.06	37.8	17.79	89.2	249	63.6	10640	16.15	149.2	426
Zr_M2V9_5	2000	265	3.6	432	1.17	23	53	5.3	19	3.6	0.59	7.2	2.53	29.2	12.88	63.7	181.5	45.9	11410	12.325	116.9	339
Zr_M2V9_6	117	258	2.57	740	1.61	0.0039	11.69	0.054	0.79	1.88	0.75	11	4.38	52.2	22.7	106.3	270	67.2	11130	17.175	180	412
Zr_M2V9_7	161	274	3.1	746	1.48	-5.2E-15	8.98	0.051	0.69	1.61	0.519	10.5	3.96	48.5	22.4	111.4	304	76.2	11060	18.125	161	451
Zr_M2V9_8	158	264	6.6	360	0.85	1.93E-14	5.98	0.026	0.34	0.85	0.356	5.68	2.03	26.4	11	54.3	138.6	33.5	10570	4	53.6	110
Zr_M2V9_9	2250	288	6.1	1120																		

Tabla 2. Concentraciones elementales en circones de clastos sub-volcánicos de la Fm. Matzitzi (continuación)

Zr_M2V9_11	302	281	3	674	1.75	0.95	11.4	0.32	1.62	1.52	0.437	8.21	3.36	42.2	20	105.6	290	74.3	11150	16.05	136	370
Zr_M2V9_12	322	309	4.8	2420	2.27	0.025	18.3	0.331	6.26	10.55	3.6	48.6	16.8	190	76.9	352	788	184	8630	24.625	477	594
Zr_M2V9_13	1510	257	4	611	1.5	11.4	34.2	2.63	11.3	2.69	0.587	8.85	3.2	40.6	19.2	96.1	258	65.6	10430	16.6	165.1	402.2
Zr_M2V9_14	560	257	2.9	489	0.988	2.5	11.6	0.68	3.6	1.51	0.351	7.3	2.49	35.1	15.18	75	195.8	50.4	10880	10.925	89.9	264
Zr_M2V9_15	250	274	5.4	609	1.49	2	13.3	0.53	1.69	1.64	0.389	8.33	3.32	41.7	18.8	93.6	245	60.2	10520	14.05	165.7	347
Zr_M2V9_16	130	264.2	2.9	657	1.44	2.06E-07	8.46	0.03	0.41	1.24	0.381	8.71	3.19	42	19.95	102.9	275	68.7	11140	15.75	131	386
Zr_M2V9_17	181	276	2.2	835	2.44	-7.1E-07	13.84	0.033	0.52	1.3	0.438	9.88	4.12	54.3	25.59	130	352	89.1	11050	22.15	236.8	589
Zr_M2V9_18	170	265	6.9	915	1.06	2.98E-06	9.09	0.129	2.08	3.6	1.12	16	5.85	69.7	29.4	138	321	75.3	9340	6.825	103	156
Zr_M2V9_19	416	297	5.2	4570	3.51	0.066	30.2	0.771	12.78	24.2	5.75	107.5	35.5	393	154.9	671	1360	292	9570	39.8	785	945
Zr_M2V9_20	131	263	1.95	670	1.5	-0.00255	8.21	0.028	0.74	1.57	0.473	9.08	3.63	45.5	20.17	102.3	274	69.5	10330	13.7	133.3	347.6
Zr_M2V9_21	142	275	5.5	698	1.49	-0.0035	9.62	0.033	0.67	1.28	0.561	8.97	3.45	47.7	20.9	108.5	282	71.9	10620	11.2	120.4	268
Zr_M2V9_22	145	274	4.9	905	2.56	0.048	15.39	0.097	1.14	1.98	0.718	11.31	4.5	59.3	27.5	143.1	376	91.3	10530	23.1	268.5	590
Zr_M2V9_23	2830	276	7.2	1538	1.24	27.9	67.3	7.4	33.6	20.9	10.6	72.1	21.66	186.7	52.8	186.1	332	72.4	10800	11.85	116.9	305.9
Zr_M2V9_24	117	267.7	3.53	598	1.23	4.68E-05	8.45	0.025	0.45	1.51	0.418	8.32	2.87	39.8	17.7	91.6	248.2	62.6	9960	11.85	111.6	292
Zr_M2V9_25	136	267	4.3	1080	1.67	0.0057	11.74	0.132	2.09	3.47	1.13	18.6	6.63	79.1	34.2	160.5	384	90.7	9900	19.1	270.7	489
Zr_M2V9_26	239	266	5	1596	1.17	0.04	9.49	0.252	3.88	5.23	1.96	26	9.78	116.9	50.1	233.2	580	136.9	8670	17.475	291	456
Zr_M2V9_27	179	263	3.5	845	1.93	-8.5E-07	10.88	0.04	0.82	1.86	0.517	10.8	4.24	56.4	25.7	132.4	349	85.6	10700	18.725	194	486
Zr_M2V9_28	223	288	6.5	1219	1.91	0.016	13.33	0.137	1.79	3.43	1.07	19	6.74	87.7	38.2	184.4	429	104	10110	21.05	283	551
Zr_M2V9_29	165	261	4.9	458	1.08	0.017	7.02	0.048	0.53	1.1	0.329	5.89	2.35	30.2	13.86	70.4	192	48.3	11080	11.25	95.6	274
Zr_M2V9_30	108	246.3	3.7	531	1.37	-3.6E-10	7.65	0.023	0.49	1.15	0.371	6.33	2.63	33.7	15.9	80.5	216	54.4	11180	13.75	133	322
Zr_M2V9_31	193	264	4.43	1082	1.07	0.032	9.64	0.212	2.69	5.12	1.72	21.9	7.14	82.5	34.3	161	388	91.7	9840	15.95	277	380
Zr_M2V9_32	228	260	4.3	765	2	1.2	14.67	0.342	2.12	1.65	0.612	10.47	4.12	52.7	23.6	120.6	305	73.1	10420	17.925	221.7	486
Zr_M2V9_33	232	262	3.7	808	1.47	0.15	11.03	0.09	1.14	2.15	0.651	11.4	4.2	57.1	25.5	123.6	313	78.3	10710	16.6	188	419
Zr_M2V9_34	9100	261	4.3	510	1.26	92	190	22.2	79	14	1.8	15.7	3.65	37.8	15.6	76.6	192	46.8	11010	13.775	115.5	290
Zr_M2V9_35	155	254	2.05	674	1.86	0.26	11.6	0.132	0.65	1.39	0.42	7.82	3.22	43.4	20.4	106.2	281	72.5	10610	18.175	173.1	458
Zr_M2V9_36	144	262	2.62	653	1.14	-1.2E-13	7.57	0.062	0.93	1.95	0.529	10	3.69	45.9	20.9	100.1	253	62.1	10790	14.05	146	337
