

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



*Centro de Geociencias
Campus Juriquilla
Posgrado en Ciencias de la Tierra*



Magmatismo permo-triásico en el NW de Sonora, México: Inicio de la subducción y maduración de un margen continental activo

TESIS

Que como requisito parcial para obtener el grado de
Maestro en Ciencias de la Tierra
(Tectónica y Geología Estructural)

Presenta

Harim Elmer Arvizu Gutiérrez

Jurado Examinador

- 1) Dr. Alexander Iriondo Perrée (Secretario) (Director de Tesis)
- 2) Dr. Arturo Gómez Tuena (Presidente)
- 3) Dr. Peter Schaaf (Vocal)
- 4) Dr. Roberto Stanley Molina Garza (Suplente)
- 5) Dr. Luigi Solari (Suplente)



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.

Continental arcs are widely considered to be the most complex tectonic and petrologic system on Earth. Continental arc magmatism is a multi-source multi-stage process. All of the possible variables makes work in continental arc environments a tremendous challenge, but also great fun. Each occurrence is unique in some way or another, a lesson that probably applies to all of the igneous petrogenesis. The challenge is to continue to devise ingenious ways to evaluate the contributions of the various reservoirs and processes, and to explore the petrology, structure, and geophysics of as many occurrences and in as much detail as possible. Although we have developed understanding of subduction zone magmatism, there are still many unanswered questions. Of course there are many more unanswered questions than answers.

John D. Winter

An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology

DEDICATORIA

*Esta tesis está dedicada a muchas personas,
a quienes agradezco y admiro de todo corazón
por su inmenso amor, cariño y comprensión...*

A mi hermosa madre, Gume

A mi grandioso padre, Rafael

A mi gran hermano, Irving

A mis preciosas hermanas, Blanca y Mony

A mi grande amiga y gran novia, Adry

A todas esas personas que omito, mis amigos y amigas

Y a todo el resto de mi familia con pasión!!!...

AGRADECIMIENTOS

Quiero aprovechar este pequeño espacio para expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas que me apoyaron, y que de alguna u otra forma participaron en la realización de este trabajo de investigación: Mi Tesis de Maestría.

En primer lugar, quiero agradecer a mi asesor de tesis, el **Dr. Alexander Iriondo Perrée**, primeramente, por depositar su confianza en mí, permitiéndome formar parte de su proyecto y grupo de investigación y, segundo, por asesorarme y ayudarme enormemente a concluir este trabajo. Además, le agradezco mucho por transmitirme sus valiosos conocimientos y también por sus excelentes palabras de motivación. **Muchas Gracias Alex!!!**

Además, agradezco enormemente a los miembros del **Comité de Titulación: Dr. Arturo Gómez Tuena, Dr. Luigi Solari, Dr. Roberto Molina Garza y Dr. Peter Schaaf**, quienes aceptaron ser parte de este jurado y fungieron como mis sinodales en el examen de grado. A todos les agradezco su amistad y grandiosos consejos, además les agradezco por sus interesantes clases que nos permitieron a mí y al resto de mis compañeros, obtener valiosos conocimientos durante la maestría. Muchas gracias por sus correcciones, comentarios, observaciones y demás que mejoraron enormemente este manuscrito.

Quiero agradecer a las instituciones que otorgaron los **proyectos de investigación PAPIIT/UNAM** (claves IN-116709) y **CONACYT** (claves CB-82518 y CB-129370) otorgados al **Dr. Alexander Iriondo**, por el financiamiento proporcionado para realizar trabajo de campo y estudios de laboratorio.

Agradezco al **CONACYT** por la beca otorgada durante la duración de mis estudios de maestría.

Quiero expresar mis más sincero **agradecimiento** a todas las personas que trabajan en el **Centro de Geociencias (CGEO)** de la **Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)**, Campus Juriquilla, Querétaro, desde el **personal administrativo y académico hasta los trabajadores técnicos, laboratoristas, bibliotecarios(as) e intendentes** por haber colaborado y ayudado durante mi estancia en el Centro sobre diversos aspectos que omito pero que tienen gran relevancia en lo personal. Especialmente le doy las gracias a **Marta Pereda** por su gran y amable ayuda en los trámites y papeleo en general a lo largo de mi estancia en el CGEO y durante mi proceso de titulación, **muchas gracias Marta!** En lo que respecta al trabajo de laboratorio, le agradezco mucho a **Ofelia Pérez Arvizu** por su colaboración en los análisis de elementos traza en el Laboratorio Ultralimpio y Espectrometría de Masas del Centro de Geociencias. También agradezco a **Juan Tomás Vázquez Ramírez (Juanito)**, a **Oscar Aguilar Moreno**, y a **Manuel Albarrán Murillo** del CGEO por el apoyo en la preparación de láminas delgadas para la petrografía y por la gran ayuda proporcionada en el trabajo de molienda y pulverización de las muestras. Agradezco de igual manera al **Dr. Luigi Solari** por el apoyo ofrecido para obtener imágenes de luz reflejada y transmitida de los zircones, además de microfotografías de láminas delgadas.

También le agradezco a **Luigi Solari**, profesor-investigador, y a **Carlos Ortega Obregón**, técnico del LEI (Laboratorio de Estudios Isotópicos), ambos del CGEO, por su valiosa ayuda y apoyo durante los fechamientos U-Pb en zircones, en lo que respecta a la adquisición de los datos y reducción de los mismos. **Muchas gracias Luigi y Carlos!**

Quiero agradecer también al personal del LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM, muy especialmente al **Ing. Rufino Lozano Santacruz** y a **Patricia Girón** por todo su apoyo en las determinaciones de elementos mayores y traza utilizados en esta tesis.

Por otra parte, les agradezco enormemente a **Dan Miggins** y **Heather Lowers** del U.S. Geological Survey de Denver por su asistencia en la obtención de imágenes de SEM-Cátodoluminiscencia.

Un sincero agradecimiento le debo también al **Dr. Francisco Abraham Paz Moreno** de la Universidad de Sonora (UNISON), por sus valiosos comentarios y asesoría en el capítulo de geoquímica de la tesis.

No podía faltar mi agradecimiento para mis compañeros del grupo de investigación, **Aldo Izaguirre Pompa**, **Mónica Alejandra Enríquez Castillo** y **Andrés Velázquez Santeliz**, por contar con su amistad y por asesorarme y apoyarme durante mi estancia en el Centro de Geociencias. Le agradezco sinceramente a Aldo por el apoyo que me brindó en las campañas geológicas y demás realizadas en Sonora. **Pelation!!!**

Debo decir gracias también al resto de los **compañeros en general del CGEO**, a los que estuvieron y se fueron y a los que están en este momento, por los momentos agradables y desagradables que compartimos, y que debido al corto espacio que tengo y para no herir susceptibilidades (como diría mi hermano Irving), no los mencionaré por su nombre, pero ustedes saben quienes son. De alguna manera me ayudaron en las buenas y en las malas y me brindaron su amistad, apoyo, tiempo y comprensión. **Gracias totales!!!**

Por último, quiero expresar un profundo agradecimiento a quienes con su ayuda, apoyo y comprensión: **mi familia, amigos y novia**, me alentaron a lograr esta tesis, y a todas esas personas que omito que colaboraron o participaron en la realización de esta investigación, hago extensivo mi más sincero agradecimiento. **Muchas Gracias!!!**

ÍNDICE

	Pág.
Resumen	1
Abstract	3
1. Introducción	5
2. Geología de Sierra Los Tanques	9
2.1 Introducción	9
2.2 Trabajos previos en el área de estudio	15
2.3 Descripción geológica, petrográfica y marco tectónico de las unidades litológicas	15
2.3.1 Proterozoico	15
2.3.1.1 Paleoproterozoico	15
2.3.1.2 Mesoproterozoico	19
2.3.2 Paleozoico-Mesozoico	20
2.3.2.1 Permo-Triásico	20
2.3.2.2 Jurásico Medio-Superior	29
2.3.2.3 Cretácico Superior	31
2.3.3 Cenozoico	34
2.3.3.1 Mioceno	34
2.3.3.2 Cuaternario	35
3. Marco geológico del magmatismo pérmico en Sierra Pinta	36
4. Técnicas analíticas	39
4.1 Muestreo y preparación para análisis geoquímicos	39
4.2 Preparación y caracterización de zircones para análisis geocronológicos U-Pb	39
4.3 Geocronología U-Pb en zircones por LA-ICP-MS	40
4.4 Método analítico Lu-Hf en zircones	42
4.4.1 Cálculo isotópico de las edades modelo Hf (T_{DM}) en zircones	43
4.4.2 Constante de decaimiento ^{176}Lu y limitaciones en las edades modelo Hf en zircones	45
4.4.3 Cálculo y usos de las edades modelo Hf en zircones	46
5. Geocronología U-Pb en zircones	48
5.1 Granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques	48
5.1.1 Granodiorita de biotita (TANW09-06)	48
5.1.2 Gneis de biotita (GneisSur-1)	56
5.1.3 Granodiorita leucocrática de biotita y granate (aprita) (TANSE09-01)	58
5.1.4 Monzogranito de biotita (CG09-10)	59
5.1.5 Granodiorita leucocrática de biotita (TANSE-09)	61
5.1.6 Cuarzomonzodiorita de biotita (MICRO-3)	62
5.1.7 Granodiorita leucocrática de biotita (GranCen-5)	64
5.1.8 Granodiorita leucocrática de dos micas (TANW09-01)	65
5.1.9 Granodiorita leucocrática de biotita (TANC09-04)	67
5.1.10 Granodiorita leucocrática de biotita (LeucoCen-1)	69
5.1.11 Granodiorita leucocrática de dos micas (GranCen-4)	70
5.1.12 Granodiorita leucocrática de dos micas (GranCen-3)	70
6. Resultados geoquímicos de granitoides permo-triásicos del NW de Sonora	73
6.1 Introducción	73
6.2 Geoquímica de elementos mayores	73
6.3 Geoquímica de elementos traza	86

7. Estudios isotópicos de Hf en zircones de granitoides pérmicos en Sierra Pinta	98
7.1 Introducción	98
7.2 El zircón como trazador isotópico	98
7.3 Resultados isotópicos de Lu-Hf en zircones de granitoides pérmicos y cretácicos	99
7.3.1 Granitoides pérmicos	103
7.3.1.1 Cuarzomonzodiorita de hornblenda (PIN-07-1)	103
7.3.1.2 Granodiorita de hornblenda y biotita (PIN-07-4)	112
7.3.1.3 Granodiorita de dos micas (PIN-07-10)	112
7.3.1.4 Monzogranito de dos micas (PIN-07-15)	114
7.3.2 Granitoides cretácicos	114
7.3.2.1 Monzogranito de moscovita (PIN-07-6)	114
7.3.2.2 Monzogranito de moscovita y granate (PIN-07-14)	115
8. Discusión	116
8.1 Granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques	116
8.1.1 Relaciones de campo y características mineralógicas de los granitoides permo-triásicos	116
8.1.2 Edad del magmatismo permo-triásico y complejidad en los fechamientos U-Pb en zircones	118
8.1.3 Características geoquímicas y consideraciones petrogenéticas del magmatismo granitoide permo-triásico del NW de Sonora	126
8.1.3.1 Carácter aluminoso de los granitoides	126
8.1.3.2 Ambiente tectónico: Evidencia de magmas de arco continental y madurez del arco	127
8.1.3.3 Otras clasificaciones de granitoides	128
8.1.3.4 Esquemas de clasificación de Frost <i>et al.</i> (2001): Evidencia de mezcla de magmas	130
8.1.3.5 Características y evidencia de magmas generados en un margen continental activo	130
8.1.3.6 Características multielementales y anomalías geoquímicas de magmas relacionados a subducción: Indicios de contaminación cortical	130
8.1.3.7 El papel de las REE: Posible explicación e interpretación a los comportamientos geoquímicos	133
8.1.3.8 Asimilación y mezcla de magmas: Descartando una simple diferenciación magmática	135
8.1.3.9 Consideraciones petrogenéticas	136
8.1.4 Implicaciones tectónicas del magmatismo permo-triásico en el NW de México (zona de debilidad cortical Yavapai)	138
8.1.5 Proveniencia de zircones detríticos en cuencas mesozoicas y cenozoicas del SW de Norteamérica (Sonora y Arizona)	140
8.1.6 Relación entre el magmatismo permo-triásico en el NW de Sonora y el magmatismo cordillerano del SW de Norteamérica, noreste, centro y sur de México	148
8.2 Granitoides pérmicos de Sierra Pinta	153
8.2.1 Posibles causas en las variaciones isotópicas de Hf asociadas al micromuestreo por ablación	153
8.2.2 Variaciones de Hf en los zircones y mezcla de magmas en la generación de los granitoides pérmicos	154
8.2.3 Correlación de edades modelo corticales de Hf con corteza conocida en el NW de México	155
8.2.4 Hipótesis sobre la evolución magmática en el NW de México desde el proterozoico hasta el presente	157
9. Conclusiones	162
9.1 Sobre los granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques	162
9.2 Sobre los granitoides pérmicos de Sierra Pinta	164

10. Referencias	166
Apéndice A. Geocronología U-Pb en zircones de rocas paleoproterozoicas, laramídicas y miocénicas	194
A.1 Gneises bandeados paleoproterozoicos de Sierra Los Tanques y Cerros Intersección	194
A.1.1 Gneis bandeadado cuarzo-feldespático de biotita (TANSE09-08)	194
A.1.2 Gneis bandeadado cuarzo-feldespático de biotita (TANSE09-02)	201
A.1.3 Gneis bandeadado cuarzo-feldespático de biotita (TANW09-02)	203
A.1.4 Gneis cuarzo-feldespático de biotita (TANW09-08)	205
A.1.5 Gneis bandeadado cuarzo-feldespático de biotita (GneisCen-1)	205
A.1.6 Gneis bandeadado cuarzo-feldespático de biotita (INTER-1)	208
A.2 Ortogneis y granito paleoproterozoicos de Cerros Chamarras	209
A.2.1 Ortogneis de biotita (CHAM-1)	209
A.2.2 Granito de biotita (CHAM-3)	211
A.3 Granitoides laramídicos de Sierra Los Tanques	212
A.3.1 Orto augen gneis de biotita y hornblenda (CG09-02)	212
A.3.2 Microdiorita (MICRO-2)	212
A.3.3 Granito de dos micas (TANSE-10)	214
A.4 Riolita de Sierra Los Tanques	216
A.4.1 Riolita (LV09-01)	216
Apéndice B: Imágenes de Cátodoluminiscencia de zircones	218

RESUMEN

Sierra Los Tanques se localiza en el NW del Estado de Sonora, México y representa geológica y espacialmente uno de los principales afloramientos de rocas graníticas permo-triásicas reportados en esa región. Una serie de granitoides de edad permo-triásica (284–221 Ma) que aflora en el área de estudio y en diversas localidades del NW de Sonora presentan características geoquímicas típicas de magmas generados en un ambiente de arco continental. Las variedades litológicas predominantes son las granodioritas, seguido por las cuarzomonzodioritas y monzogranitos. Geoquímicamente, se pueden diferenciar dos suites graníticas principales, dividiéndose en granitoides melanocráticos y leucocráticos. La relación de campo existente entre los dos tipos es que los melanocráticos son más antiguos ya que son intrusionados por los leucocráticos. Esta característica es corroborada, en la mayoría de los casos, por las edades U-Pb en zircones obtenidas en las muestras de ambas suites.

Ambos grupos de granitoides tienen firmas calcialcalinas de alto potasio con un carácter metaluminoso a peraluminoso. Los diagramas de variación tipo Harker presentan correlaciones negativas con respecto a la sílice para la mayoría de los óxidos. Estas tendencias lineales son consistentes con procesos de mezcla de magmas. En el diagrama de discriminación tectonomagmática Y vs. Nb, todos los granitoides permo-triásicos caen en el campo de granitos de arco volcánico. Los elementos traza y tierras raras también muestran características típicas de rocas asociadas a subducción con un enriquecimiento de los elementos LILE y LREE con respecto a los elementos HFSE y HREE, respectivamente, además de anomalías claras de Nb-Ta. La participación de la corteza continental se ve reflejada en las anomalías prominentes de K y Pb, y en menor medida de Sr, revelando la existencia de un aporte cortical significativo para su formación. Las relaciones elementales elevadas de $Ba/Ta > 1000$ y las relaciones $Th/Yb > 1$ también apoyan un ambiente tectónico de subducción de tipo arco continental para la formación de los granitoides.

Las características mineralógicas y geoquímicas de los granitoides permo-triásicos, divididos en tres grupos (melanocrático, leucocrático y pegmatitas-aplitas) sugieren diferentes fuentes de fusión para la formación de los magmas precursores de estos granitoides, descartando un origen por una simple diferenciación, sugiriendo la fusión parcial de diferentes protolitos corticales y subsecuentemente produciéndose una mezcla de magmas como lo sugieren los estudios isotópicos de Hf.

Estas rocas asociadas a subducción que intruyen basamento paleoproterozoico de ~1.7–1.6 Ga en el NW de Sonora representan evidencia del inicio del magmatismo cordillerano en el SW de Norteamérica (Laurencia) instaurado a lo largo del borde oeste de Pangea justo después de culminar los últimos estadios de la colisión entre Laurencia y Gondwana desarrollando la sutura orogénica Ouachita-Marathon-

Sonora. Este magmatismo permo-triásico es importante para entender la evolución tectónica del NW de México, ya que su ocurrencia se asocia tentativamente a una zona de debilidad cortical relacionada al basamento del Yavapai mexicano en el NW de Sonora. El entendimiento de este pulso magmático también es de particular importancia ya que representa una fuente regional de zircons detríticos no reconocida anteriormente para cuencas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas en Sonora y sur de Arizona, implicando una gran complejidad para explicar la abundancia de edades permo-triásicas de dichos detritos y dificultando notablemente las reconstrucciones paleogeográficas del SW de Norteamérica.