Zr_M2V9_37	164	252	3.4	628	0.94	3.24E-14	7.54	0.057	0.94	1.69	0.54	9.99	3.47	44.8	19.3	94.5	239	57.7	10820	12.55	135.7	298
Zr_M2V9_38	185	280	4.02	756	1.65	-8.8E-15	8.93	0.035	0.76	1.75	0.355	10.01	3.86	50.5	23.41	118.2	310	76.2	10940	15.825	136.3	389
Zr_MAT3P4_1	148	295	4	1156	3.79	-4.7E-24	26.8	0.088	1.66	5	3.05	27.9	8.92	93	38.2	161.3	363	83.8	8980	6.875	143.3	167.9
Zr_MAT3P4_2	243	271	2.85	1020	3.38	0.31	14.1	0.18	1.14	2.26	0.85	14.07	5.69	69	32.4	160.5	397	96.7	9490	4.25	39.88	101.2
Zr_MAT3P4_3	120	275	9.7	367	1.03	-1.3E-20	9.55	0.016	0.46	1.37	0.368	7.36	2.74	30.3	12.02	53.3	110.8	24.4	8990	0.7	12.32	16.37
Zr_MAT3P4_4	269	305	5.3	808	1.93	0.069	12.1	0.08	0.83	2.14	0.72	10.7	4.33	55	25.7	125.2	334	83.6	9010	17.5	185	391
Zr_MAT3P4_5	11400	267	4.9	956	3.23	43.1	104	10	38.6	7.1	1.68	16.4	5.18	64.1	29.6	150	371	93.1	9800	4.425	28.3	97.1
Zr_MAT3P4_6	700	264	2.38	965	3.34	2	22.1	0.89	4.9	2.74	0.9	13.6	5.3	68.8	29.8	149.2	372	90.8	9050	3.4975	26.91	85.9
Zr_MAT3P4_7	64	261	2.37	703	2.24	-2.3E-18	9.78	0.018	0.345	1.23	0.429	7.38	3.28	40.9	20.7	110.2	331	88.3	9970	4.2675	23.35	109.9
Zr_MAT3P4_8	520	279	8.3	920	3.13	0.0068	5.76	0.076	1.48	3.67	0.115	21.5	7.61	83	31.8	131	222	47.9	10340	28.375	99.7	179.2
Zr_MAT3P4_9	440	280	3.13	623	1.68	1.11	10.8	0.27	1.49	1.55	0.408	7.85	3.29	41.1	19.45	100.1	261	69.1	9030	12.1	118.3	316
Zr_MAT3P4_10	1870	272	7.2	749	1.52	7.1	23.9	1.91	9.3	7.7	2.2	23.7	7.4	72	24.2	103.5	241	60.4	9160	11.85	97.3	296
Zr_MAT3P4_11	47	273	2.49	1040	3.8	-4.4E-16	16.26	0.0161	0.52	1.98	0.81	12.89	5.26	68.3	32.5	162.2	420	102.4	9930	4.825	32.41	121.4
Zr_MAT3P4_12	77	287	3.19	1200	4.32	-8.4E-14	19.2	0.025	0.64	2	0.88	15.3	6.74	83.2	38.5	187	461	110.8	10460	4.59	37.2	114.2
Zr_MAT3P4_13	2690	264	3.79	917	3.27	9.5	37.7	3.08	15	4.21	1	13.7	5.08	61.7	29	143.6	349	86.4	9610	3.605	26.48	86.8
Zr_MAT3P4_14	135	278	4.84	578	1.44	0.033	7.57	0.045	0.48	1.37	0.471	8	3.04	38.6	18.23	90.2	226.6	58.2	9510	10.075	101.7	251
Zr_MAT3P4_15	195	262	1.93	930	3.17	0.016	12.44	0.045	0.63	1.94	0.641	11.49	4.59	60.6	29.2	144.9	365	91.4	9300	3.5825	29.7	92.4
Zr_MAT3P4_16	215	271.4	5.2	453	1.34	-1.6E-11	6.62	0.0145	0.45	0.82	0.323	5.64	2.43	30.2	14.13	71.5	185	46.7	9250	6.175	58.2	146
Zr_MAT3P4_17	207	257	2.3	968	3.23	0.0059	14.72	0.022	0.55	1.8	0.587	12.39	5.21	65.5	30.7	150.9	376	90.8	8730	3.5375	29.42	94.7
Zr_MAT3P4_18	262	251	2.9	784	2.84	0.196	13.63	0.089	0.66	1.68	0.522	10.38	4.1	51.1	24.3	123.9	308	78.9	9450	2.705	23.48	71.5
Zr_MAT3P4_19	3530	290	3.83	528	1.47	6.3	22.7	1.83	7.6	2.38	0.467	7.29	2.95	35.4	16.42	82.9	217	56.6	10080	11.15	102.3	267
Zr_MAT3P4_20	960	325	4.8	723	1.83	2.7	16.1	0.76	3.3	1.82	0.475	9.24	3.63	47.2	22.8	115.9	298	75.6	10050	13.25	135.2	320.3
Zr_MAT3P4_21	117	281	3.3	1339	5.05	0.017	22	0.045	0.79	2.5	1.06	17.1	7.25	90	42.3	210.3	494	122.1	9560	4.7375	38.26	115.8
Zr_MAT3P4_22	283	283	0.87	610	3.34	2.74E-06	6.83	0.0139	0.145	0.71	0.43	6.74	2.62	35.9	18.2	96.1	283	76.6	12930	4.6	20.9	97.6
Zr_MAT3P4_23	410	286	1.9	1003	3.54	0.63	16.8	0.26	1.4	2.09	0.793	13.6	5.34	67.2	31	154.1	392	96.9	10930	3.4125	26.6	88.8
Zr_MAT3P4_24	1350	307	8.1	2440	3.16	0.089	3.31	0.166	1.89	5.77	0.334	38.5	17.3	208	87.5	372	651	129.1	11250	37.7	70.1	287
Zr_MAT3P4_25	436	342	6	1412	3.82	1.26	34.2	2.82	21.1	20.2	8.35	46.7	15.2	141	47.8	209	456	102.1	9950	26	531.7	867
Zr_MAT3P4_26	244	259	2.59	458	1.22	0.000387	6.64	0.027	0.393	0.83	0.291	5.88	2.54	31.1	14.02	72.3	186.1	48.2	9680	7.425	73.6	198
Zr_MAT3P4_27	4280	264	2.38	625	1.4	25.5	63	6	22.6	5.24	0.9	12.3	4.19	43.1	19.77	97.3	237	59.2	9960	14.075	147.2	348
Zr_MAT3P4_28	252	251	1.56	849	3.31	0.045	15.69	0.034	0.68	1.99	0.774	12.71	5.01	59.7	27.1	130.9	312	74.8	9990	6.3	64.7	159.1
Zr_MAT3P4_29	72	249	1.4	403	1.13	-0.0254	3.18	-0.0096	0.204	0.59	0.311	5.57	2.18	26.4	12.26	62.2	163	42.6	10560	2.855	12.29	67
Zr_MAT3P4_30	1430																					