También se presentan datos isotópicos de Lu-Hf en zircons magmáticos de granitoides pérmicos de Sierra Pinta en el NW de Sonora, asociados al pulso magmático permo-triásico en la región. El microanálisis in situ realizado por la técnica de LA-MC-ICPMS muestra amplias variaciones en las composiciones isotópicas de Hf en zircons de la misma edad en una misma muestra de granitoide (hasta 15 unidades épsilon Hf). El rango de valores de épsilon Hf inicial para estos granitoides va desde -9.0 hasta -24.9. Esta variación sugiere una mezcla de magmas derivados de la fusión de diversas fuentes corticales que originaron a los granitoides pérmicos. Las edades modelo corticales de Hf para estos granitoides varían de 1.59 a 2.39 Ga, predominando el rango de 1.6–1.8 Ga, sugiriendo la fusión del basamento proterozoico que aflora en el noroeste de México para la formación de los granitoides pérmicos. Las relaciones isotópicas de Hf obtenidas ilustran la complejidad de los procesos de formación de magmas en la corteza continental. Esta complejidad raramente es revelada por estudios convencionales de geoquímica de elementos mayores y traza e isótopos de Sm-Nd en roca total.

Nuestra hipótesis para la generación de magmas desde el Proterozoico al reciente en el NW de México establece que inicialmente el manto contribuyó de manera importante en la formación de magmatismo paleoproterozoico. Posteriormente, desde el Mesoproterozoico hasta el Pérmico la corteza ha jugado un papel significativo en la generación de magmas. Durante el Mesozoico la participación cortical se reduce y en el Cenozoico, y más aún en el Cuaternario, la contribución del manto se incrementa y es muy significativa, terminando con magmatismo astenosférico basáltico (e.g., El Pinacate).

ABSTRACT

Sierra Los Tanques is located in NW Sonora, Mexico and represents geological and spatially one of the main outcrops of Permo-Triassic granitic rocks reported in this region. A series of granitoids of Permo-Triassic age (284-221 Ma) exposed in the study area and in various locations in NW Sonora have geochemical characteristics typical of magmas generated in a continental arc environment. Lithological varieties are predominant granodiorite, followed by cuarzomonzodioritas and monzogranites. Geochemically, we can distinguish two main granite suites, divided into leucocratic and melanocratic granitoids. Field evidence between the two types suggests that the melanocratic granitoids are older as they are intruded by the leucocratic suite. This feature is supported, in most cases, by the U-Pb zircon ages obtained in samples of both suites.

Both groups of granitoids are high-K calc-alkaline affinity with metaluminous to peraluminous character. Harker variation diagrams show negative correlations with respect to silica for most of the oxides. These linear trends are consistent with magma mixing processes. In the Nb vs. Y tectonomagmatic discrimination diagram, all Permo-Triassic granitoids fall in the field of volcanic arc granites. The trace and rare earth elements also show typical characteristics of subduction rocks associated with an enrichment of LILE and LREE elements with respect to HFSE and HREE elements, respectively, and apparent anomalies of Nb-Ta. The involvement of continental crust is reflected in the prominent anomalies of K and Pb, and to a lesser extent Sr, revealing the existence of a significant crustal contribution to its formation. The basic high ratios $Ba / Ta > 1000$ and the ratio $Th / Yb > 1$ also support a subduction tectonic setting of continental arc-type for formation of the granitoids.

The mineralogical and geochemical characteristics of Permo-Triassic granitoids, divided into two groups (melanocratic and leucocratic granitoids) suggest different sources of fusion for the formation of precursors magmas of these granitoid, ruling out an origin by simple differentiation, suggesting partial melting of different protoliths and subsequently producing a crustal magma mixing as suggested by isotopic studies of Hf.

These rocks associated with subduction intruding Paleoproterozoic basement $\sim 1.7-1.6$ Ga in NW Sonora represent evidence of the beginning of cordilleran magmatism in southwestern North America (Laurentia) established along the western edge of Pangea just after completing the last stages of the collision between Laurentia and Gondwana developing Ouachita-Marathon-Sonora orogenic suture. This Permo-Triassic magmatism is important for understanding the tectonic evolution of NW Mexico and its occurrence tentatively is associated with a zone of crustal weakness related to the Mexican Yavapai basement in NW Sonora. Understanding this magmatic pulse is also of particular importance as it

represents a regional source of detrital zircons previously unrecognized for Mesozoic and Cenozoic sedimentary basins in Sonora and southern Arizona, involving a complexity to explain the abundance of Permo-Triassic ages in these detritus and significantly hindering paleogeographic reconstructions of SW North America.

This study also presents Lu-Hf isotopic data for magmatic zircons from Permian granitoids from Sierra Pinta, NW Sonora. In-situ microanalyses by LA-MC-ICPMS technique indicate large variations in Hf isotopic compositions of zircons with the same age and from the same granitic rock sample (up to 15 epsilon Hf units). The range of initial epsilon Hf values for these Permian zircons is between -9.0 and -24.9, suggesting a mixture of magmas derived from melting of different crustal sources to generate the precursor magmas that formed the granitoids. The Hf crustal model ages for zircons vary in a range between 1.59–2.39 Ga, with most of the values between 1.6–1.8 Ga, indicating that Proterozoic basement rocks, similar to those present in NW Mexico today, were the source of melting to form the predecessor magmas for the Permian granitoids. The Hf isotopic data presented in this study indicates a complex process of crustal magma formation that cannot be revealed from just conventional whole rock geochemical and isotopic studies (e.g., major and trace elements and Sm-Nd isotopes).

Our hypothesis about the evolution of crust/mantle input in magma genesis in NW Mexico from Proterozoic to the present proposes that the mantle played an important role in the initial stages of crustal formation (magmatism) during the Paleoproterozoic. Subsequently, from Mesoproterozoic to Permian time, the crust had a preponderant role in the generation of magmas. During the Jurassic and Cretaceous periods, the crustal input in magma formation starts to be significantly reduced in these subduction related magmas, to the point that Cenozoic felsic volcanic rocks have a large mantle component, but being this more extreme during the Quaternary, as basaltic lavas have an asthenospheric mantle signature with no evidence of crustal input (e.g., Pinacate Volcanic Field).

1. Introducción

El margen continental activo del SW de Norteamérica es uno de los más conocidos e investigados en el mundo. Sin embargo, hasta hace poco, no se tenía conocimiento sobre el tiempo exacto del inicio de la subducción. Algunos estudios geológicos proponían que la convergencia a lo largo del margen continental pasivo del Paleozoico en el SW de los EUA se había originado durante el Permo-Triásico (*e.g.*, Burchfiel y Davis, 1972, 1975, 1981; Kistler y Peterman, 1973; Dickinson, 1981; Burchfiel *et al.*, 1992) por la presencia de plutones graníticos con edades entre ~260–207 Ma, la mayoría de edad triásica intrusionando al Cratón Laurentiano (*e.g.*, Barth y Wooden, 2006 y sus referencias). Sin embargo, algunos de estos plutones, en la parte norte y centro de California y en el oeste de Nevada, se piensa que están relacionados a un magmatismo de arco de islas formado paralelamente al margen continental, el cual a la postre se acrecionó contra el continente durante el Mesozoico (*e.g.*, Snow *et al.*, 1991; Bateman, 1992; Burchfield *et al.*, 1992; Miller *et al.*, 1992, 1995; Dunne y Saleeby, 1993; Scheweickert y Lahren, 1993; Barth *et al.*, 1997). Por su parte, los plutones en la parte sur de California y en el oeste de Arizona se encuentran asociados a subducción y fueron emplazados dentro de basamento proterozoico e intrusionando su cubierta metasedimentaria paleozoica (Barth *et al.*, 1997; Barth y Wooden, 2006).

La extensión de este cinturón plutónico hacia México dentro de Sonora había sido inferida pero no así localizada (*e.g.*, Stewart *et al.*, 1986; Riggs *et al.*, 2003), sino hasta el descubrimiento de rocas graníticas de edad pérmica en Sierra Pinta, en el NW de Sonora, en un rango de edad entre ~275–258 Ma (Arvizu *et al.*, 2009a). De acuerdo a esto, Arvizu *et al.* (2009a) proponen que el inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica está representado por la ocurrencia de este magmatismo pérmico en el NW de México.

Gracias al trabajo exploratorio regional en el NW de Sonora se han localizado nuevos afloramientos de rocas plutónicas asociadas al pulso magmático pérmico. Estas ocurrencias de afloramientos de rocas graníticas de edad permo-triásica, que intruyen a rocas de basamento metaígneo paleoproterozoico (~1.7–1.6 Ga) de la provincia Yavapai mexicana (Iriondo y Premo, 2010), permiten contribuir y avanzar en el conocimiento geológico de este pulso magmático; esto mediante la caracterización cartográfica, geoquímica y geocronológica de granitoides de edad permo-triásica encontrados en Sierra Los Tanques y en zonas aledañas del NW de Sonora (Figura 1).

El área de estudio de Sierra Los Tanques representa geológicamente uno de los afloramientos de mayor extensión de rocas ígneas permo-triásicas encontradas hasta la fecha en el NW de México. En particular, representa una localidad interesante por la existencia de las rocas más jóvenes de este pulso magmático encontradas hasta el momento, comparadas con las localizadas en otros lugares del NW de

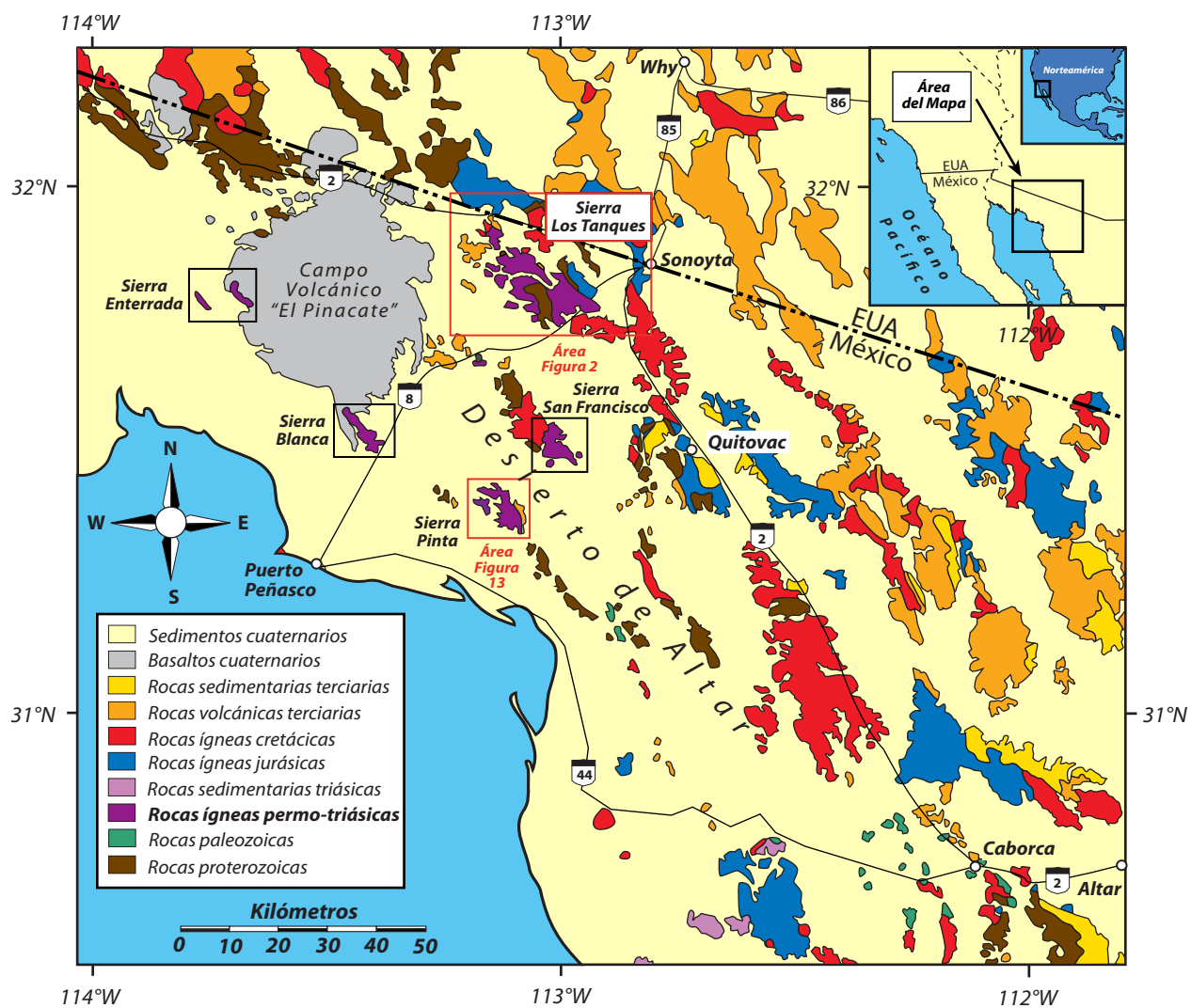


Figura 1. Mapa geológico regional del NW de Sonora y SW de Arizona modificado de Iriondo *et al.* (2005).

Sonora donde únicamente se han reconocido rocas del Pérmico medio-tardío (p.ej., Sierra Pinta, Sierra San Francisco, Sierra Blanca; [Figura 1](#)), permitiendo extender este pulso magmático en la región hasta el Triásico tardío (~221 Ma).

En este trabajo se presentan datos geoquímicos de elementos mayores y traza y geocronológicos de U-Pb en zircones, además de cartografía geológica, de granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques y zonas circundantes del NW de Sonora. Estos nuevos datos, junto a los ya existentes en la Sierra Pinta, permitirán documentar las características geoquímicas de este pulso magmático de edad permo-triásica (~284–221 Ma). A la vez, se pretende evaluar y corroborar la hipótesis geoquímica establecida en el trabajo previo de [Arvizu *et al.* \(2009a\)](#), la cual propone que las rocas graníticas de este pulso magmático están asociadas a subducción, con características geoquímicas típicas de magmas generados en un ambiente de arco continental, y relacionadas al inicio del arco magmático cordillerano del SW de Norteamérica.

Aunque la edad de estas rocas está, por ahora, bien constreñida junto con las características geoquímicas de magmas calcialcalinos, típicas de granitoides formados en un ambiente de arco magmático, como los encontrados en cualquier margen activo cordillerano del mundo, su petrogénesis aún es confusa y no ha podido ser del todo resuelta. Esto es un ejemplo de que la evolución geodinámica de los magmas formados en un ambiente tectónico de arco continental es muy compleja y difícil de dilucidar solamente con geoquímica elemental en roca total o incluso con geoquímica isotópica (*e.g.*, [Arvizu e Iriondo, 2011](#)).

La controversia que existía sobre la petrogénesis de estas rocas sobre definir cuáles eran las fuentes de generación magmática para este pulso permo-triásico había quedado sin resolverse. Sin embargo, estudios isotópicos de Hf en zircones realizados por [Arvizu e Iriondo \(2011\)](#) en algunas muestras de granitoides pérmicos en Sierra Pinta ([Figura 1](#)) revelan una importante participación de la corteza continental para su generación. Esta participación cortical se manifiesta isotópicamente en los valores altamente negativos en las unidades ϵ_{Nd} y ϵ_{Hf} determinados en este estudio, proponiendo que los fundidos que formaron los granitoides pérmicos de Sierra Pinta proceden primordialmente de una corteza proterozoica, sin evidencia isotópica significativa de la contribución del manto en la generación de los magmas. [Arvizu e Iriondo \(2011\)](#) interpretan que debido a la alta asimilación cortical, producto de la intensa interacción de magmas posiblemente de procedencia mantélica con la corteza, la supuesta firma mantélica ha sido obliterada. Estos estudios isotópicos de Hf ilustran la complejidad de los procesos de formación de magmas en la corteza continental (*e.g.*, [Arvizu e Iriondo, 2011](#)).

Además de caracterizar geoquímica y temporalmente este magmatismo permo-triásico, en este trabajo también se hacen otras contribuciones como la de proponer que estas rocas graníticas, y sus equivalentes volcánicos no aflorantes y/o posiblemente erosionados, serían la fuente de proveniencia de zircones detríticos que permitiría explicar la abundancia de detritos de estas edades en cuencas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas del NW de México y SW de EUA. También gracias a la presencia de estas rocas plutónicas permo-triásicas de arco continental se propone una conexión entre el arco magmático permo-triásico del SW de EUA con el arco del Este de México, enlazando este evento magmático a nivel cordillerano. Finalmente, este estudio pone a prueba una hipótesis, la cual propone que la distribución espacial de estas rocas plutónicas está ligada a una debilidad cortical definida por la ocurrencia de zonas de sutura entre basamentos paleoproterozoicos en el NW de Sonora (Iriondo y Premo, 2010).

En este estudio también se reportan las composiciones isotópicas de Hf obtenidas en zircones de granitoides pérmicos y cretácicos de la Sierra Pinta en el NW de México (Figuras 1) mediante microanálisis *in situ* realizados por la técnica de ablación láser (LA-MC-ICPMS) (Arvizu e Iriondo, 2011). Esta investigación está basada en estudios analíticos previos de geocronología U-Pb en zircones y geoquímica de elementos mayores y trazas realizados en dos conjuntos o “suites” graníticas pérmicas denominadas leucocrática y melanocrática (Arvizu *et al.*, 2009a). Utilizamos el Hf como un trazador isotópico para avanzar en el conocimiento de la petrogénesis de este importante pulso magmático pérmico asociado, tentativamente, al inicio de la subducción y formación del margen continental activo del SW de Norteamérica (Arvizu *et al.*, 2009a).

Cabe señalar que esta investigación sobre Hf ya ha sido publicada en un manuscrito que recientemente ha sido publicado por Arvizu e Iriondo (2011) en la *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* (v. 28, núm. 3, p. 493–518), titulado como “*Estudios isotópicos de Hf en zircones de granitoides pérmicos en el NW de México: Evidencia de mezcla de magmas generados a partir de la fusión de múltiples fuentes corticales*”. Los datos isotópicos de Hf obtenidos ilustran la complejidad de los procesos de formación de magmas en la corteza continental; complejidad que raramente es revelada por estudios convencionales de geoquímica de elementos mayores y traza e isótopos de Sm-Nd en roca total.

2. Geología de Sierra Los Tanques

2.1 Introducción

La Sierra Los Tanques está localizada en la porción noroeste del estado de Sonora, a ~15 km al suroeste del poblado de Sonoyta dentro del municipio Plutarco Elías Calles y al noreste de la ciudad de Puerto Peñasco, esto al este del campo volcánico El Pinacate ([Figura 1](#)). Sierra Los Tanques se encuentra ubicada dentro de la Reserva de la Biosfera El Pinacate, en la parte más oriental del Gran Desierto de Altar, justo al sur de la frontera con Arizona ([Figura 2](#)).

La base topográfica utilizada en los estudios de cartografía geológica en Sierra Los Tanques ([Figuras 3, 4 y 5](#)) corresponde a datos vectoriales de las cartas digitales generadas por [INEGI \(2003\)](#), El Papalote (H12-A13) y Sonoita (H12-A14), ambas a escala 1:50,000. Se empleó también como referencia para la cartografía el mapa geológico escala 1:250,000 (H12-1) del [Servicio Geológico Mexicano \(2002\)](#) y la cartografía de [Campbell y Anderson \(2003\)](#).

El motivo principal del estudio de cartografía geológica en esta sierra es el descubrimiento de uno de los afloramientos de rocas graníticas permo-triásicas más extensos encontrados hasta la fecha en el NW de Sonora. Además, existen rocas de basamento paleoproterozoico que son de utilidad para poner a prueba las ideas sobre la distribución de las provincias paleoproterozoicas de basamento (Mojave, Yavapai y Mazatzal) en el NW de México (*e.g.*, [Iriondo y Premo, 2010](#)), y a su vez contribuir al entendimiento del margen SW de Laurentia.

El objetivo principal del estudio de cartografía geológica en Sierra Los Tanques fue el de realizar un mapa geológico en donde se mostraran las diferentes unidades litológicas reconocidas en campo, las cuales permitieron obtener un contexto geológico adecuado para poder interpretar los datos analíticos (geocronología y geoquímica) generados en este estudio. Cabe señalar que este trabajo cartográfico se limitó a realizar un reconocimiento geológico del área, enfocándose en la identificación de las unidades litológicas y sus rasgos estructurales midiendo actitudes estructurales (foliaciones). Claramente, se requieren estudios estructurales más detallados de deformación dúctil-frágil, indicadores cinemáticos y de grado metamórfico de las rocas, además de estudios complementarios de fábrica magnética para reforzar la interpretación estructural del área. También cabe señalar que el muestreo realizado para los análisis geocronológicos y geoquímicos se llevó a cabo con el fin de cubrir el mayor número posible de unidades geológicas presentes en Sierra Los Tanques. Más adelante, en las descripciones de las unidades litológicas, se presenta una tabla resumen de la mineralogía presente y clasificación de cada una de las rocas estudiadas en este trabajo.

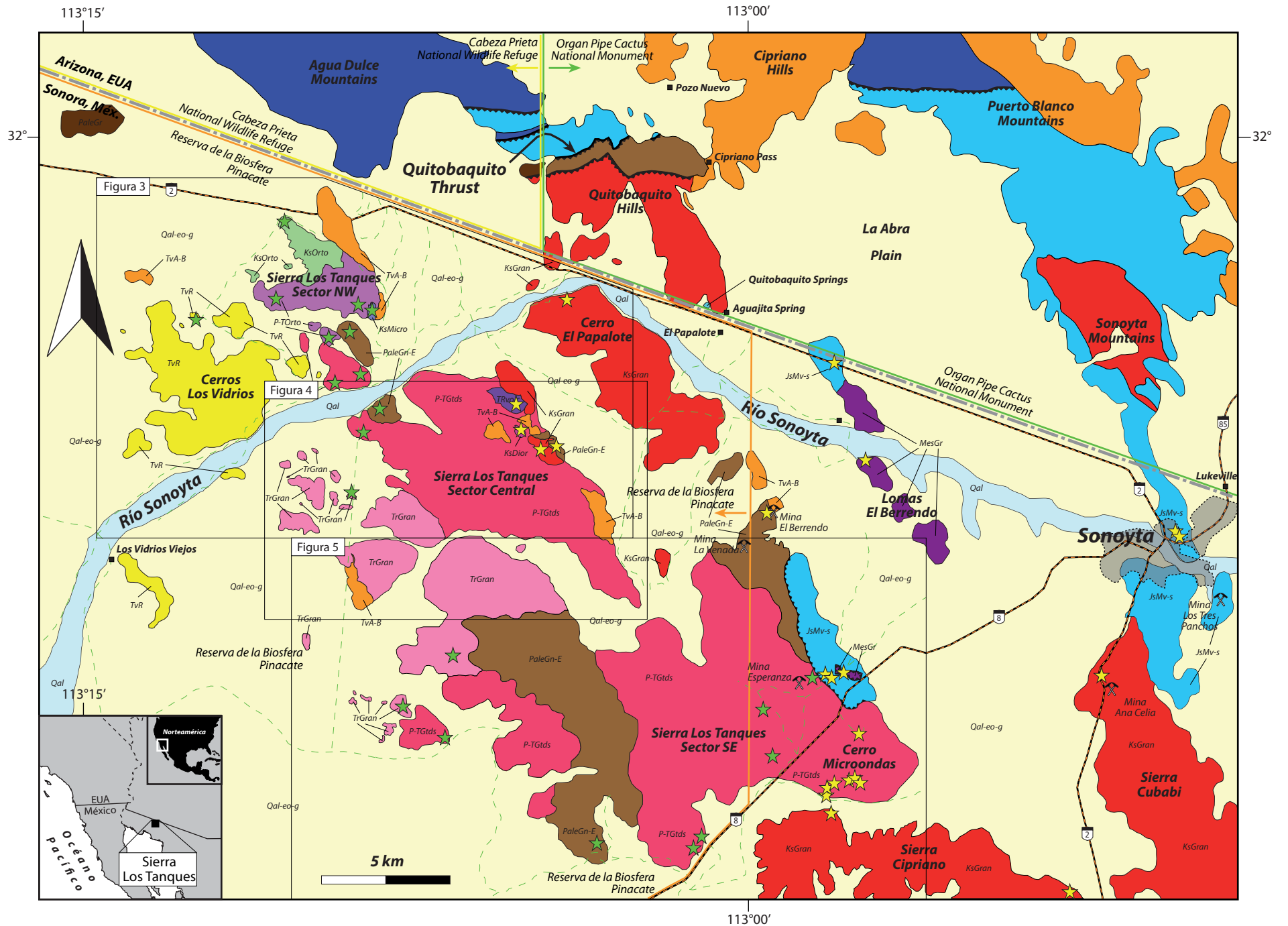


Figura 2. Mapa litológico sintetizado de Sierra Los Tanques (Sonora) a partir de la cartografía realizada en este estudio. La cartografía de Quitobaquito Hills (Arizona) y alrededores es a partir de mapas publicados por Campbell y Anderson (2003), Haxel *et al.* (1984) y SGM (2002).

Leyenda y Explicación

CENOZOICO

Cuaternario

- Qal** Depósitos de aluvión de edad cuaternaria. Material detrítico transportado y depositado por el Río Sonoyta compuesto por grava, arena, arcilla y limo.
- Qal-eo-g** Depósitos aluviales, dunas de arena y grava de edad ~Mioceno al reciente.

Mioceno

- TvR** Rocas volcánicas de composición riolítica de edad Mioceno medio (Vidal-Solano et al., 2008). Edad U-Pb en zircones de 14.2 ± 0.1 Ma de una riolita fechada en este estudio.
- TvA-B** Rocas volcánicas de composición basáltica-andesítica de edad ~Mioceno inferior (Vidal-Solano et al., 2008).

MESOZOICO

Cretácico Superior

- KsGran** Granitoides de edad laramídica (~59–78 Ma; M. Enríquez, com. pers., 2011 y en este estudio). Granito de biotita, granodiorita y diorita en Sierra Los Tanques (Cerro El Papalote, Cipriano y Cubabi). Granito de biotita y de dos micas con granate en Sonoyta Mountains. Granito de biotita Aquajita Springs con edad ~84 Ma (Campbell y Anderson, 2003).
- KsMicro** Microdiorita de edad laramídica. Edad U-Pb en zircones de 72.7 ± 0.6 Ma fechada en este estudio.
- KsOrto** Ortogneis de biotita de edad laramídica. Edad U-Pb en zircones de 75.4 ± 0.3 Ma fechada en este estudio.
- KsDior** Diorita de edad laramídica (~78 Ma; M. Enríquez, com. pers., 2011).

Jurásico Medio-Inferior

- JmMv-s** Rocas metavolcánicas-metasedimentarias (metariolitas, metandesitas, metareniscas, esquistos y filitas) del Jurásico medio con diferentes grados de deformación. Edades U-Pb en zircones de protolitos de ~164–177 Ma (M. Enríquez, com. pers., 2011) y de ~180 Ma (Campbell y Anderson, 2003).
- JmGr** Granito, granodiorita y diorita del Jurásico medio (Haxel et al., 1984).

Triásico Medio

- TRvolc** Roca metavolcánica? de edad triásica (M. Enríquez, com. pers., 2011).
- TrGran** Granito de biotita y de dos micas de edad triásica. Edades U-Pb en zircones de 221–240 Ma en este estudio.

MESOZOICO-PALEOZOICO

Permo-triásico

- P-TOrto** Ortogneis milonitizado de edad permo-triásica. Edades U-Pb en zircones de 243–257 Ma en este estudio.
- P-TGtds** Granitoides permo-triásicos leucocráticos y melanocráticos foliados. Edades U-Pb en zircones de granitoides leucocráticos de 226–254 Ma en este estudio y de 267–273 Ma para melanocráticos (M. Enríquez, com. pers., 2011). Pegmatitas y aptitas leucocráticas con granate de edad permo-triásica (249–257 Ma; M. Enríquez, com. pers., 2011).

PROTEROZOICO

Mesoproterozoico

- MesGr** Granito mesoproterozoico de ~1.1 Ga (Irriondo et al., 2008; M. Enríquez, com. pers., 2011).

Paleoproterozoico

- PaleGr** Ortogneis de biotita intruido por un granito de biotita de grano más fino, ambos de edad paleoproterozoica. Edades U-Pb en zircones determinadas en este estudio de 1654 Ma para el ortogneis de biotita y de 1637 Ma para el granito de biotita de grano fino.
- PaleGn-E** Gneises cuarzo-feldespáticos bandeados, esquistos, filitas y anfibolitas de edad paleoproterozoica. Edades U-Pb en zircones de gneises bandeados de 1682–1763 Ma en este estudio y de 1684–1747 Ma de M. Enríquez (com. pers., 2011).

	Contacto litológico		Cota cada 20 m		Cabalgadura	Simbología			Puntos de muestreo y edades U-Pb en zircones en este estudio		Reserva de la Biosfera Pinacate
	Caminos		Cota cada 100 m		Klipe		Poblado de Sonoyta		Puntos de muestreo y edades U-Pb en zircones (M. Enríquez, comunicación personal, 2011)		Cabeza Prieta National Wildlife Refuge
	Arroyos		Rumbo y echado de la foliación		Mina abandonada		Carretera estatal				Organ Pipe Cactus National Monument
	Poblado o ejido		Rumbo y echado de la estratificación				Frontera México-EUA				

Figura 2. (Continuación).

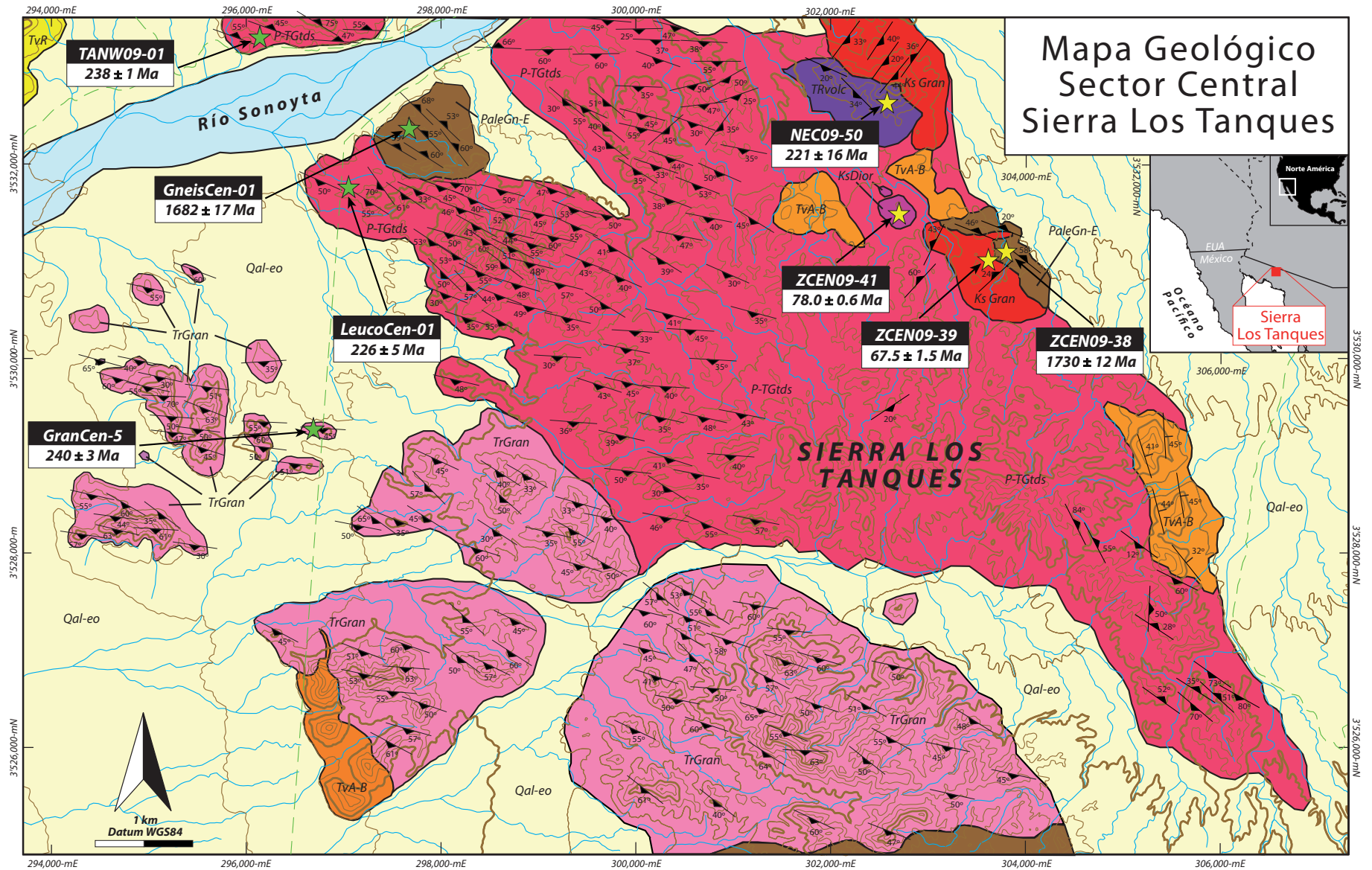


Figura 4. Mapa geológico-litológico del Sector Central de Sierra Los Tanques a partir de la cartografía realizada en este estudio. La leyenda y explicación, además de la simbología, son las mismas que la Figura 2. En este mapa se observan, con estrellas de color verde, los puntos de muestreo para los análisis geocronológicos y geoquímicos, además el nombre de la muestra y su edad U-Pb en zircones.