Tabla 2. Concentraciones elementales en circones de clastos sub-volcánicos de la Fm. Matzitzi (continuación)

Zr_MATSP1_2	155	266.4	4.2	581	1.52	-3.5E-18	9	0.025	0.5	1.12	0.38	7.55	3.08	38.2	17.61	92.8	254	62.6	11720	15.975	155	403.7
Zr_MATSP1_3	130	277	5.5	669	1.33	0.095	9.37	0.065	0.89	1.7	0.433	8.84	3.43	44.3	20.3	107.3	274	67.4	10660	12.1	130.5	283
Zr_MATSP1_4	410	278	2.47	1118	3.73	0.55	22.6	0.21	1.34	2.19	0.644	13.8	5.36	71	34.3	176	467	114.8	11330	26.225	288	699
Zr_MATSP1_5	134	243.8	7.7	358	0.728	0.0019	4.42	0.027	0.37	1.14	0.38	5.52	2.16	27.1	11.58	56.5	131.2	32	9210	3.175	37.27	85.9
Zr_MATSP1_6	4400	262	3.5	777	2.51	45	102	10.4	38	6.8	1.04	13.1	4.12	51.3	23.3	122.3	315	79.9	10510	21.15	237	536
Zr_MATSP1_7	174	262	3.5	457	1.01	4.45E-21	6.7	0.026	0.33	0.73	0.335	5.65	2.25	30.8	14.17	72.6	198	49.5	10510	7.775	76.9	199.8
Zr_MATSP1_8	233	273	4.1	1086	3.21	0.106	22.1	0.091	1.49	2.76	0.794	14.2	5.49	74.4	33.6	174	430	104.9	10510	31.15	384	765
Zr_MATSP1_9	1000	272	2.8	512	1.21	3.9	15.6	1.17	4.3	1.71	0.501	7.1	2.66	33.6	15.16	82.7	221	55.5	11130	9.1	78.7	212
Zr_MATSP1_10	102	254.6	14.8	203	1.58	0.063	22	0.096	0.96	1.64	0.589	5.96	1.77	17.2	6.37	27.8	66.2	15.3	11720	45.9	102.2	369
Zr_MATSP1_11	137	263	2.9	507	1.26	2.52E-23	7.91	0.022	0.31	1.02	0.363	5.73	2.47	32.2	15.43	81.7	228	56.5	11860	12.6	112.7	311
Zr_MATSP1_12	186	266	2.67	732	1.87	0.084	9.74	0.063	0.61	1.31	0.492	8.36	3.61	46.9	21.54	114.3	310	77	11090	18.1	158	450.4
Zr_MATSP1_13	160	263	3.5	866	0.917	-3.3E-26	8.58	0.071	1.38	3.02	0.89	16.2	5.6	65.9	27.6	129.7	297	70.1	11410	13.375	172	317
Zr_MATSP1_14	222	290	3.4	765	1.4	7.3E-27	8.92	0.031	0.73	1.44	0.65	11.5	4.22	54.8	24	120.7	330	78.2	11370	19.15	218	567
Zr_MATSP1_15	168	256.9	2.5	621	1.34	-2.2E-27	7.81	0.03	0.49	1.16	0.343	7.56	2.89	39.1	18.9	97.8	262	64.4	10400	13.775	125.3	360
Zr_MATSP1_16	153	264	3.4	605	1.69	6.22E-28	9.44	0.021	0.44	1.32	0.423	7.78	3.11	41.3	18.4	94.3	250	61.2	11550	17.1	166	412
Zr_MATSP1_17	171	249	2.06	869	0.98	0.216	9.81	0.185	2.05	3.36	0.93	14.3	5.49	65.2	27.2	135.4	316	75.9	11040	15.2	232	421
Zr_MATSP1_18	273	241	2	432	1.14	0.37	7.54	0.12	0.74	0.84	0.292	5.71	2.17	27.7	12.44	68.2	188.1	48.7	11440	11.275	92.3	291
Zr_MATSP1_19	370	259	2.59	1085	1.22	3.2	15.3	0.64	4.1	4.21	1.11	19.7	7.13	84.4	35.2	166	374	87	11110	19.775	278	513
Zr_MATSP1_20	102	260	3	542	1.29	3.2E-30	7.86	0.021	0.46	0.99	0.293	6.74	2.73	34.8	16.33	85.9	223	56.2	11460	11.75	111.69	279.4
Zr_MATSP1_21	292	287	3.5	806	2.07	1.14	14.5	0.33	1.81	1.92	0.454	10.14	4	53.4	25	131.4	330	83.5	11200	15.2	148.8	372
Zr_MATSP1_22	210	268	3.1	630	1.56	-4.5E-33	8.92	0.019	0.41	1.12	0.434	8.25	3.13	39.4	18.9	100.4	268	67.7	10920	14.2	134	343
Zr_MATSP1_23	192	275.6	3.9	791	2.43	1.18E-33	14	0.023	0.35	1.46	0.445	9.31	3.82	51.3	24.2	125.5	329	81.7	11750	18.9	216.5	488
Zr_MATSP1_24	2340	290	5	1210	2.67	21.4	60	5.1	20.8	6.1	1.18	20.1	6.87	86.3	38.6	190.2	457	109.2	11360	23.45	291.2	606.7
Zr_MATSP1_25	237	282	3.97	938	1.25	8.44E-35	9.82	0.087	1.6	3.02	1.03	15	5.65	68.9	29.5	144.7	344	82.1	10690	11.8	169	297
Zr_MATSP1_26	226	259	3.04	1118	1.3	0.0018	11.36	0.143	2.28	3.62	1.14	19.5	7.11	84.4	36.1	170.3	399	93.3	11310	19.725	268.5	490
Zr_MATSP1_27	183	260	4.4	463	1.19	6.08E-36	6.33	0.047	0.331	0.96	0.292	5.77	2.24	31.2	13.53	75.6	194.7	48.1	11390	7.825	71.5	190
Zr_MATSP1_28	448	358	4.9	1482	2.44	3.58	37.6	3.97	25.9	22.9	10.5	55.1	16.5	157	49.9	215	456	99.2	11690	28.3	651	865
Zr_MATSP1_29	150	242	3.2	514	1.21	4.09E-37	7.18	0.029	0.37	0.95	0.304	6.44	2.46	34.5	15.21	81.6	218	55.4	10970	11.325	108.1	303
Zr_MATSP1_30	130	242	2.7	452	1.16	-1.2E-37	6.55	0.02	0.18	0.75	0.296	5.55	2.13	29.6	13.55	72.7	201	50.3	11600	12.05	94.6	280.1
Zr_MATSP1_31	9400	247	4	575	1.06	79	162	18.4	69	12.2	1.71	16.6	4.13	43.3	18	87.7	210	50.9	10860	8.225	84.7	184
Zr_MATSP1_32	173	248	3.7	698	1.11	1.71E-40	7.38	0.029	0.9	1.97	0.65	10.9	3.95	50.2	21.8	107.4	263	63.9	11290	12.25	132.4	292
Zr_MATSP1_33	141	259	2.55	487	1.27	-4.4E-41	6.78	0.0012	0.263	1.11	0.277	5.94	2.35	31.5	14.5	79.5	215	55.2	12210	11.35	97.6	274.5
Zr_MATSP1_34	102	256.4	2.53	708	1.89	0.033	14.46	0.052	0.94	1.45	0.411	9.56	3.79	50	21.5	110.8	281	67.7	11840	18.175	244	469
Zr_MATSP1_35	1940	253.9	3.7	596	1.58	12.3	32	2.45	10.5	2.43	0.615	8.84	2.86	38.2	18.19	97.4	267	69.3	11330	15.8	122.8	384