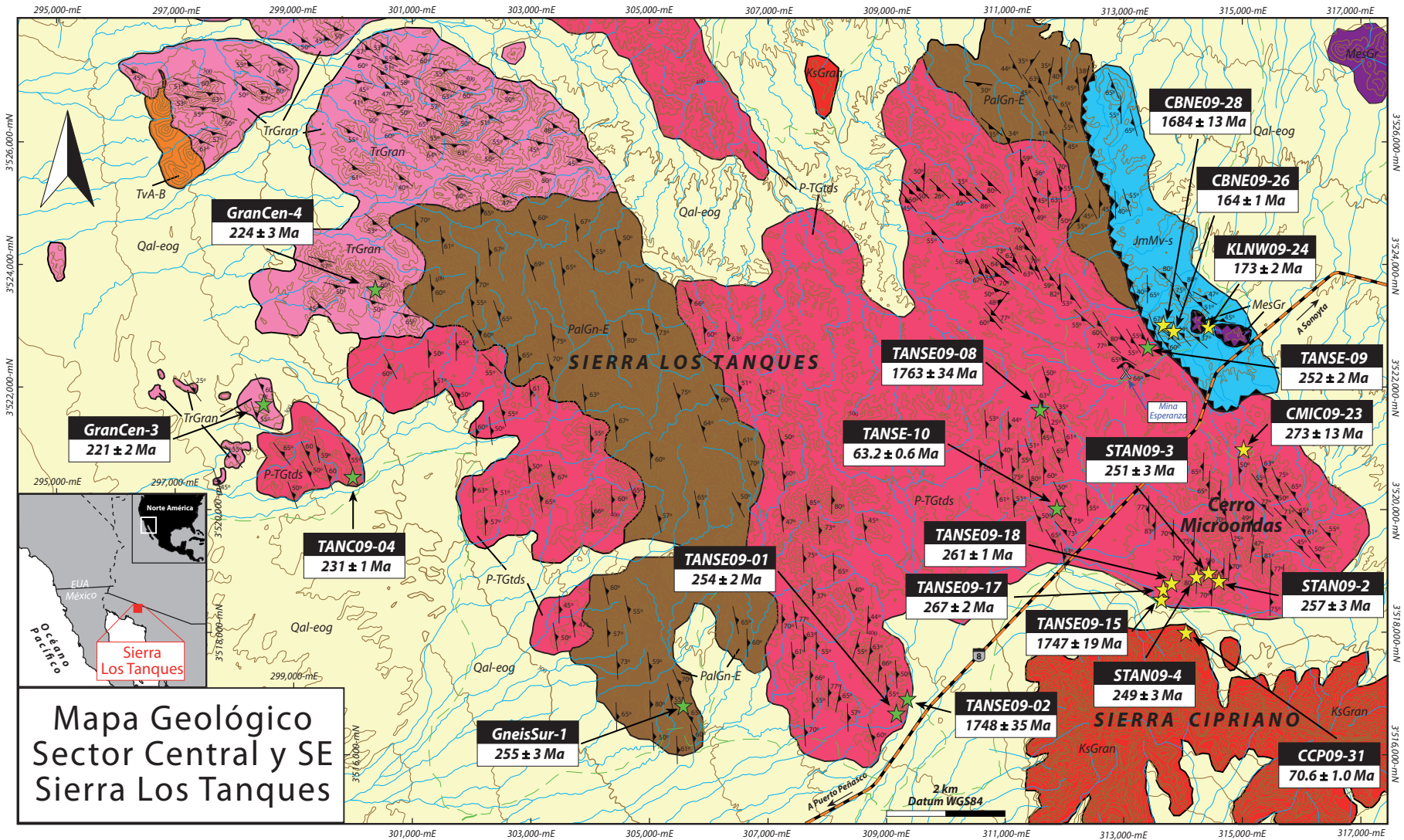


Figura 5. Mapa geológico-litológico del Sector Central y SE de Sierra Los Tanques a partir de la cartografía realizada en este estudio. La leyenda y explicación, además de la simbología, son las mismas que la Figura 2. En este mapa se observan, con estrellas de color verde, los puntos de muestreo para los análisis geocronológicos y geoquímicos, además el nombre de la muestra y su edad U-Pb en zircones.

2.2 Trabajos previos en el área de estudio

Los primeros estudios de cartografía geológica en Sierra Los Tanques fueron los realizados por el [Servicio Geológico Mexicano \(2002\)](#) y posteriormente los llevados a cabo por [Campbell y Anderson \(2003\)](#). Estos últimos estudios son los más detallados, los cuales demuestran la complejidad geológica de la zona de estudio que es avalada por las descripciones litológicas mostradas en las leyendas de los mapas geológicos presentados en su trabajo. El propósito de su estudio fue realizar una cartografía geológica-estructural que les permitiera describir las estructuras y cinemática presentes en las rocas mesozoicas y precámbricas milonitizadas que afloran en el área, sugiriendo que estas rocas se formaron a lo largo de una falla lateral izquierda activa a finales del Jurásico (concepto de la hipotética Mojave-Sonora Megashear; [Silver y Anderson, 1974](#); [Anderson y Silver, 1979, 2005](#)).

2.3 Descripción geológica, petrográfica y marco tectónico de las unidades litológicas

El área de estudio fue dividida en tres sectores principales: Sector NW, Central y SE ([Figuras 2, 3, 4 y 5](#)) con fines logísticos para llevar a cabo la cartografía geológica. A continuación se describen las unidades litológicas en orden cronológico, de antiguo a joven, presentes en Sierra Los Tanques.

2.3.1 Proterozoico

2.3.1.1 Paleoproterozoico

El estudio de las rocas paleoproterozoicas del SW de Norteamérica ha permitido caracterizar y proponer una división del basamento paleoproterozoico en el margen continental del SW de Laurentia en tres diferentes provincias: Mojave, Yavapai y Mazatzal (*e.g.*, [Iriondo *et al.*, 2004](#); [Iriondo y Premo, 2010](#)). Los primeros estudios sobre basamento paleoproterozoico, realizados en el NW de Sonora, proponen la extensión de estas provincias hacia México. La presencia de rocas paleoproterozoicas aflorantes en el NW de Sonora sugieren que el basamento cristalino en Sierra Los Tanques presenta similitudes con rocas asociadas a la provincia Yavapai (*e.g.*, [Iriondo *et al.*, 2004](#); [Nourse *et al.*, 2005](#); [Izaguirre *et al.*, 2008](#); [Arvizu *et al.*, 2009b](#)).

Las rocas paleoproterozoicas presentes en Sierra Los Tanques ([Figuras 2, 3, 4 y 5](#)) se encuentran como unidades litológicas de diversas composiciones constituidas principalmente por gneises bandeados cuarzo-feldespáticos de biotita, gneises de clorita-biotita ([Tabla A1](#)) y, en menor cantidad, paragneises de biotita y de dos micas incluyendo algunos esquistos y filitas de clorita-biotita-epidota. En algunas ocasiones, estas rocas se encuentran con intercalaciones de anfibolitas con espesor variable. En campo, los gneises se distinguen por su característico bandeo decimétrico a centimétrico y por su color oscuro con tonos blancos y verdosos debido a la composición máfica y félsica de las bandas que forman estos gneises ([Figuras 6A, B y C](#)). En sección delgada, los gneises bandeados muestran una mineralogía de

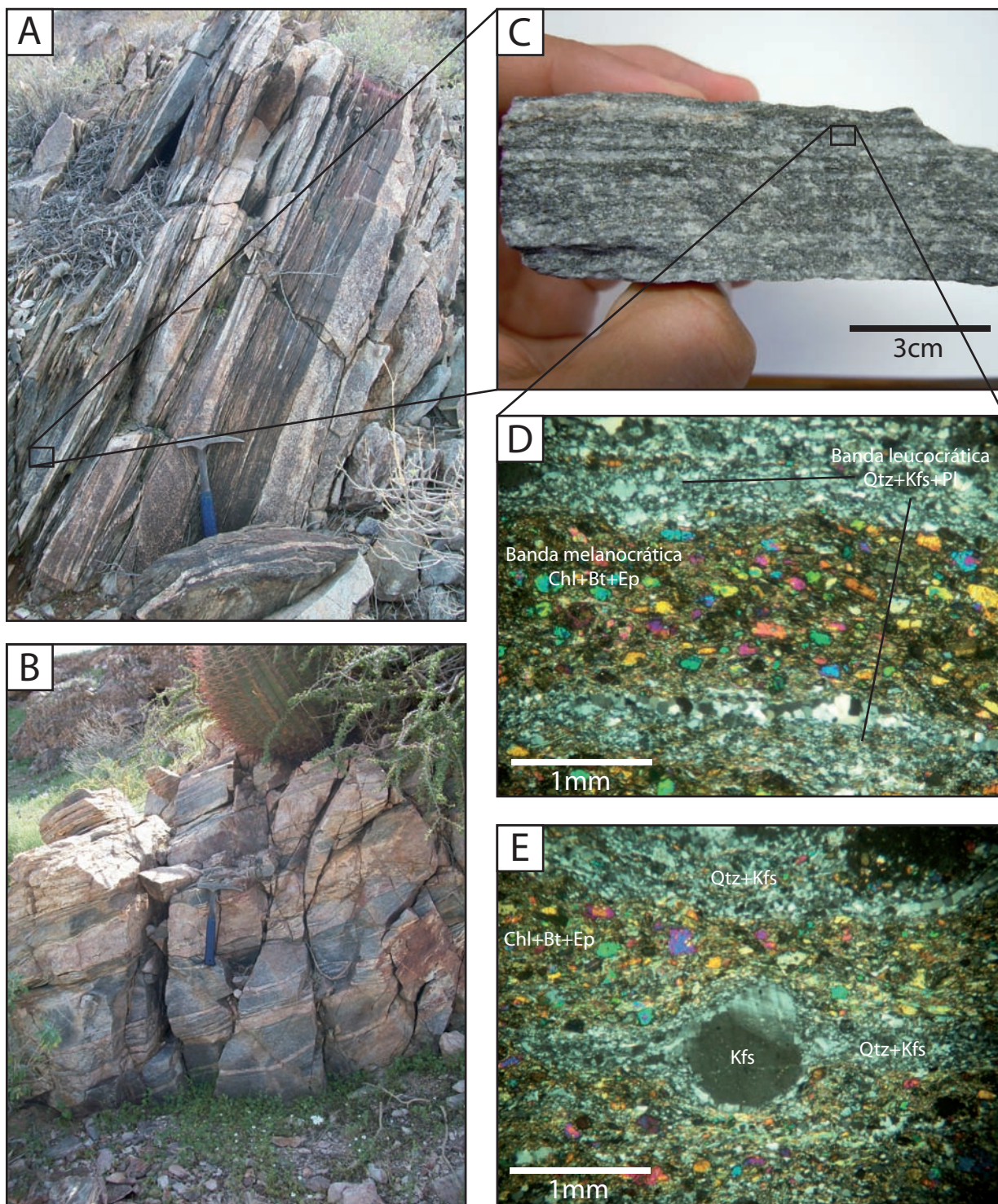


Figura 6. (A) (B) y (C) Afloramientos representativos y muestra de mano de la unidad paleoproterozoica de gneises bandeados cuarzo-feldespáticos de Sierra Los Tanques. Nótese las bandas composicionales leucocráticas (félsicas) y melanocráticas (máficas) de variable espesor (decimétricas-centimétricas). (D) y (E) Textura y mineralogía representativas presentes en los gneises bandeados. Se observan en general texturas porfiroblásticas foliadas y ensambles mineralógicos de cuarzo+feldespato+plagioclasa en las bandas leucocráticas y de clorita+biotita+epidota en las bandas melanocráticas.

cuarzo, feldespato y plagioclasa en las bandas leucocráticas mientras que en las bandas melanocráticas están presentes la biotita, clorita y epidota, principalmente (Figura 6D). Como minerales accesorios se encuentran el zircón y el apatito, y en menor cantidad la esfena y el granate (Tabla A1). En general, tienen texturas porfiroblásticas foliadas bien definidas variando a granoblásticas equigranulares y otras simplemente son gnéisicas (Figura 6E). Estas rocas se clasifican petrográficamente como gneises bandeados cuarzo-feldespáticos de biotita y clorita (Tabla A1). Estos ensamblajes mineralógicos máficos de recristalización tales como la clorita, biotita y epidota, además de las texturas presentes, son indicativos de condiciones de metamorfismo de bajo grado.

Los afloramientos principales de esta unidad litológica se encuentran en el sector sur-sureste de Sierra Los Tanques, en donde se ubican los afloramientos de mayor extensión, y algunas exposiciones aisladas afloran en el sector central y noroeste (Figura 2). En varias localidades, principalmente en el sector sur-sureste, esta unidad gnéisica paleoproterozoica aflora en ocasiones como remanentes en o dentro de las rocas más jóvenes (granitoides permo-triásicos) a manera de techos colgantes (“*roof pendants*”) o como grandes bloques o xenolitos (Figuras 7A y B).

La relación estratigráfica que tiene esta unidad con las rocas graníticas más jóvenes presentes en el área es de tipo intrusivo ya que la mayoría de los granitoides y pegmatitas-aplitas permo-triásicas se encuentran cortando perpendicular y sub-paralelamente a la foliación (Figura 7C). Por otra parte, en el sector sureste de Sierra Los Tanques, la unidad paleoproterozoica se encuentra en contacto por cabalgadura con una unidad metavolcánica-metasedimentaria? deformada (en algunas partes milonitizada); ésta es más joven y de supuesta edad jurásico medio (M. Enríquez, comunicación personal, 2011) (Figura 5).

Aunque en algunas zonas aún se preservan las texturas ígneas de los protolitos de estas rocas gnéisicas, la deformación presente en éstas es altamente compleja mostrándose en algunos lugares una foliación milonítica formada por la combinación de varios elementos, porfiroclastos u ojos de feldespato de hasta 1 cm de largo, bandas de cuarzo con algunos agregados lenticulares leucocráticos de 2–3 cm de ancho, a veces mayores, constituidos por cuarzo-feldespato-plagioclasa. Todos los elementos mencionados están inmersos en una matriz de grano fino, integrada por cuarzo, plagioclasa, biotita y escasa moscovita. En algunos sectores se observan boudines; este boudinage se desarrolla en bandas de cuarzo con espesores variables, algunas veces superando los 10 cm de espesor. Las segregaciones leucocráticas paralelas a la estratificación, que incluyen bandas y boudines de cuarzo y en algunas ocasiones bandas pegmatíticas deformadas, indican condiciones de grado metamórfico medio en facies de esquistos verdes-anfibolitas (Figuras 7C y D).

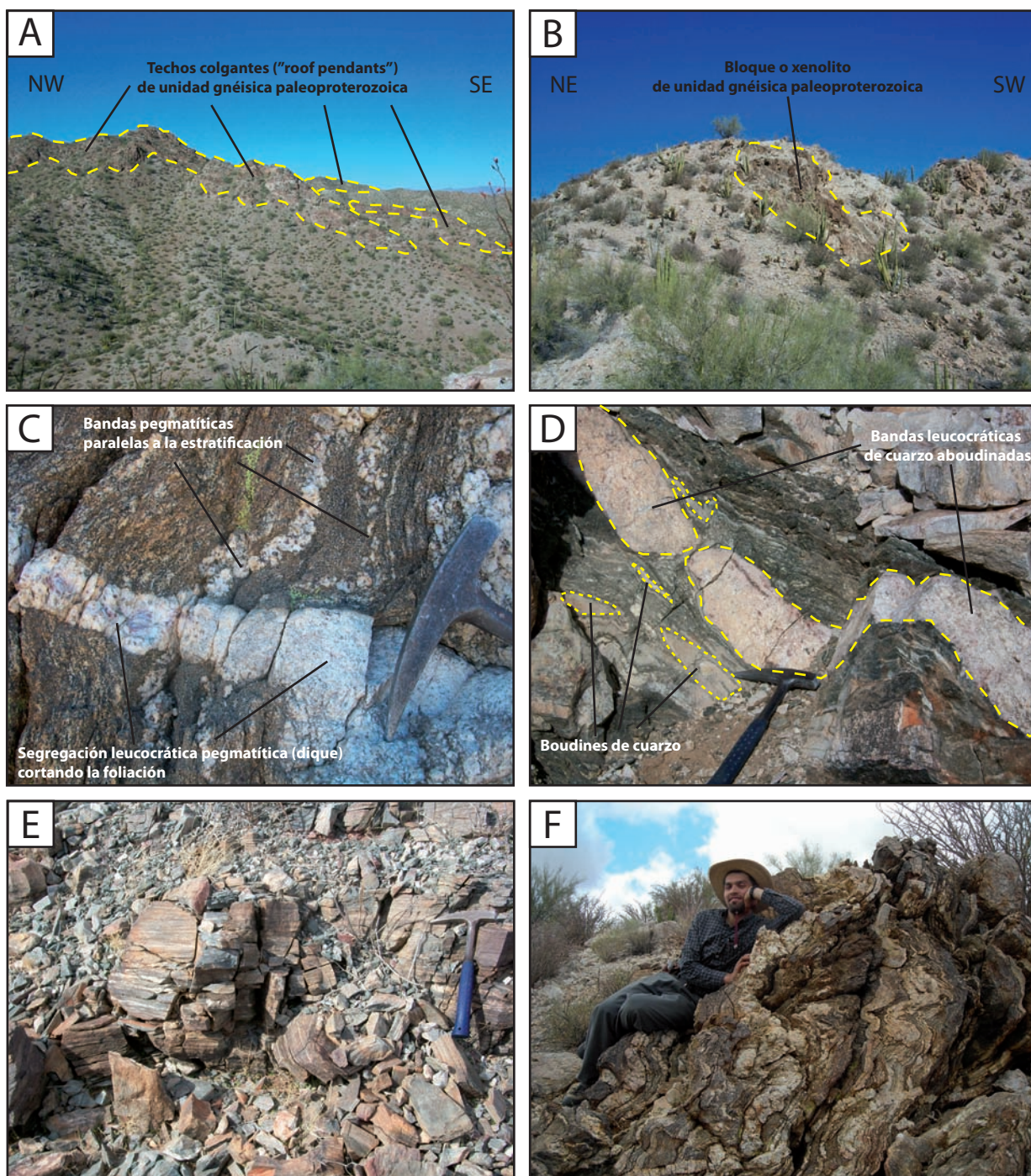


Figura 7. (A) Fotografías mostrando afloramientos representativos y relaciones de campo de la unidad gnéssica paleoproterozoica de Sierra Los Tanques. (A) y (B) Vistas panorámicas de dos afloramientos representativos ubicados en el sector central y sur, respectivamente, de Sierra Los Tanques, en donde se observa a la unidad gnéssica paleoproterozoica aflorando como remanentes sobre las rocas más jóvenes a manera de techos colgantes ("roof pendants") o como grandes bloques o xenolitos dentro de las unidades graníticas permo-triásicas. (C) Segregaciones leucocráticas de diques pegmatíticos cortando a la foliación de la unidad gnéssica. También se observan bandas de la misma composición paralelas a la estratificación. (D) Bandas leucocráticas con textura pegmatítica aboudinadas compuestas principalmente de cuarzo. (E) Afloramiento representativo de la unidad de gneises bandeados. Nótese que la foliación define una fábrica general gnéssica. (F) La deformación presente en esta unidad gnéssica es muy alta mostrándose en algunos sectores un fuerte plegamiento.