Tabla 3. Concentraciones elementales en circones detríticos de clastos de arenisca de la Fm. Matzitzi

(ppm)	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	206Pb	Pb	Th	U
Zr_M4F16_1	720	123.2	3.1	838	0.93	3.1	9.9	0.68	4	2.97	0.33	13.9	5.02	67.9	27.5	129.7	269	56.5	10620		40.1	61.3	214
Zr_M4F16_2	310	111.6	9.8	906	1.46	0.0028	9.42	0.138	2.71	5.72	0.528	27.3	8.31	90.6	33.1	127.7	219	42.4	9700		9.725	40	50.4
Zr_M4F16_3	260	121.7	9	622	0.89	0	22.7	0.076	1.56	2.77	0.61	15.1	4.62	54.4	20.2	88	182	37.9	9870		33.075	103.1	175
Zr_M4F16_4	500	158	7	1782	7.7	0	65.3	0.067	1.68	5.3	1.1	30.6	11.87	146.4	60.8	275	566	114.4	9330		103	281.1	329
Zr_M4F16_5	950	222.8	7.2	2200	1	0	1.5	0.052	0.92	4.76	0.073	36.7	15.47	200.7	74.1	302	517	93.7	13200		79.5	81.3	413
Zr_M4F16_6	3040	165.4	5	678	1.59	14.5	49.3	5.1	23	5.37	1.19	17.3	4.97	54.6	21.04	97.5	227.9	51.8	10870		7.925	81.5	157.7
Zr_M4F16_7	200	148.2	13.8	290	1.01	0	7.41	0.105	2.01	4.62	0.077	19.3	4.84	38.4	9.69	29.8	39.3	6.42	12860		30.3	251	313
Zr_M4F16_8	90	96.4	2.2	180	0.5	0	0.89	0	0.19	0.34	0.137	1.95	0.72	10.8	5.38	29.9	92.2	25.3	10980		10.85	2.9	48.9
Zr_M4F16_9	530	137.5	4.5	1432	3.44	0.077	6.03	0.077	1.23	3.93	0.153	25.9	10.47	127.1	49.9	218	392	77.8	11510		94.75	216.7	687
Zr_M4F16_10	1290	112.1	14.4	747	1.87	0.87	11	1.19	8.2	7.1	1.16	23.6	7.16	78.5	26.8	106.6	183.7	35.9	9060		11.85	47.1	85.7
Zr_M4F16_11	50	97.8	5.9	120.1	1.36	0	2.14	0.0033	0.138	0.59	0.422	4.5	1.44	13.53	3.89	13.09	17	3.07	9180		11.375	58.7	109.7
Zr_M4F16_12	210	104.4	12.7	345	1.76	0	5.05	0.06	0.94	2.39	0.151	11.4	3.81	37.8	12.01	40	50.8	8.57	12120		4.3075	33.9	47.5
Zr_M4F16_13	220	149.1	3.4	584	1.17	0.017	16.47	0.138	1.47	2.72	1.07	17.4	5.01	51.6	18.8	80.5	165.7	35.7	11400		51.55	106	319.1
Zr_M4F16_14	369	207	7	1509	2.66	0	12.22	0.096	1.65	4.21	0.69	26.8	10.62	135	53.4	241	457	91.6	11290		20.575	122.3	223
Zr_M4F16_15	1620	331	14.5	4040	1.4	0.39	7.5	0.59	7	9.8	2.41	52.6	24.25	335	139.2	641	1331	255.2	12770		113.25	114.7	767
Zr_M4F16_16	1440	135.8	4.3	1229	2.05	5	35.7	0.85	5.8	6.1	2.35	27.5	9.71	105.3	41	186	375	77.1	7670		12.425	117.2	81.1
Zr_M4F16_17	340	86.6	3.6	1183	7.22	0.005	16.6	0.12	1.57	3.36	0.175	20.9	8.17	100.2	39.1	180	320	60.5	13660		164.25	248.3	651
Zr_M4F16_18	313	115	23.7	475	1.19	0	35.1	0.109	2.19	4.06	1.38	17.9	4.89	47.6	16.3	65.3	121	24	9670		4.8475	50.5	54.4
Zr_M4F16_19	212	109.4	14.7	598	1.78	0	5.22	0.032	0.79	2.18	0.108	12.06	4.44	53.2	19.73	91.3	174.1	34	10630		15.95	56.5	149.4
Zr_M4F16_20	350	130	8.3	1830	12.3	0.009	39.5	0.129	2.06	5.4	0.99	32.3	12.2	158	63	281	528	103.9	11630		177.75	290.4	289
Zr_M4F16_21	190	89	22.5	454	2.93	0.12	4.97	0.068	0.91	1.94	0.47	9.9	3.58	43.4	15.79	66.6	126.7	25.1	7800		11.35	31.78	59.4
Zr_M4F16_22	31	89.3	2.02	120.1	0.453	0	17.3	0.0033	0.2														

Tabla 3. Concentraciones elementales en circones detríticos de clastos de arenisca de la Fm. Matzitzi (continuación)

Zr_M4F16_26	376	176.2	5.4	1122	7.22	0	11.81	0.054	1.59	4.11	0.149	24.9	9.19	109.9	41.7	175.3	317	61.4	10680	35.875	73.8	201.4
Zr_M4F16_27	250	101.5	2.7	826	1.42	0.072	7.26	0.115	2.02	3.18	0.43	20.1	6.9	77.6	29	122.1	222.4	43.2	10030	21.25	62.4	190
Zr_M4F16_28	320	103.3	4.1	795	2.67	0	14.11	0.031	0.49	1.64	0.164	11.85	4.69	62.9	27.3	128.9	282	59	11500	87.25	105.6	334
Zr_M4F16_29	360	201	16.4	388	0.65	0	0.213	0	0.22	1.28	0.102	12.5	5.14	49.3	12.38	35.8	39.4	6.61	12470	81	10.3	407
Zr_M4F16_30	510	303	3.7	1153	2.26	0	12.7	0.052	0.95	1.47	0.52	10.6	5.48	84.7	36.9	188.7	465	97	13270	48.75	83.1	688.7
Zr_M4F16_31	195	115.9	3.6	133.2	0.256	0	1.24	0.0064	0.48	2.69	0.226	10.9	2.71	18.98	4.32	12.16	14.4	2.84	12800	51.525	20.8	564
Zr_M4F16_32	490	107.5	5.2	1725	2.48	0.077	13.26	0.263	4.65	9.89	1.01	50.6	16.3	177.7	62.6	253	426	79.6	9850	47.25	241	350
Zr_M4F16_33	200	108.2	14	1300	2.15	0.55	22.1	1.02	10.2	10.1	2.68	38.7	13	135	45.5	180	306	52.3	10210	49.75	164	270
Zr_M4F16_34	430	148.4	18.3	926	2.57	0	19.5	0.094	20.7	5.79	0.214	32	10.7	101.9	30.3	106	148	25.8	12810	9.975	77.5	94.4
Zr_M4F16_35	117	162.4	18.7	1004	1.37	0.04	4.73	0.459	5.82	8.74	1.32	35	9.97	104.2	36.1	147.8	241	47.5	8160	21.25	44.5	65.2
Zr_M4F16_36	780	166.5	4.6	1723	2.58	0	6.79	0.026	0.85	2.46	0.11	18.2	9.1	127.1	58	296	663	141.9	11690	73.25	88.8	356
Zr_M4F16_37	60	88.1	2.7	175	1.52	0	5.91	0	0.083	0.23	0.249	2.33	0.9	11.9	5.38	28.4	76.4	17.9	10700	13.275	29.5	160
Zr_M4F16_38	190	152	29.4	195	0.38	0	0.31	0.029	0.81	5.2	0.081	28.5	6.22	34.8	5.97	14.47	15.6	2.45	11670	43.25	26.6	617
Zr_M4F16_39	10	104.5	5.8	642	3.98	0	6.43	0.084	1.05	3.46	0.231	17.9	5.75	64.3	23.1	98.2	172	33.9	9120	5.625	20.47	44.98
Zr_M4F16_40	90	111.2	10.9	612	2.95	0	25.9	0.042	0.73	1.72	0.175	9.78	3.72	51.4	20.7	96.7	218.4	45.7	10360	72.75	130.5	198.9
Zr_M4F16_41	740	207	4.8	1682	3.77	3.3	26.4	2.21	13.7	7.9	1.29	36.1	12.11	152.4	58.8	268	495	99.1	11370	141.25	400	988
Zr_M4F16_42	280	111.7	21	816	2.65	0.024	42.5	0.338	5.44	7.6	3.25	29.1	7.79	78.7	27.9	116.5	215	43.9	8210	33.175	275	93.7
Zr_M4F16_43	950	312	4	2030	0.952	0	0.8	0.034	0.87	3.29	0.107	35.2	15.38	191	66.9	268	432	77.6	12920	74.25	51.3	487
Zr_M4F16_44	980	213	15.9	2110	0.6	0	1.94	0.12	2.65	7.72	0.213	47.8	17.7	197	76.2	316	533	101.7	11050	29.05	93	151.4
Zr_M4F16_45	440	217.7	4.3	1554	2.51	0.122	11.67	0.138	1.56	4.2	1.15	26.7	10.08	131	53.2	252	524	110.5	11300	34.825	215	501.9
Zr_M4F16_46	7040	130.9	5.7	698	1.36	149.8	419	50.4	226	44.6	1.2	46.6	8.12	66.5	22.9	101	216	48.2	10500	132.25	117.7	308
Zr_M4F16_47	220	190	5.6	1215	2.28	0	14.5	0.078	0.85	3.22	0.74	18.5	6.91	94.1	39.6	197	438	96.2	9320	18.35	218	401.7
Zr_M4F16_48	380	147.7	9.1	642	1.61	0	14.8	0.08	0.93	1.93	0.53	14.1	4.71	55.9	22.3	98.9	188	37.5	10020	23.125	82.5	121.3
Zr_M4F16_49	340	111	13.7	1058	4.59	0	65.5	0.101	1.82	4.24	0.95	23.6	8.01	94.5	36.9	162.8	309	60.5	10690	43.2	89.6	92.6
Zr_M4F16_50	390	83.4	10.9	1417	2.94	0	7.15	0.021	1.06	3.32	0.75	25.7	9.85	125.7	51.2	223	386	76.1	8730	28.625	65.33	165.9
Zr_M4F16_51	840	326	19.1	1580	1.24	0	8.89	0.034	1.27	5.05	1.37	40.9	13.4	160	54.8	222	360	67.2	10360	63.5	117.3	374.8
Zr_M4F16_52	310	116.6	18.4	316	1.11	0	3.47	0.088	0.93	2.35	0.123	11.6	3.59	35.7	10.65	36.2	42.4	7.35	11610	3.825	3.02	39.06
Zr_M4F16_53	320	112.6	36.4	555	1.37	0.49	11.45	0.175	1.99	2.46	0.9	12.2	4.14	47.3	18.9	88.8	186	40.2	6810	5.5	29.41	53.7