En general, esta unidad gnéissica-esquistosa de gneises bandeados, paragneises y anfibolitas se encuentra fuertemente foliada; estructura definida por la orientación preferencial de las capas cuarzo-feldespáticas y de los cristales de biotita y anfíbol. La foliación define una fábrica general gnéissica (Figura 7E). La foliación, localmente, también presenta plegamiento, el cual se manifiesta principalmente a escala centimétrica y en algunas ocasiones a escalas mayores (Figura 7F). Las foliaciones en los pequeños afloramientos del sector noroeste (Figura 3) muestran un patrón de rumbos entre 30°–40° NW con echados entre 50° y 70° preferencialmente hacia el NE. Por otro lado, el patrón que presentan las foliaciones en el extenso afloramiento en el sector sureste (Figura 5) es una familia más homogénea en rumbos y echados. Los rumbos predominantes de las foliaciones varían entre 10° y 30° NW, algunas veces N-S y echados entre 60° y 80° hacia el NE, y en ocasiones llegando a ser verticales, evidenciando aún más su deformación. En el afloramiento del sector sureste, cerca del contacto con las rocas jurásicas por cabalgadura, las foliaciones no son tan homogéneas variando ligeramente sus rumbos y echados en diferentes direcciones, encontrándose algunos hacia el SW y otros hacia el NE, incluso algunos hacia el NW y SE (Figura 5). Estas diferentes orientaciones son interpretadas como plegamiento de estas unidades previamente foliadas.

De esta unidad se seleccionaron cinco muestras representativas de gneises bandeados de varios afloramientos ubicados en diferentes sectores del área de estudio para su fechamiento U-Pb en zircones con el fin de obtener su edad, y de esa manera, tener un mejor control temporal de la estratigrafía en el área de estudio (estrellas en la Figura 2). Las edades U-Pb en zircones de las muestras fechadas oscilan entre 1763 y 1682 Ma. Estas edades y las demás reportadas en este capítulo se describen en detalle adelante y se ilustran en el Apéndice A. Este rango de edades es similar al resto de las rocas del basamento paleoproterozoico presente en Sierra Los Tanques (1747–1684 Ma; M. Enríquez, comunicación personal, 2011) y en la región en el NW de Sonora (*e.g.*, Iriando *et al.*, 2004; Nourse *et al.*, 2005; Izaguirre *et al.*, 2008; Arvizu *et al.*, 2009b).

2.3.1.2 Mesoproterozoico

El magmatismo mesoproterozoico en Sierra Los Tanques está representado por un pulso granítico de ~1.1 Ga; uno de los dos episodios de actividad magmática mesoproterozoica (~1.4 Ga y ~1.1 Ga), asociados posiblemente a *rifting*, que son conocidos regionalmente en el SW de Norteamérica (*e.g.*, Anderson y Cullers, 1999; Goodge y Vervoort, 2006 y sus referencias). Los granitos de ambos episodios magmáticos han sido considerados como de tipo anorogénico (granitos tipo A) debido a sus características geoquímicas. El magmatismo de ~1.1 Ga se considera estar asociado a un periodo incipiente de extensión que no culminó en ruptura o separación continental. En Sonora, estos granitos de ~1.1 Ga, con características geoquímicas de intraplaca, se encuentran asociados a anortositas

(magmatismo bimodal) y están representados por lo que se conoce como granitos Aibó y anortositas El Tecolote (*e.g.*, Espinoza *et al.*, 2003; Iriondo *et al.*, 2003; Farmer *et al.*, 2005; Anderson y Silver, 2005).

En Sierra Los Tanques, el afloramiento principal de granitoides mesoproterozoicos se encuentra en Lomas El Berrendo ubicadas en la porción oriental del área de estudio (Figura 2). Otros afloramientos aislados ocurren en el sector central y sureste de Sierra Los Tanques (Figuras 4 y 5); en el sector sureste, se encuentran aparentemente formando pequeños bloques, encima de las rocas metavolcánicas-metasedimentarias jurásicas, que han sido interpretados en este estudio como *klipes* (Figura 5). Un granito mesoproterozoico en Sierra Los Tanques ha sido fechado en 1100 ± 8 Ma; edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en zircones determinada por Iriondo *et al.* (2008), y recientemente en otras localidades en un rango entre 1091–1082 Ma (M. Enríquez, comunicación personal, 2011). Estas edades de cristalización son consistentes con edades obtenidas para granitos similares en otras áreas del NW de Sonora como en el rancho Aibó (*e.g.*, Anderson *et al.*, 1979; Iriondo *et al.*, 2003; Anderson y Silver, 2005; Farmer *et al.*, 2005), Quitovac (Iriondo, 2001; Iriondo *et al.*, 2004), Sierrita Blanca (Enríquez-Castillo, 2008; Enríquez *et al.*, 2009), Cerro Prieto-Carina (Izaguirre *et al.*, 2008) y Sierra Prieta (Izaguirre e Iriondo, 2007), por mencionar algunas localidades. En todos los casos estos granitos intruyen a rocas de basamento más antiguo de edad paleoproterozoica que tienen características y afinidad con corteza tipo Yavapai (Iriondo y Premo, 2010).

2.3.2 Paleozoico-Mesozoico

2.3.2.1 Permo-Triásico

La unidad litológica con mayor distribución areal en Sierra Los Tanques corresponde a un conjunto de rocas plutónicas cuarzo-feldespáticas, en algunos casos metamorfoseadas (Figuras 2, 3, 4 y 5), de edad permo-triásica que denominamos de forma general como granitoides. En este estudio se ha adoptado utilizar este término debido a la amplia variedad litológica presente en Sierra Los Tanques. Este término ha sido ampliamente usado para englobar la diversidad litológica de las rocas plutónicas, las cuales son las más abundantes en la corteza continental superior.

Las variedades litológicas predominantes en Sierra Los Tanques son granodioritas y cuarzomonzodioritas, aunque también existen monzogranitos, monzodioritas, cuarzosenitas y cuarzomonzonitas (Tabla 1). Ésta clasificación se detallará más adelante en el apartado de geoquímica.

Tabla 1. Localización de muestras, clasificación, arreglos minerales y edades U-Pb en zircones de granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques, NW de Sonora, México.

Muestra	Lat. (°N) [†]	Long. (°W) [†]	Tipo de roca	Nombre de la roca	Minerales primarios	Minerales secundarios	Minerales accesorios	Edad (Ma)
Sierra Los Tanques (Este estudio)								
TANW09-06	31°55'59"	113°09'33"	Granodiorita	Granodiorita de biotita	Pl+Kfs+Qtz+Bt	Ep	Ttn+Ap+Zrn+Min. Op.	257 ± 5 Ma*
GneisSur-1	31°46'11"	113°03'10"	Gneis	Gneis	Qtz+Kfs+Pl+Bt	Ms+Ep+Chl	Ap+Zrn+Min. Op.	255 ± 3 Ma*
CG09-10	31°56'44"	113°10'30"	Monzogranito	Monzogranito de biotita	Pl+Kfs+Qtz+Bt	Ep	Ttn+Ap+Zrn+Min. Op.	254 ± 3 Ma*
TANSE09-01	31°46'14"	113°00'49"	Granodiorita (aplitá)	Granodiorita leucocrática con granate y biotita	Pl+Qtz+Kfs+Bt+Grt		Ap+Zrn+Min. Op.	254 ± 2 Ma*
TANSE-09	31°49'33"	112°58'21"	Granodiorita	Granodiorita leucocrática de biotita	Pl+Qtz+Kfs+Bt		Ttn+Ap+Zrn+Min. Op.	252 ± 3 Ma*
GranCen-3	31°48'46"	113°07'51"	Granodiorita	Granodiorita leucocrática de dos micas	Pl+Qtz+Kfs+Bt+Ms		Ap+Zrn+Min. Op.	252 ± 2 Ma*
MICRO-3	31°56'35"	113°08'52"	Cuarzomonzodiorita	Cuarzomonzodiorita de biotita	Pl+Kfs+Qtz+Bt	Ep	Ttn+Ap+Zrn+Min. Op.	243 ± 2 Ma*
GranCen-5	31°52'52"	113°08'58"	Granodiorita	Granodiorita leucocrática de biotita	Pl+Qtz+Kfs+Bt		Ap+Zrn+Min. Op.	240 ± 3 Ma*
TANW09-01	31°54'58"	113°09'30"	Granodiorita	Granodiorita leucocrática de dos micas	Pl+Qtz+Kfs+Bt+Ms	Ms	Ap+Zrn+Min. Op.	238 ± 1 Ma*
TANC09-04	31°48'10"	113°06'41"	Granodiorita	Granodiorita leucocrática de biotita	Pl+Qtz+Kfs+Bt	Ms+Ep	Ap+Zrn+Min. Op.	231 ± 1 Ma*
LeucoCen-1	31°54'10"	113°08'47"	Granodiorita	Granodiorita de biotita	Pl+Qtz+Kfs+Bt+Grt	Ms+Chl	Ap+Zrn+Min. Op.	226 ± 5 Ma*
GranCen-4	31°49'43"	113°06'25"	Granodiorita	Granodiorita leucocrática de dos micas	Pl+Qtz+Kfs+Bt+Ms	Ep	Ap+Zrn+Min. Op.	224 ± 3 Ma*
Sierra Pinta (Arvizu et al., 2009a)								
PIN-07-1	31°27'46"	113°10'05"	Cuarzomonzodiorita	Cuarzomonzodiorita de hornblenda	Pl+Kfs+Qtz+Hbl	Bt+Ms+Ser+Ep+Chl	Ttn+Ap+Zrn+Min. Op.	275 ± 4 Ma [‡]
PIN-07-10	31°24'34"	113°07'28"	Granodiorita	Granodiorita de dos micas	Qtz+Kfs+Pl+Bt+Ms	Ser	Ttn+Ap+Zrn+Min. Op.	271 ± 3 Ma [‡]
PIN-07-12	31°24'26"	113°07'17"	Monzogranito	Monzogranito de moscovita	Qtz+Kfs+Ms+Pl	Chl+Ser	Ttn+Zrn	266 ± 3 Ma [‡]
PIN-07-15	31°27'05"	113°10'46"	Monzogranito	Monzogranito dos micas	Qtz+Kfs+Bt+Ms	Pl+Ep+Chl	Zrn	265 ± 3 Ma [‡]
PIN-07-2	31°22'50"	113°08'24"	Monzogranito	Monzogranito de moscovita	Qtz+Kfs+Ms+Pl	Bt+Ser	Ttn+Zrn	259 ± 3 Ma [‡]
PIN-07-4	31°23'31"	113°08'56"	Granodiorita	Granodiorita de hornblenda y biotita	Pl+Qtz+Hbl+Bt	Ep+Ser	Zrn+Ttn+Ap+Min. Op.	258 ± 3 Ma [‡]
Sierra Los Tanques (M. Enríquez, comunicación personal, 2011)								
CMIC09-23	31°48'31"	112°57'14"	Granodiorita	Granodiorita	Pl+Qtz+Kfs+Bt	Ep+Chl+Ms	Ap+Zrn+Min. Op.	273 ± 13 Ma [‡]
TANSE09-17	31°47'19"	112°57'58"	Cuarzomonzodiorita	Cuarzomonzodiorita	Pl+Kfs+Qtz+Bt+Hbl	Chl	Ttn+Ap+Zrn+Min. Op.	267 ± 2 Ma [‡]
TANSE09-18	31°47'19"	112°57'56"	Monzogranito (pegmatita)	Monzogranito	Pl+Qtz+Kfs+Bt+Grt	Ms	Ap+Zrn+Min. Op.	261 ± 1 Ma [‡]
STAN09-02	31°47'27"	112°57'32"	Granodiorita (pegmatita)	Granodiorita	Pl+Qtz+Kfs+Bt+Ms	Ep+Chl+Ms	Ap+Zrn+Min. Op.	257 ± 3 Ma [‡]
STAN09-03	31°47'27"	112°57'37"	Cuarzosienita (pegmatita)	Cuarzosienita	Kfs+Pl+Qtz+Bt+Ms		Ap+Zrn+Min. Op.	251 ± 3 Ma [‡]
STAN09-04	31°47'27"	112°57'38"	Monzogranito (pegmatita)	Monzogranito	Kfs+Pl+Qtz+Ms+Bt		Ap+Zrn+Ttn+Min. Op.	249 ± 3 Ma [‡]
NEC-50	31°54'49"	113°05'13"						221 ± 16 Ma [‡]
Sierra Los Tanques (A. Iriando, comunicación personal, 2011)								
R-8 Km14			Cuarzomonzodiorita	Cuarzomonzodiorita	Pl+Kfs+Qtz		Ttn+Ap+Zrn+Min. Op.	264 ± 3 Ma [‡]
1/99#13			Cuarzomonzodiorita	Cuarzomonzodiorita	Pl+Kfs+Qtz		Ttn+Ap+Zrn+Min. Op.	
1/99#15A			Granodiorita	Granodiorita	Pl+Qtz+Kfs		Ap+Zrn+Min. Op.	
1/99#15B			Granodiorita	Granodiorita	Pl+Qtz+Kfs		Ap+Zrn+Min. Op.	
Sierra San Francisco (A. Velázquez-Santeliz, comunicación personal, 2011)								
FRANS03			Granodiorita	Granodiorita	Pl+Qtz+Kfs+Bt	Chl+Ms	Ttn+Ap+Zrn+Min. Op.	284 ± 3 Ma [‡]
SF09-05			Granodiorita (pegmatita)	Granodiorita	Qtz+Pl+Kfs+Ms		Ap+Zrn+Min. Op.	264 ± 1 Ma [‡]
FRANS01			Granodiorita	Granodiorita	Pl+Qtz+Kfs+Bt+Ms	Ep+Ms+Chl	Ap+Zrn+Min. Op.	257 ± 16 Ma [‡]
SF09-09			Granodiorita	Granodiorita	Pl+Qtz+Kfs+Bt		Ap+Zrn+Min. Op.	246 ± 1 Ma [‡]
FRANS07			Granodiorita	Granodiorita	Pl+Qtz+Kfs+Bt+Hbl	Ep+Ms+Chl	Ttn+Ap+Zrn+Min. Op.	244 ± 1 Ma [‡]

Abreviaturas: Qtz = Cuarzo, Kfs = Feldespato potásico, Pl = Plagioclasa, Bt = Biotita, Ms = Moscovita, Ser = Sericita, Hbl = Hornblenda, Ep = Epidota, Chl = Chlorita, Ap = Apatito, Grt = Granate, Ttn = Titanita, Zrn = Zircón, Min. Op. = Minerales opacos, F.A. = Feldespato Alcalino.

[†]Lat. = Latitud, Long. = Longitud. DATUM WGS84.

*Edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U de zircones determinadas por técnica de ablación laser (LA-MC-ICPMS) reportadas a precisión 2 sigma (Arvizu et al., 2009a).

[‡]Edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U de zircones determinadas por técnica de ablación laser (LA-ICPMS) reportadas a precisión 2 sigma (M. Enríquez, comunicación personal, 2011).

[‡]Edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U de zircones determinadas en este estudio por técnica de ablación laser (LA-ICPMS) reportadas a precisión 2 sigma.

[‡]Edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U de zircones determinadas por técnica de ablación laser (LA-ICPMS) reportadas a precisión 2 sigma (A. Velázquez-Santeliz, comunicación personal, 2011).

Petrográficamente, en general, estos granitoides tienen texturas faneríticas a porfídicas con tamaños de grano medio a grueso, en algunas ocasiones con grandes fenocristales (Figuras 8A y B). Algunos granitoides muestran texturas esquistosas-gneisosas (Figuras 8C y D) debido a la foliación incipiente producida por metamorfismo de bajo a medio grado en facies de esquistos verdes asociado a un evento tectónico regional presente en Sierra Los Tanques de posible edad laramídica, pero sin descartar que esta pudiera ser permo-triásica.

La plagioclasa, el cuarzo y el feldespato alcalino son las fases predominantes en la mayoría de los granitoides variando su contenido en mayor o menor proporción en cada una de las litologías presentes, aunque la plagioclasa tiende a ser la fase más dominante en los granitoides de Sierra Los Tanques (Figura 8). En menor cantidad, se encuentran la hornblenda (variando de color café-rica en Ti a verde-pobre en Ti) y la biotita (Figura 8E), las cuales son las fases máficas dominantes.