Zr_M4F16_54	20	82.9	7.5	243	0.72	0.011	1.92	0.01	0.51	0.72	0.078	4.47	1.52	19.9	7.76	37.4	80	16.7	8730	20.025	48.4	173
Zr_M4F16_55	880	301	13.8	1354	1.43	0.053	2.39	0.294	4.14	9.3	3.9	35.1	11.6	136	48.1	205	425	88.4	11980	62.25	71.4	343.4
Zr_M4F16_56	630	295.3	7.5	826	0.61	0.037	1.08	0.08	0.81	2.37	0.27	16.8	7.52	79.1	27.4	116.2	223	44.4	11990	63.9	18.3	732
Zr_M4F16_57	240	155.4	26.8	220	0.91	0.06	3.01	0.08	1.7	2.85	0.145	12.6	2.95	24.7	7.46	27	43.9	7.95	11240	18.375	69.8	220.7
Zr_M4F16_58	-100	112.4	3.7	544	2.89	0	2.99	0.031	0.83	1.64	0.093	12	4.46	50.2	19.4	87	176	34.1	11680	36.5	38.6	232.5
Zr_M4F16_59	510	277	5.2	1210	3.42	0	9.14	0.032	1.76	4.84	1.38	26.6	9.21	113.1	44.2	192	357	71.8	8530	37.575	155.4	259.8
Zr_M4F16_60	400	151.3	4.8	806	2.51	0.096	19.14	0.251	1.63	2.14	0.93	11.72	4.39	60.5	25.8	132	321	71.9	10570	31.875	245	407
Zr_M4F16_61	780	218	5.8	1294	0.92	0.013	1.75	0.057	0.9	3.73	0.053	26.8	11.55	130.2	42.4	167.5	282	54.1	12450	55.25	71.6	507
Zr_M4F16_62	350	82.8	4.6	926	10.2	0	13.07	0.079	1.12	3.38	0.131	19.2	6.72	88	32.9	146.3	255	48	10810	54	149	415
Zr_M4F16_63	620	117	6.4	1720	3.33	0	9.4	0.125	3.1	8.1	0.26	37.9	13.5	157	61.7	255	465	92	11370	272.5	142.6	409.5
Zr_M4F16_64	4300	114.1	6	2630	1.94	29	144	25	169	74	2.78	130	31.1	303	95	378	566	102.6	9510	45	188.1	253.2
Zr_M4F16_65	130	92.2	23.2	61.3	0.86	0	1.45	0.0047	0.24	0.26	0	1.54	0.519	4.48	1.89	8.6	21	5.01	10030	13.55	37	113.1
Zr_M4F16_66	420	139.6	7.3	937	1.61	0	4.96	0.055	1.33	3.68	0.362	21	7.14	86.2	33.4	149.7	282	57.3	10790	10.325	50.6	103.2
Zr_M4F16_67	680	131.4	14.6	1230	1.76	0	4.43	0.098	1.98	5.1	0.112	27.1	9.37	113	43.2	190	369	70.7	11410	15.075	123	166.4
Zr_M4F16_68	430	138.9	14	749	3.92	0.05	24.3	0.174	2.76	4.93	0.483	21.5	6.82	77.1	27.1	117	200.6	38.4	9900	49.775	297	262
Zr_M4F16_69	1450	118.2	2.8	639	1.83	1.1	21.2	0.52	3.24	2.53	0.54	15	4.7	56.4	21.8	100.8	202	41.5	9960	132	136.2	222.7
Zr_M4F16_70	2180	520	5	2500	1.34	0	1.17	0.038	0.7	2.76	0.214	23.4	13.13	198	82.9	396	844	166.3	12770	37.475	31.6	486
Zr_M4F16_71	440	94.7	6.5	505	1.57	0.031	3.09	0.058	0.55	1.1	0.064	8.59	3.17	42.4	16.95	82.9	164.6	32	12800	99.75	65.7	599
Zr_M4F16_72	650	134.7	10.5	1850	2.3	0	11.68	0.226	5.13	9.6	2.97	47.4	15.2	183	65.3	276	481	91.5	9120	35.75	54.1	63.8
Zr_M4F16_73	840	543	7.4	508	0.45	0.014	0.2	0	0.106	0.066	0.367	2.26	1.55	30.9	16.5	116.3	514	126.3	12240	248	3.42	699
Zr_M4F16_74	60	82	3.1	308	2.55	0	4.09	0.0112	0.16	0.57	0.089	3.78	1.65	23.52	9.98	51.7	110.7	20.28	13410	20.4	32.8	111.4
Zr_M4F16_75	190	128.9	4.7	900	1.22	0.016	5.77	0.082	1.81	3.65	0.82	20.4	7.03	84.6	31.2	137.4	262	53.4	9420	19.525	35.1	121.2
Zr_M4F16_76	330	141.1	10.1	366	0.9	0	2.83	0.036	0.63	1.67	0.166	8.96	2.95	33.4	12.56	53.3	103.3	21.2	9440	19.925	52.72	202.5
Zr_M4F16_77	510	128.3	9.9	624	1.19	0	7.51	0.088	1.76	3.62	0.276	16.9	5.45	60.9	21.49	91.6	165.2	31.5	10800	6.725	50.8	65.7
Zr_M4F16_78	380	173.8	4.3	1202	3.72	0.0031	15.36	0.07	1.66	3.91	0.691	24.8	8.32	105.4	42.1	193.2	370	73.6	10030	28.725	248	332
Zr_M4F16_79	1350	321	7.4	2190	1.53	0.004	1.24	0.09	1.09	3.39	0.234	32.5	13.83	191.3	74.8	336	628	121.8	11420	87	65	572.4
Zr_M4F16_80	320	193.1	14.7	769	1.45	0	19.6	0.068	1.33	3.41	0.8	16.3	5.72	71.1	27.2	120.5	235	48.1	9380	29.725	55.9	66.7
Zr_M4F16_81	310	89.9	13	1272	1.24	0.278	15.86	1.1	15.2	21	2.58	67.6	16.26	149.2	43.5	163.6	243.4	44.2	7940	45	491.4	467.8
Zr_M4F16_82	-110	101.9	4.7	236	0.95	0	6.18	0	0.29	0.5	0.145	3.65	1.34	17.1	6.83	35.3	96	22.3	11870	154.5	62.2	369.8
Zr_M4F16_83	630	306	10.8																			

Tabla 5. Concentraciones elementales en circones de granitoide Los Reyes y Granito Coahuico (continuación)

Zr_COZAHUICO_16	80	112	2.31	474	3.64	0.0019	6.61	0.0041	0.36	1.09	0.093	8.6	3.31	42.1	16.53	75.9	152.2	31.8	9190	44.3	51.4	307	
Zr_COZAHUICO_17	280	118.5	3.71	720	5.24	-3.3E-06	7.58	0.012	0.28	1.65	0.111	11.91	4.73	60.8	24.5	115.6	220	45.8	9580	51.775	77.8	361	
Zr_COZAHUICO_18	80	121.5	3.84	796	5.21	0.287	10.08	0.39	3.13	3.42	0.84	15.4	6.06	72	28.2	125.9	247	50	9430	55.275	98.6	369	
Zr_COZAHUICO_19	60	117.5	3	586	3.94	-3.1E-06	6.64	0.012	0.39	1.29	0.049	11.15	4.18	50.4	20.8	90.6	185.6	36.7	10220	118.5	79.8	920	
Zr_COZAHUICO_20	240	112.6	3.4	378	3.2	-3.4E-06	5.83	0.024	0.31	0.76	0.054	6.93	2.52	33	12.83	59.4	114.1	23.4	9730	30.175	38.9	241	
Zr_COZAHUICO_21	250	116.3	3.01	564	4.06	-3.4E-06	7.26	0.0132	0.3	1.24	0.095	9.18	3.61	47.9	19.22	89	174.4	37.3	9720	43.45	60.9	294.2	
Zr_COZAHUICO_22	350	119.8	3.14	513	3.77	-3.3E-06	6.28	0.0102	0.186	1.22	0.155	8.72	3.36	44.4	17.41	82.8	165.8	34.8	9580	37.625	50.49	262.2	
Zr_COZAHUICO_23	200	116.7	2.62	510	3.7	-3.3E-06	7.31	0.0143	0.28	1.12	0.105	9.53	3.32	44.1	17.24	80.6	167.5	34.8	9360	39.375	57.2	272.9	
Zr_COZAHUICO_24	250	122.7	4.5	591	3.83	0.0073	6.97	0.039	0.64	1.52	0.28	11.1	4.27	54.4	20.7	91.7	165	33.4	10360	43.25	48	320	
Zr_COZAHUICO_25	280	102.8	4.2	1470	3.17	0.169	10.3	0.204	1.9	5.6	0.471	36.3	11.63	146	54.4	229	358	69.7	9340	53	76.3	350	
Zr_COZAHUICO_26	120	126.2	3.6	681	4.59	-3.1E-06	10.09	0.0135	0.53	1.54	0.192	12.3	4.81	61.5	23.4	109.6	215	42.9	10030	48.525	80.2	372	
Zr_COZAHUICO_27	30	113	5.7	833	6.98	0.647	12	0.797	4.9	4.57	1.13	18.7	6.38	74.7	29.3	134	238	49.5	9690	61.75	93.6	421.4	
Zr_COZAHUICO_28	170	122.1	5.1	495	4.6	0.8	9.53	0.682	4.4	3.21	0.84	12.5	3.81	50.5	17.8	77.9	139.1	28.2	11160	57.5	77.7	485.2	
Zr_COZAHUICO_29	-40	138	7.7	690	1.56	-3.4E-06	6.87	0.045	0.92	2.26	0.423	12.6	4.65	56.8	21.6	101.6	215	46.3	9200	5.25	45.5	121.2	
Zr_COZAHUICO_30	380	212	6.7	731	1.03	0.0039	6.51	0.02	0.42	2.03	0.83	12.38	4.28	59.3	24.7	117.5	261	57.3	8480	0.04375	37.59	105.6	
Zr_COZAHUICO_31	100	125	4.5	635	5.79	0.059	6.13	0.089	0.87	0.99	0.39	10.83	4.12	61.4	22.1	102.1	203	41.2	10730	55	88.8	529.9	
Zr_COZAHUICO_32	200	123.5	3.6	806	5.67	-2.8E-06	7.47	0.018	0.44	2.14	0.139	14.6	5.26	70.5	27.8	128.6	257	52.2	10260	48.3	85.9	368.1	
Zr_COZAHUICO_33	-220	109	3.7	399	2.62	0.075	6.95	0.031	0.68	1.15	0.089	6.82	2.56	32.4	13	59.5	150	35	11400	116.25	96.8	873	
Zr_COZAHUICO_34	150	119.9	3.43	529	3.8	-3.1E-06	6.61	0.0081	0.4	1.31	0.05	9.11	3.57	47	18	83.8	154	31.8	10410	41.75	43.1	266	
Zr_Cozahuico	-1700	75.2	1.47	620	3.6	0.0097	7.48	0.021	0.38	1.27	0.081	10.49	4.03	52.5	20.94	97.8	196.7	40.2	10210	171.1	42.775	57	290.5
Zr_Cozahuico	-2100	78.1	3.6	479	1.62	0	8.31	-3.4E-07	0.5	1.53	0.233	6.97	2.9	37.9	15.8	76.9	170	36.1	10590	23.7	5.925	35.1	123
Zr_Cozahuico	-4300	75.1	5.2	571	3.5	0	7.44	0.0084	0.59	1.16	0.098	9.11	3.74	48.4	19.7	90.5	180.8	37.2	10450	173.4	43.35	52.49	300.6
Zr_Cozahuico	-2500	89	6	358	1.45	0.009	10.58	0.04	0.76	1.5	0.048	9.4	3.29	33.9	11.71	47.9	82.5	16.3	13320	179	44.75	72.81	299.9
Zr_Cozahuico	1700	71.9	2.7	618	3.87	0	6.25	0.015	0.22	0.99	0.109	10.48	3.93	52.7	21.5	99.5	200.6	41	10710	167.6	41.9	48	254
Zr_Cozahuico	14000	75.9	4.4	530	3.41	0	7.24	0.0121	0.34	1.14	0.082	9.17	3.53	45.6	18.46	84	167.8	35.5	10410	179	44.75	47.1	292.5
Zr_Cozahuico	3500	80.1	4.7	1367	11.8	0.58	15.8	0.67	4.37	5.74	1.45	29.6	11.09	129.2	49.7	208	375	71.5	11690	395	98.75	135.6	882
Zr_Cozahuico	1800	78.1	3.9	798	4.61	0.094	10.97	0.111	1.21	2.44	0.65	16	5.88	71.3	28.9	125	247	50.2	10870	206	51.5	76	362
Zr_Cozahuico	2100	81.3	2.5	908	6.49	0	8.87	0.032	0.48	2.08	0.162	15.7	6.31	78.7	31.3	141	270	55.3	10980	239	59.75	87	409