Debido a la complejidad, y a la gran diferenciación de los granitoides de esta unidad permo-triásica, estas rocas se pueden dividir en dos facies litológicas de acuerdo al índice de color (es decir, al contenido de minerales máficos y/o félsicos en la roca) en granitoides melanocráticos y leucocráticos.

Otro de los minerales comunes en algunos granitoides de Sierra Los Tanques es la mica moscovita, típica de granitos aluminosos. La moscovita es muy común en los granitoides leucocráticos y ocurre como mineral ígneo primario y/o a veces, como mineral secundario de reemplazamiento (reemplazando casi siempre al feldespato) durante el enfriamiento de la roca o metamorfismo y/o hidrotermalismo (Figuras 8F y G). Algunos otros minerales secundarios, como la clorita y la epidota, también están presentes en algunas rocas, principalmente la clorita reemplazando a la biotita, y la epidota reemplazando a la plagioclasa y/o feldespato, igualmente en algunas ocasiones a la hornblenda (Figuras 8H e I). Como minerales accesorios se encuentran principalmente el granate, zircón, el apatito, la esfena o titanita y los minerales opacos como la magnetita-ilmenita (Figuras 8J-L).

Geológicamente, el conjunto de granitoides permo-triásicos intrusionan a la unidad metamórfica paleoproterozoica de gneises bandeados cuarzo-feldespáticos. Esta relación de campo existente entre estas dos unidades se puede apreciar clara y frecuentemente en toda el área de estudio. Se observan cuerpos graníticos que intruyen sub-parallelamente a la foliación de los gneises bandeados, y en algunas ocasiones se ve cortando perpendicularmente a ésta (Figuras 9A y B). También se aprecian pequeños bloques, a manera de enclaves, de la unidad gnésica paleoproterozoica dentro de las masas graníticas leucocráticas (Figuras 9C y D).

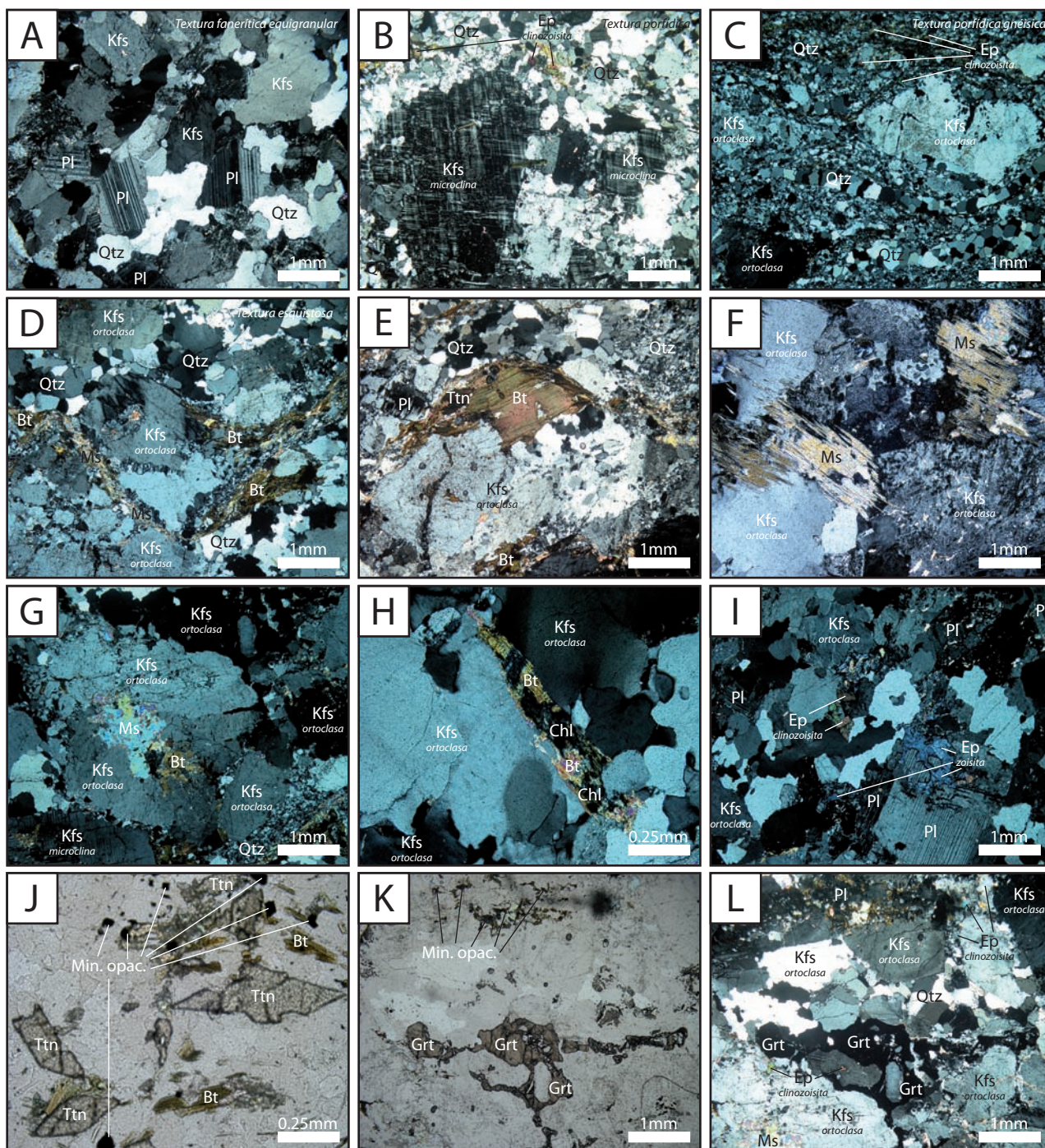


Figura 8. Microfotografías mostrando el aspecto textural y la mineralogía general presentes en las muestras de granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques. (A) y (B) Texturas representativas vistas en NX. La mayoría de las rocas muestran una textura fanerítica a porfídica con tamaño de grano de medio a grueso. Nótese en (A) la presencia de cristales equigranulares de plagioclasa, feldespato y cuarzo, y en (B) la presencia de un fenocristal de microclina. (C) y (D) Algunas rocas muestran texturas gnéissicas-esquistosas (en NX) producto del metamorfismo de bajo grado presente en esta unidad granítica. (E) Cristal de biotita visto en NX con colores de interferencia rosa, amarillo y verde de segundo orden. (F) y (G) Cristales de moscovita vistos en NX. Este mineral aparece comúnmente en los granitoides como mineral primario en (G), aunque en algunas ocasiones se encuentra alterada a clorita como en (F). (H) e (I) Algunos minerales secundarios, como la clorita y la epidota vistos en NX, también están presentes en los granitoides, frecuentemente la clorita reemplazando a la biotita como en (H), y la epidota a la plagioclasa y/o feldespato como en (I). (J) Cristales rómbicos de titanita o esfena con alto relieve vistos en NII. Mineral accesorio muy común en la mayoría de estas rocas graníticas. (K) Cristales de granate mostrando un alto relieve vistos en NII y cuya presencia en los granitoides es variable. (L) Misma microfotografía pero tomada en NX en donde se observan totalmente en extinción los cristales de granate debido a su carácter isótropo.

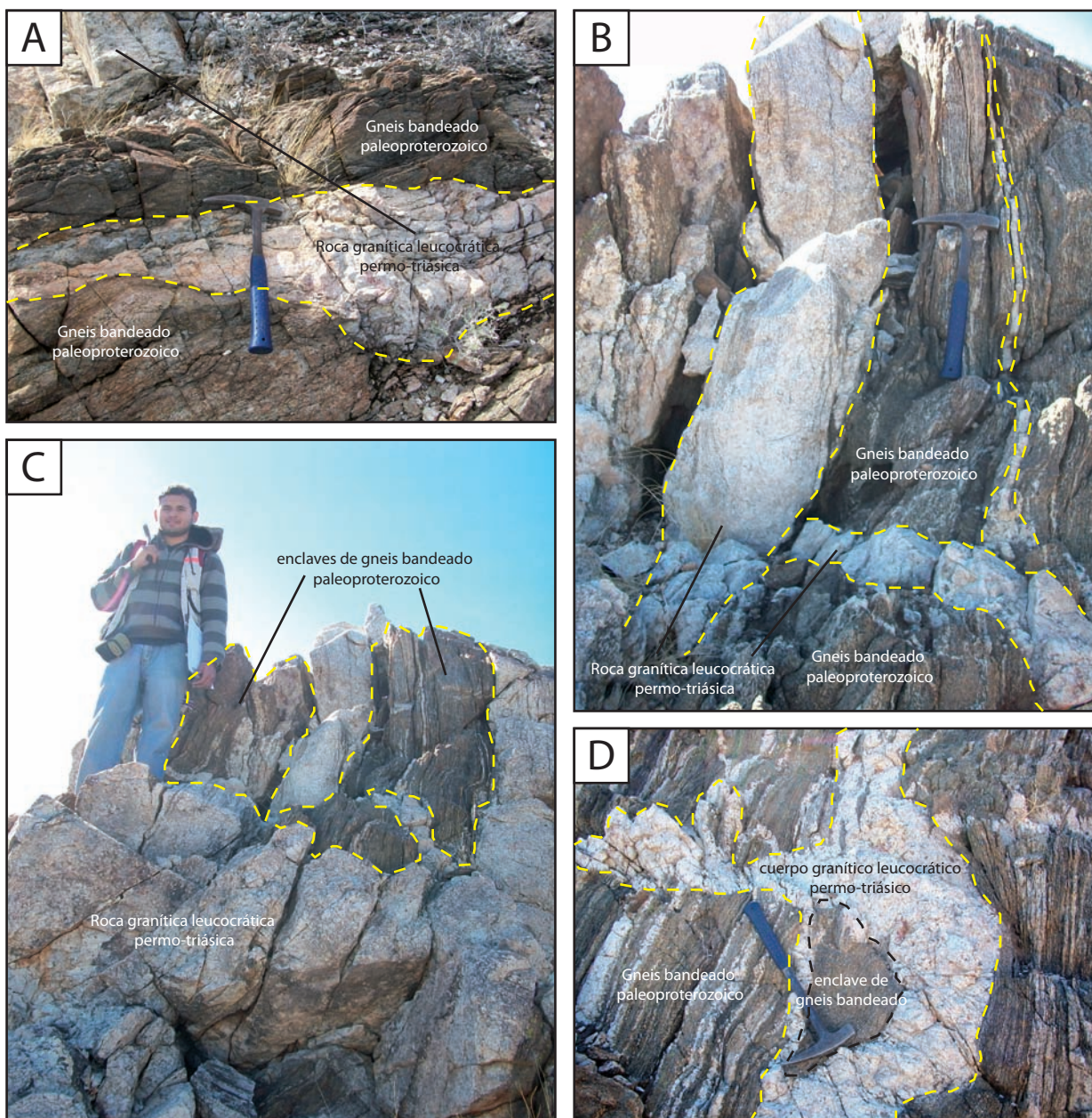


Figura 9. (A) Fotografías mostrando afloramientos representativos y relaciones de campo de la unidad gnéssica paleoproterozoica y de la unidad granítica permo-triásica de Sierra Los Tanques. (A) y (B) Vistas de dos afloramientos representativos en donde se observa a la unidad granítica leucocrática intruyendo subparalelamente y, a veces, perpendicularmente a la foliación de las rocas del basamento paleoproterozoico. (C) y (D) Cuerpos graníticos leucocráticos en forma de diques pegmatíticos-aplíticos cortando paralelamente a la foliación de la unidad gnéssica. También se observan bloques o enclaves de gneises bandeados dentro de las masas graníticas permo-triásicas.

Los dos grupos de granitoides melanocráticos y leucocráticos no presentan ninguna distribución preferencial espacialmente, aunque en un afloramiento, en el sector sureste de la sierra (Figura 5), los granitoides melanocráticos son más abundantes y son claramente intrusionados por los leucocráticos, cortando subparalelamente y en algunas ocasiones perpendicularmente a su foliación (Figura 10).

En los afloramientos de esta unidad granítica en el sector noroeste (Figura 3), las foliaciones presentan un patrón de rumbos E-W (5° – 10° NW-NE) con echados variables entre 30° – 60° con dirección hacia el S, preferencialmente hacia el SW. Este afloramiento de rocas permo-triásicas está en contacto, en la parte noroeste, con una unidad granítica de edad laramídica, específicamente del cretácico superior, y con una microdiorita de edad laramídica, un poco más joven, en la porción sureste; ambas intruyendo a los granitoides permo-triásicos, pero a su vez deformadas con foliaciones subparalelas a las de las rocas permo-triásicas. Encima de los granitoides se encuentran derrames basáltico-andesíticos. De este afloramiento de granitoides se recolectaron dos muestras para su fechamiento U-Pb; una muestra corresponde a un monzogranito leucocrático porfídico de biotita, ligeramente foliado (muestra CG09-10), y la otra corresponde a una cuarzomonzodiorita leucocrática porfídica de biotita, también levemente foliada (muestra MICRO-3) (Figura 3).

Aproximadamente a 1 km al sur de estos afloramientos, los granitoides muestran un diferente patrón de foliaciones con rumbos NW-SE, específicamente 20° – 45° NW con echados entre 30° – 70° hacia el NE (Figura 3). Esta orientación de foliaciones también está presente en las rocas gnéissicas paleoproterozoicas que se encuentra dentro de esta unidad a manera de bloques o xenolitos o simplemente como basamento, como el afloramiento de la unidad gnéissica que se localiza a 0.5–1 km al NW. De este lugar se tomaron dos muestras representativas para su estudio geocronológico y geoquímico; una muestra corresponde a una granodiorita de biotita foliada de fábrica gneissosa (muestra TANW09-06), que se podría clasificar como un ortogneis, y la otra corresponde a un leucogranito foliado de dos micas (muestra TANW09-01).

Por su parte, los granitoides en el sector central (Figura 4) tienen un patrón de foliaciones homogéneo con rumbos NW-SE y echados entre 30° – 60° hacia el SW, preferencialmente. La litología predominante en el afloramiento principal central es un leucogranito foliado de biotita del cual se recolectó una muestra representativa para su análisis geocronológico y geoquímico (muestra LeucoCen-1). En la porción sur y oeste del sector central aflora un granito de biotita (GranCen-5), que puntualmente contiene granate, litológicamente clasificado como granodiorita. Algunos afloramientos de esta unidad son pequeños y se encuentran de manera aislada en la porción oeste, mientras que más hacia el este-sureste las exposiciones tienen mayor extensión. Los afloramientos en la porción sur y oeste del sector

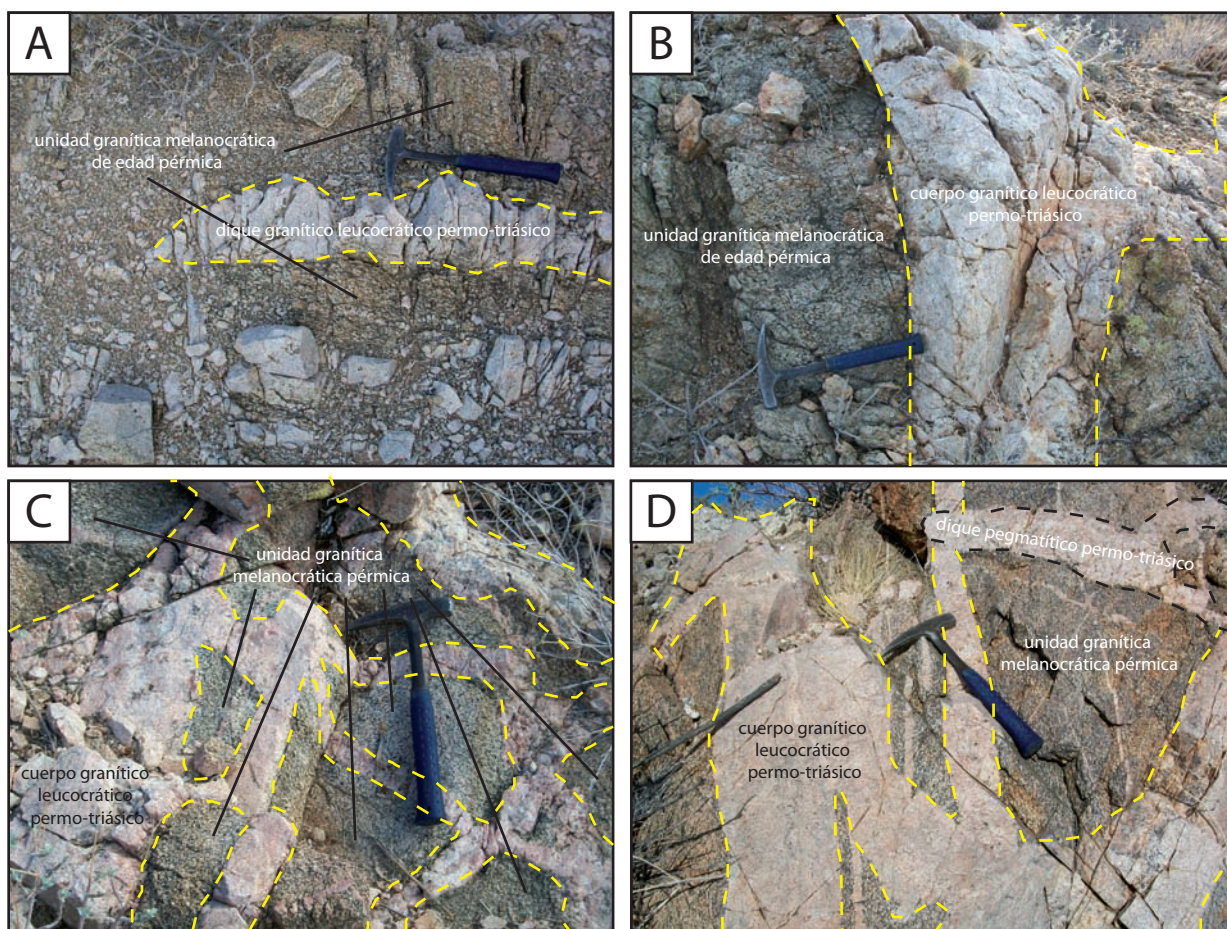


Figura 10. Fotografías mostrando afloramientos representativos y las relaciones de campo existentes entre los granitoides melanocráticos y leucocráticos de Sierra Los Tanques. En todos los casos se evidencia y muestra que la unidad granítica melanocrática (rocas oscuras) es cortada por la leucocrática (rocas claras). Todos los afloramientos están ubicados en el sector sureste del área de estudio, en los alrededores del afloramiento denominada Cerro Microondas. (A) y (B) Afloramientos en donde se observa a la unidad granítica leucocrática intruyendo paralelamente a la foliación de la unidad melanocrática como en A, y en algunas ocasiones cortando perpendicularmente a ésta como en B. (C) y (D) Cuerpos graníticos leucocráticos en forma de diques pegmatíticos-aplíticos cortando a la unidad granitoide melanocrática pérmica. En D se puede observar que un dique pegmatítico corta tanto a la unidad leucocrática como a la melanocrática. Estos cuerpos pegmatíticos-aplíticos también son de edad permo-triásica (M. Enríquez, com. pers., 2011).

central muestran una incipiente foliación a diferencia del resto de los granitoides que tienen foliaciones más marcadas. En esta zona el contacto entre el leucogranito foliado y la granodiorita es posiblemente gradual-composicional, al no apreciarse un contacto intrusivo claro. En la porción noreste y sureste del sector central, los granitoides leucocráticos foliados son cortados por cuerpos graníticos laramídicos y cubiertos por derrames basáltico-andesíticos de edad probablemente miocénica (Figura 4). Esta misma relación se observa en la parte suroeste del sector central en donde rocas volcánicas de la misma composición antes mencionada cubren la unidad de granodiorita en un afloramiento aislado (Figura 4).