Apéndice 4. Datos de muestras para el análisis MDS

Síntesis de las unidades empleadas para el análisis de escalamiento multidimensional.

Terreno	Unidad	Clave (s)	Tipo de roca	Referencia	
Sur de Bloque Maya	Macizo de Chiapas Unidad sepultura	CB36 CB33 CB44 CB54	Metapelita Metapelita Cuarcita Meta-arenisca	Weber et al. (2008)	
	Macizo de Chiapas	CMP2 CB32 CB45	Migmatita (ortogneis) Anatexita (paragneis) Para-anfibolita	Weber et al. (2007)	
	Fm. Santa Rosa	CB55 SR1	Arenisca Arenisca	Weber et al. (2006)	
Mixteco (Complejo Acatlán)	Fm. Tecomate	TT-81 TT82 TT612 486 A	Metapsamita metapelita metapsamita metapsammita	Kirsch et al. (2012)	
		HR2 GR5 HR3 FR5 FR3 FR2 FR4	Arenisca recristalizada Arenisca recristalizada Arenisca recristalizada Arenisca Arenisca recristalizada Arenisca Arenisca recristalizada	Sánchez-Zavala et al. (2004)	
	Unidad Coatlaco	LCB3	Cuarcita	Grodzicki et al. (2008)	
	Unidad Salada	SAL-12	Metapsammita	Morales-Gómez et al. (2008)	
	Fm. Olinalá Tecomate Fm. Cosoltepec Fm. Cosoltepec Fm. Cosoltepec	ACA-502 ACA-503 ACA-51 ACA-55 COS-100	Arenisca calcárea Arenisca volcániclastica Cuarcita cuarcita Semipelita	Talavera-Mendoza et al. (2005)	
	Complejo Oaxaqueño (Cubierta sedimentaria)	Fm. Santiago		Arenisca	Gillis et al. 2005
		Fm. Ixtaltepec		Arenisca	
Unidades sedimentarias triásicas (centro y sur de México)	Fm. La Mora	HL-04 TEZ-21 TEZ-23	Areniscas	Silva-Romo et al. (2015)	
	Abanico potosino	CH06-01 RC06-31	Areniscas	Barboza-Gudiño et al. (2010)	
	Fm. El Alamar	LB06-1 SM06-01	Areniscas		
	Complejo El Chilar	T11-01 T11-03 T11-06 T11-09 T11-10	Areniscas	Ortega-Flores et al. (2014)	

		T11-11		
	Fm. Tianguistengo	II-T1 II-T3 IV-T1 Máscara	Arenisca Arenisca Arenisca Matriz de conglomerado	Ramírez-Calderón (2018)
	Fm. Matzitzzi	RMO-01 RMO-04 ABM-05 ABM-10	Areniscas	Bedoya-Mejía (2018)
Límite Maya-Chortis	Filita San Diego	Gt0417 Ov142B	Metaarenisca Meta-arenisca	Torres-de León et al. (2012)
Sonora	Grupo Barranca: Fm. Arrayanes Fm. Santa clara Fm. coyotes	7-26-07-1 --- 7-28-07-1	Sandstone Arenisca Arenisca (clasto)	González-León et al. (2009)
	Grupo Antimonio: Fm. Antimonio Fm. Río Asunción Fm. Santa Rosa	2000-1 2000-0 4-5-08-1	Sandstone Sandstoe sandstone	

Muestra sintética	Edad (Ma)	Referencia
Arco Pérmico-Carbonífero	300±50	Kirsch et al., 2012; Ortega-Obregón et al., 2014 Grajales-Nishimura et al., 2018
Orógeno Panafricano-Brasiliano	600±100	Cordani y Teixeira, 2007
Complejo Oaxaqueño	1000±50	Solari et al., 2003
Orógeno Grenvilliano (típico)	1200±100	Cawood et al., 2007
Provincias de márgenes cratónicas	1600±100	Cawood et al., 2007

Nota: Las muestras sintéticas siguen una distribución normal