En el sector sureste de Sierra Los Tanques (Figura 5) se encuentra la mayor extensión de afloramientos de granitoides permo-triásicos. En la parte noroeste de este sector aflora una granodiorita de biotita y un granito de dos micas de las cuales se recolectaron dos muestras representativas para su fechamiento (muestras GranCen-3 y GranCen-4). El contacto entre estas dos unidades es gradual-composicional, mientras que el contacto con la unidad de gneises bandeados paleoproterozoicos es de tipo intrusivo. Se observan masas graníticas intrusionando a las rocas gnéissicas que conforman al basamento, también incorporan bloques o xenolitos que se encuentran dentro de la misma unidad granítica. En esta zona las foliaciones de las rocas tienen rumbos NW-SE con echados hacia el SW. Un poco más hacia el sur se encuentra una granodiorita leucocrática de biotita foliada de la cual se tomó una muestra para su fechamiento y geoquímica (muestra TANC09-04). Esta unidad tiene un patrón de foliación diferente con rumbos N-S, variando 5° – 10° NW con echados entre 45° – 65° hacia el E-NE; la foliación es similar a las de las rocas de basamento paleoproterozoico presentes en la zona. En la porción central del sector sureste las foliaciones en los granitoides siguen siendo N-S con echados hacia el E-NE. En esta zona, la unidad granítica se encuentra altamente foliada mostrando una fábrica gnéissica. Se recolectó una muestra para determinar la edad U-Pb de cristalización en zircones del protolito de esta muestra gnéissica (muestra GneisSur-1). Aproximadamente a 3 km hacia el este de este afloramiento, se tomó la muestra de un cuerpo granítico aplítico-pegmatítico con abundante granate (muestra TANSE09-01) que corta la unidad de gneises bandeados paleoproterozoicos. Después de realizar el fechamiento U-Pb en zircones de esta roca se corroboró que la unidad granítica permo-triásica tiene expresiones pegmatíticas-aplíticas, las cuales se pensaba anteriormente que podrían representar expresiones del magmatismo laramídico presente en la región (*e.g.*, Sierra Cipriano, Figuras 2 y 5). En la porción más oriental, el patrón principal de las foliaciones cambia a rumbos NW-SE con echados hacia el SW, aunque existen rumbos N-S y echados contrarios hacia el E-NE (Figura 5) debido a que la deformación presente en esa zona está representada por plegamientos de la foliación. La relación que tiene la unidad de granitoides con las rocas jurásicas en esta parte es que las rocas más jóvenes cabalgan a las más viejas, alternativamente este contacto podría representar una discordancia, mientras que el contacto con la unidad de gneises bandeados paleoproterozoicos es de tipo intrusivo. Cabe señalar que las rocas paleoproterozoicas y jurásicas tienen

una orientación similar de la foliación aunque echados distintos a los granitoides. Una muestra de granodiorita leucocrática de biotita foliada (muestra TANSE-09), cercana al contacto por cabalgadura entre la unidad jurásica y metagranítica, fue recolectada para determinar su edad de cristalización U-Pb en zircones.

En la parte más sureste de Sierra Los Tanques, justo al norte de Sierra Cipriano (Figura 5), existe un afloramiento de gran importancia que se denominó como afloramiento Cerro Microondas en donde se observan relaciones de campo interesantes entre las unidades permo-triásicas, que ejemplifican la deformación pérmica-triásica presente en esa zona. En general, abundan los granitoides leucocráticos foliados de moscovita y granate, aunque existe una cantidad importante de granitoides melanocráticos (granodioritas y cuarzomonzodioritas de hornblenda y biotita), los cuales son cortados subparalelamente a su foliación por los leucocráticos (Figuras 10A y B). Estas dos unidades son cortadas por diques pegmatíticos-aplíticos (Figuras 10C y D) de edad permo-triásica (M. Enríquez, comunicación personal, 2011), los cuales contienen abundante granate. En algunas zonas, se observan bloques y xenolitos de la unidad melanocrática dentro de la leucocrática (Figura 10). En ambas unidades graníticas permo-triásicas también existen bloques o xenolitos de la unidad gnéica paleoproterozoica, la cual es cortada por los granitoides melanocráticos y leucocráticos, y por los diques leucocráticos aplíticos-pegmatíticos. De la unidad melanocrática se realizaron fechamientos U-Pb en zircones proporcionando edades entre 273–267 Ma (M. Enríquez, comunicación personal, 2011; ver estrellas amarillas en las Figuras 2 y 5).

El conjunto de diques de aplitas-pegmatitas, que cortan a los granitoides permo-triásicos y a los gneises bandeados paleoproterozoicos, generalmente se presentan a una escala menor de unos pocos centímetros de espesor hasta ~1 m, pero sin llegar a ser cartografiables. Las aplitas son de color blanco y de grano medio a fino (0.5–1.0 mm), compuestas principalmente por cuarzo y feldespato, con cantidades moderadas de moscovita y con menor abundancia de biotita; además muestran pequeñas cantidades de granate. Por su parte, las pegmatitas tienen básicamente la misma mineralogía que los granitoides leucocráticos excepto que los cristales varían entre 1–5 cm, y ocasionalmente mayores. Presentan texturas porfídicas, representadas por una matriz de grano fino a medio con grandes fenocristales de feldespato y plagioclasa y con moderada cantidad de granate. Ambos diques graníticos (aplíticos y pegmatíticos) comúnmente presentan forma tabular, a veces bifurcados. En algunas zonas muestran una foliación incipiente y, debido a la deformación presente en el área, a veces se muestran aboudinados (Figura 7D). Existen fechamientos U-Pb en zircones en tres muestras pegmatíticas-aplíticas, cuyas litologías varían entre granodiorita, cuarzosienita y monzogranito, proporcionando edades permo-triásicas entre 257–249 Ma (M. Enríquez, comunicación personal, 2011; ver localidades con estrellas amarillas en las Figuras 2 y 5).

2.3.2.2 *Jurásico Medio-Superior*

En el área de estudio aflora una unidad metavolcánica-metasedimentaria del Jurásico Medio (com. pers., M. Enríquez, 2011), cuya presencia está relacionada a la actividad de un arco magmático continental activo durante ese tiempo. Esta unidad se encuentra afectada por metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes y consiste principalmente en metariolitas y metandesitas (Figuras 11A y B). También están presentes rocas metavolcánicas esquistosas, filíticas y a veces gnéissicas con diferentes grados de deformación-milonitización (Figura 11C). En algunas zonas pareciera que el protolito de esta unidad jurásica fuera ignimbrítico ya que se aprecian diferentes clastos dentro de la matriz esquistosa de las rocas. Los afloramientos de mayor extensión se localizan en la parte más oriental del área de estudio, en el sector sureste y en los alrededores del poblado de Sonoyta (Figuras 2 y 5). Por ejemplo, en Sierra Los Tanques (Figura 5), esta unidad se encuentra en contacto tectónico con las rocas más antiguas cabalgando a la unidad gnéissica paleoproterozoica en la parte norte y más hacia el sur cabalga a la unidad granítica permo-triásica. Se han determinado edades U-Pb en zircons para los protolitos de estas rocas en un rango aproximado entre 173–164 Ma (M. Enríquez, comunicación personal, 2011; ver estrellas verdes de localización en las Figuras 2 y 5). Las rocas que afloran en esta zona suelen presentar un grado medio de metamorfismo, definido por la fábrica esquistosa grabada en las rocas (Figura 11E). La litología predominante es el esquisto cuarzo micáceo de color gris a gris oscuro con tonalidades verdes, probablemente debido a minerales como la moscovita, clorita y/o epidota. Estas rocas se interpretan como producto del metamorfismo de rocas volcánicas. Minoritariamente, hay esquistos con abundante mica blanca y algunos niveles esporádicos de metareniscas que son interpretados como formados por el metamorfismo de un protolito tobáceo o volcanoclástico. También en esta zona se encuentra una unidad metandesítica expuesta en pequeños afloramientos y como diques de aproximadamente 1 m de espesor o incluso con tamaños mayores. Recientemente, se han fechado los protolitos de estas rocas andesíticas proporcionando edades U-Pb de cristalización en zircons entre 177–171 Ma (M. Enríquez, comunicación personal, 2011). Las rocas de esta zona son las que presentan el mayor grado metamórfico y de deformación ya que muestran una intensa fábrica gnéissica, aunque este hecho solo se observa en ciertos lugares. Las foliaciones de esta unidad son variables predominando una familia con rumbos NW-SE y echados entre 40–80° hacia el NE. Algunas otras mediciones tienen buzamientos opuestos a esta familia debido a la deformación y plegamiento posteriores. En esa misma zona, un poco más hacia el este, existen dos pequeños bloques del granito mesoproterozoico que se exponen en forma de *klipes* sobre las rocas jurásicas (Figuras 2, 5 y 11D).

Otro de los afloramientos de esta unidad jurásica se ubica en la parte noroeste de Lomas El Berrendo (Figura 2), en donde se expone una metariolita que está en contacto con la unidad de granito mesoproterozoico; en esa zona el contacto es de tipo intrusivo sin evidencia alguna de contacto por

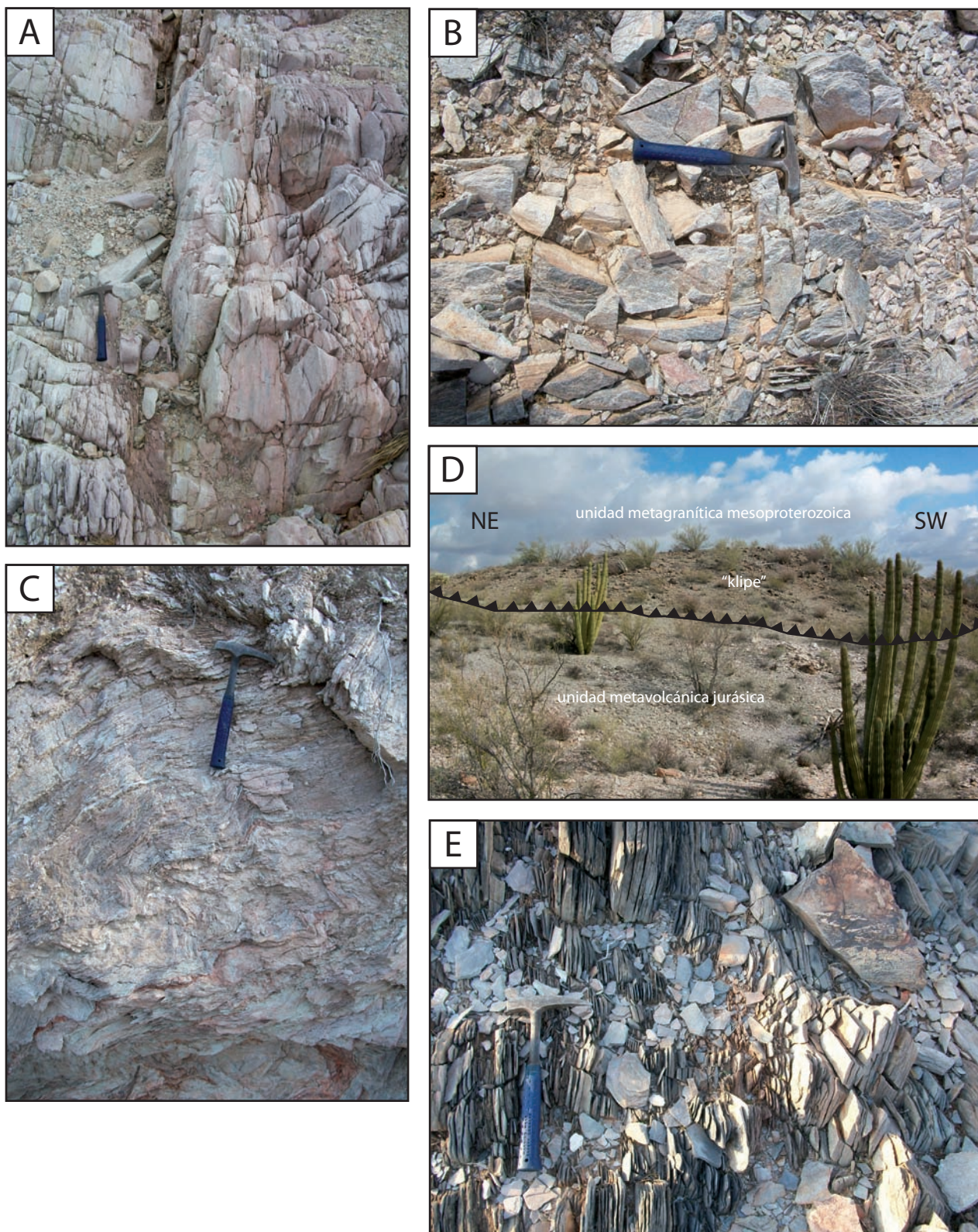


Figura 11. Afloramientos representativos de la unidad metavolcánica-metasedimentaria de edad jurásica de Sierra Los Tanques. (A) y (B) Esta unidad jurásica está compuesta principalmente por metariolitas y metandesitas. Estos afloramientos están ubicados en el sector sureste del área de estudio en donde las rocas presentan generalmente una fábrica esquistosa. (C) En algunas zonas, las rocas jurásicas muestran un mayor grado metamórfico y de deformación, exhibiendo una intensa fábrica esquistosa y plegamiento, evidenciada localmente por la presencia de milonitización. (D) Bloques del metagranito mesoproterozoico que se exponen en forma de klipes sobre las rocas jurásicas se localizan en el sector sureste de Sierra Los Tanques. (E) En los alrededores del poblado de Sonoyta afloran rocas metavolcánicas jurásicas de un grado medio de metamorfismo. La litología predominante es el esquistos cuarzo micáceo de color gris a gris oscuro.

cabalgamiento. Existe un fechamiento de U-Pb en zircones de ~180 Ma de una de estas rocas volcánicas (Campbell y Anderson, 2003) y otro más reciente, por el mismo método, de ~171 Ma (M. Enríquez, comunicación personal, 2011; ver estrellas amarillas para ubicación en las Figuras 2 y 5).

Esta unidad jurásica, presente en Sierra Los Tanques y en los alrededores de Sonoyta, se correlaciona con rocas similares de Quitobaquito Hills y Puerto Blanco Mountains del suroeste de Arizona (Figura 2), en donde existen granitos y rocas volcánicas asociadas al arco magmático continental jurásico. Por otro lado, existen fechamientos K-Ar de rocas metamorfoseadas de protolito jurásico de estas zonas de Arizona que indican que la deformación es de edad laramídica (~58–54 Ma; Haxel *et al.*, 1984).

2.3.2.3 Cretácico Superior

En los alrededores de Sierra Los Tanques (Figura 2) se localizan extensos afloramientos de rocas graníticas de edad laramídica que corresponderían al cinturón batolítico sonoreño (*e.g.*, Damon *et al.*, 1983) que, a su vez, forma parte del arco magmático desarrollado a lo largo de la cordillera occidental de Norteamérica. Las litologías y composiciones mineralógicas de estas rocas varían entre granitos y monzogranitos de biotita o de dos micas, cuarzodioritas y cuarzomonzodioritas, aunque constituyendo el componente mayoritario las granodioritas de biotita y/o hornblenda (Tabla A1). En general, la mineralogía presente en estas rocas graníticas está dominada por cantidades variables de cuarzo, feldespato alcalino (principalmente microclina), plagioclasa, biotita y hornblenda con cantidades menores de los minerales accesorios más comunes la esfena, apatito, epidota, zircón y minerales opacos; en algunas ocasiones aparece la moscovita y el granate (Tabla A1). La mayoría de las rocas muestran principalmente texturas faneríticas de grano medio a grueso (Figura 12A) con cristales equigranulares de 3–5 mm en sección delgada; algunas otras tienen texturas porfídicas con fenocristales de feldespato potásico de aproximadamente 5 cm o mayores en muestra de mano (Figura 12B).

En Sierra Los Tanques, las expresiones más antiguas del magmatismo laramídico están representadas por pequeños cuerpos dioríticos ubicados en los sectores central y noroeste del área de estudio (Figuras 2, 3 y 4). El cuerpo más antiguo corresponde a una diorita de grano medio-grueso (muestra ZCEN09-41; Figura 4) de ~78 Ma (M. Enríquez, comunicación personal, 2011) que corta a la unidad permo-triásica. El otro cuerpo corresponde a una microdiorita foliada (muestra MICRO-2; Figuras 3 y 12C) con rumbo de 30°NW y echado hacia el SW fechada en este estudio por el método U-Pb en zircones con una edad 72.7 ± 0.6 Ma (Apéndice B) y que también intruye a rocas permo-triásicas; éste afloramiento se encuentra en el sector noroeste de Sierra Los Tanques en donde se encuentra también otra de las unidades laramídicas más antiguas. Esta última unidad, con una edad U-Pb en zircones de $75.4 \pm$

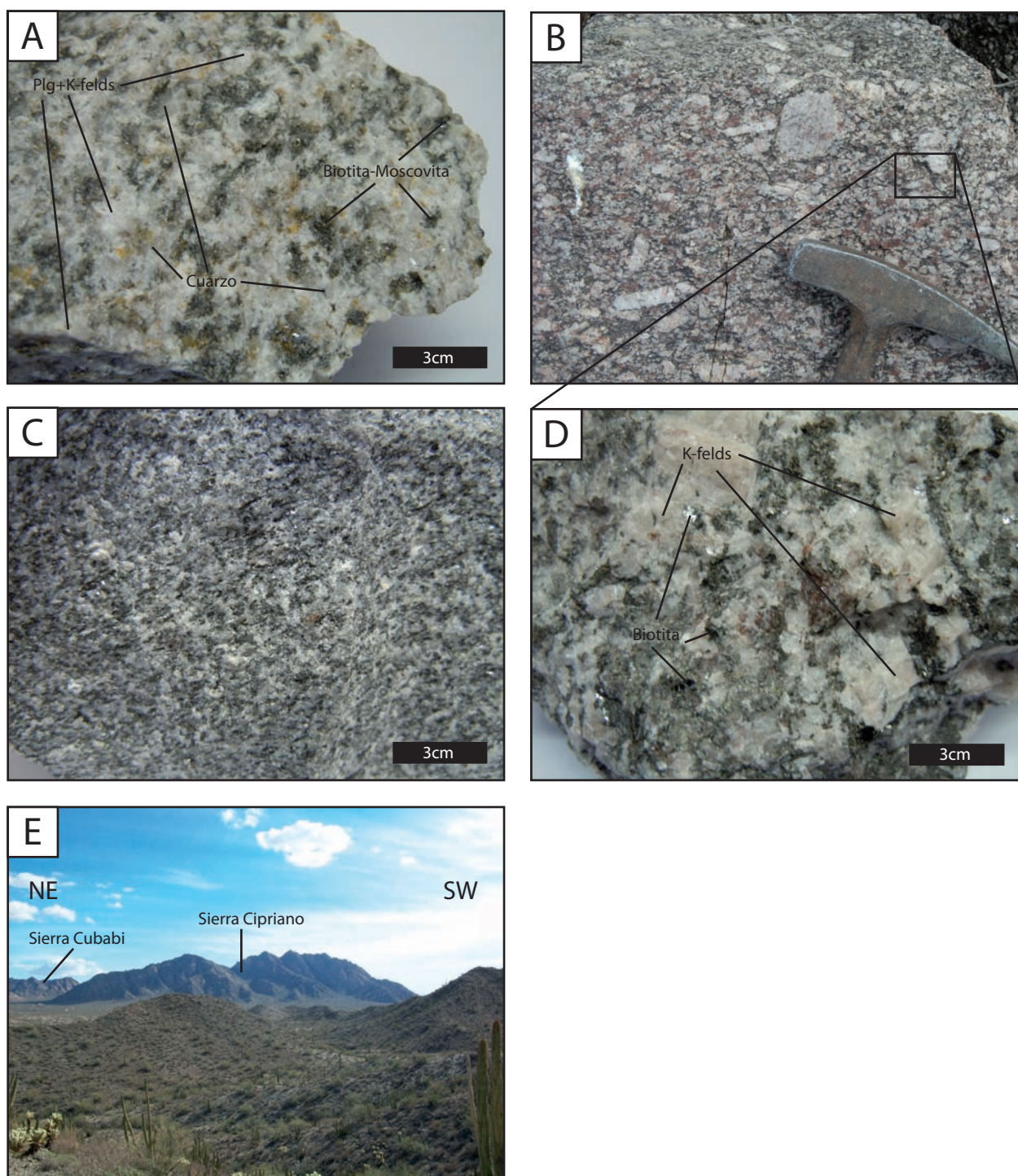


Figura 12. Muestras de mano y afloramientos representativos de la unidad granítica laramídica de Sierra Los Tanques. (A) Muestra de mano de un granito de dos micas (TANSE-10) recolectado en el sector sureste del área de estudio y fechado en ~ 63 Ma en este trabajo. Nótese la textura fanerítica holocristalina y equigranular, típica de las rocas graníticas laramídicas en la región. (B) y (D) Afloramiento y muestra de mano de una granodiorita de biotita con una edad U-Pb en zircones de 75.4 ± 0.3 Ma (muestra CG09-02), determinada en este estudio. Esta unidad localizada en el sector noroeste de Sierra Los Tanques muestra una textura porfídica con fenocristales de feldespato potásico de ~ 3 – 5 cm de largo embebidos en una matriz de grano más fino compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita. (C) Muestra de mano de una microdiorita que aflora en el sector noroeste del área de estudio fechada en $\sim 72.7 \pm 0.6$ Ma en este trabajo. (E) Vista panorámica de los plutones graníticos laramídicos de Sierra Cipriano y Sierra Cubabi localizados al sureste del área de estudio.

0.3 Ma (muestra CG09-02; [Figura 4](#)), determinada en este estudio ([Apéndice A](#)) y que se encuentra foliada, está constituida por una cuarzomonzodiorita con abundante biotita y pequeñas cantidades esporádicas de granate. En muestra de mano tiene una textura porfídica con fenocristales de feldespato potásico de color rosa de aproximadamente de 3–5 cm de largo embebidos en una matriz de grano más fino compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita ([Figura 12D](#)); aunque en algunos sectores la textura se hace más equigranular y de grano más fino disminuyendo la presencia de fenocristales. En sección delgada, se observa que los fenocristales corresponden principalmente a microclina, identificada por su maclado enrejado característico. Como mineral accesorio se encuentran el granate, el apatito, la esfena y el zircón, además de algunos minerales opacos.

La foliación que presenta esta unidad granítica laramídica del sector noroeste es una familia homogénea con rumbos predominantes E-W, ligeramente 5°–10° NW con echados variables entre 30°–60° hacia el S-SW. La relación de campo existente con las rocas adyacentes más viejas es que esta unidad intruye a la unidad de granitoides permotriásica y a su vez está en contacto discordante por derrames de rocas volcánicas basáltico-andesíticas más jóvenes del Mioceno tardío (edad de ~22 Ma; F. Paz, comunicación personal).

También, en el sector central de Sierra Los Tanques ([Figura 4](#)), cerca del afloramiento de la diorita de ~78 Ma, están expuestas dos unidades laramídicas de granito de biotita que cortan localmente al paleoproterozoico y permo-triásico; esta unidad se encuentra foliada y en algunas zonas milonitizada. Existe un fechamiento U-Pb en zircones de ~68 Ma (M. Enríquez, comunicación personal, 2011) que se realizó para determinar la edad de cristalización del protolito de esta roca (muestra ZCEN09-39; [Figura 4](#)). Aproximadamente, a 3 km al NNE de esta zona, aflora un cuerpo granítico de edad laramídica de gran extensión llamado Cerro El Papalote ([Figuras 2 y 3](#)) en donde también existe un fechamiento U-Pb en zircones de ~77 Ma (M. Enríquez, comunicación personal, 2011) de una muestra ubicada en la parte noroeste del Cerro. Esta unidad, que corresponde a un granito de biotita, de igual forma, fue fechada por Silver y reportada por Campbell y Anderson (2003) con una edad de ~84 Ma.

Otras ocurrencias de este magmatismo del Cretácico Superior se localizan al sureste del área de estudio ([Figuras 2 y 12E](#)) en donde sobresalen dos grandes cuerpos graníticos que se identifican fácilmente por su elevada topografía; estos son Sierra Cipriano y Sierra Cubabi. En ambas sierras se realizó un estudio geocronológico para tener un mejor control temporal de la estratigrafía de la región y específicamente, de este pulso magmático. En Sierra Cipriano las edades U-Pb en zircones proporcionan rangos entre ~71–68 Ma para este cuerpo granítico, mientras que para Sierra Cubabi los fechamientos de este magmatismo proporcionan edades similares de cristalización de ~69 Ma (M. Enríquez, comunicación

personal, 2011; ver estrellas verdes para ubicación en las Figuras 2 y 5). En Sierra Cubabi, también se tiene el control temporal de aplitas y pegmatitas que cortan al plutón principal; con edades alrededor de 62 y 59 Ma, respectivamente (M. Enríquez, comunicación personal, 2011). Estas edades más jóvenes, junto con la edad U-Pb en zircones determinada en este estudio de 63.2 ± 0.6 Ma (Apéndice A) de una muestra de granito de dos micas (muestra TANSE-10; Figura 12A), ubicada en el sector sureste de Sierra Los Tanques (Figura 5), representan las expresiones del magmatismo laramídico más joven en la región.

Estas unidades laramídicas del cretácico superior, presentes en Sierra Los Tanques y en los alrededores del área de estudio, se correlacionan con rocas similares de Quitobaquito Hills y Sonoyta Mountains del suroeste de Arizona (Figura 2), en donde existen granitos de biotita y de dos micas con granate. Cabe señalar que existe un fechamiento U-Pb en zircones de una muestra de granito de biotita de Aquajita Springs de ~ 84 Ma reportado en Campbell y Anderson (2003).

2.3.3 Cenozoico

2.3.3.1 Mioceno

La presencia de un pulso magmático miocénico en la Sierra Los Tanques está representado por rocas volcánicas de composición basáltico-andesítica y por lavas riolíticas cuyos afloramientos de mayor extensión afloran discordantemente en el sector noroeste (p.ej., Cerro Los Vidrios; Figuras 2 y 3). Una muestra de riolita de Cerros Los Vidrios (Tabla A1), ubicada en el sector noroeste de Sierra Los Tanques (Figura 3), fue fechada en este estudio por el método U-Pb en zircones proporcionando una edad de 14.17 ± 0.13 Ma (Apéndice A). Otro fechamiento de esta misma unidad riolítica, fechada anteriormente por Vidal-Solano *et al.* (2008) por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total, arroja una edad similar de 14.23 ± 0.15 Ma. Más hacia el suroeste, aproximadamente a 5 km de Cerros Los Vidrios, en la localidad de Los Vidrios Viejos (Figura 2) existe un fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en obsidiana, también de esta unidad riolítica, de 14.27 ± 0.87 Ma (Vidal-Solano *et al.*, 2008). También se encuentran derrames de basalto y andesita expuestos en varias localidades del área de estudio. Una edad de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en matriz volcánica de un basalto en la parte norte del sector noroeste de Sierra Los Tanques (Figura 3), como ya se había comentado anteriormente, proporcionó una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en matriz volcánica de ~ 22 Ma (F. Paz, comunicación personal). Una muestra de esta unidad basáltica fue fechada por Vidal-Solano *et al.* (2008) en 19.0 ± 0.9 Ma por el mismo método pero en plagioclasa. Estas unidades lávicas miocénicas presentan basculamientos variables como reacción al pulso extensional Basin and Range presente en la región, mostrando en general, rumbos NW-SE con echados variables hacia el NE y SW.

Estas rocas en Sierra Los Tanques se pueden correlacionar tentativamente con rocas volcánicas calcialcalinas de la región de Quitovac atribuidas a los últimos estadios de subducción y/o con rocas de

edad similar en el área del Pinacate, atribuidas al Evento Pre-Pinacate con edades de 15 a 11 Ma (Lynch, 1981) que darían inicio a los procesos extensionales que posteriormente desencadenarían la apertura del Golfo de California.

2.3.3.2 Cuaternario

Por último, las rocas basálticas de edad cuaternaria y de composición alcalina, que constituyen el Evento Volcánico El Pinacate, son encontradas coronando la mayoría de los afloramientos de la región. Este es uno de los dos principales eventos de volcanismo cuaternario que han sido reconocidos en la región (Lynch, 1981): el primero denominado Evento Pre-Pinacate con edades de 15 a 11 Ma y el segundo más joven, Cuaternario a Histórico, conocido propiamente como Evento Pinacate, y fechado de 1.5 Ma a 10 Ka (*e.g.*, Gutmann, 1976, 1977, 1979, 1986, 2002; Gutmann *et al.*, 2000; Lynch, 1981; Lynch *et al.*, 1993).

Cubriendo discordantemente a las rocas más antiguas afloran depósitos no consolidados del Cuaternario, constituidos por coluvión, aluvión y eólicos compuestos principalmente de gravas, arenas, limos y arcillas. Algunos depósitos se encuentran distribuidos al pie de las montañas, mientras que los depósitos eólicos cubren grandes extensiones y están constituidos por dunas de arena en algunos sectores. Algunos depósitos de gravas, arenas y limos cubren los amplios valles, rellenando cuencas locales y acumulándose sedimentos transportados por corrientes de agua en los cauces de los ríos y arroyos principales (Río Sonoyta) (Figuras 2–5), y en las zonas de cambio de pendiente. Aflorando también se encuentran sedimentos arcillo-arenosos que son transportados por la acción eólica formando y modelando grandes dunas de arena.

3. Marco geológico del magmatismo pérmico en Sierra Pinta

La Sierra Pinta se localiza en el NW del Estado de Sonora, México (Figuras 1 y 13) y representa geológica y espacialmente uno de los principales afloramientos de rocas graníticas de edad pérmica reportados en esa región. Estudios geológicos recientes de caracterización temporal, geoquímica e isotópica realizados por Arvizu *et al.* (2009a) en el área de estudio indican una amplia variedad litológica de granitoides pérmicos (Tabla 2) que forman dos grupos principales de granitoides; por un lado, granitoides melanocráticos con edades de cristalización U-Pb en zircons entre 275–258 Ma y, por el otro, un grupo de granitoides leucocráticos con edades en un rango similar entre 266–259 Ma. Claramente, las edades entre los dos tipos de granitoides se traslapan, pero la relación de campo existente entre estos dos grupos revela que los granitoides leucocráticos son más jóvenes ya que intruyen claramente a los melanocráticos, incluso cortando su foliación (Arvizu *et al.*, 2009a).

En el área de estudio también aflora una unidad de paragneises y anfibolitas de edad pérmica de ~259 Ma; fechamiento U-Pb del zircon más joven de una muestra de paragneis (Arvizu-Gutiérrez, 2008). Esta unidad metasedimentaria que se encuentra localizada en la parte norte y sur de la Sierra Pinta (Figura 13) presenta una intensa deformación dúctil y se encuentra intruida por los granitoides pérmicos que cortan paralela y perpendicularmente su foliación. Una serie de diques graníticos (aplititas y pegmatitas) con edades U-Pb en zircons de ~67–68 Ma (Arvizu-Gutiérrez, 2008) cortan a los granitoides pérmicos y a la unidad de paragneises y anfibolitas. Finalmente, aflora una unidad volcánica de posible edad miocénica por correlación litológica con depósitos volcánicos de esa edad en la región. Las rocas volcánicas del Mioceno incluyen derrames de dacitas, andesitas y riolitas que sobreyacen discordantemente a la unidad metasedimentaria y al conjunto de granitoides pérmicos melanocráticos y leucocráticos (Arvizu-Gutiérrez, 2008). Cabe señalar que toda la región del NW de Sonora y, por consecuencia, la Sierra Pinta, se encuentra afectada por la extensión terciaria del “*Basin and Range*” como se aprecia en la actitud de la capas de la unidad volcánica miocénica, las cuales se encuentran inclinadas hasta 45° hacia el este (Figura 13).

En general, las características geoquímicas del magmatismo pérmico en la Sierra Pinta, detalladas en Arvizu *et al.* (2009a), indican una firma geoquímica de granitoides calcoalcalinos con alto potasio y de carácter peraluminoso a metaluminoso formados en un ambiente de arco volcánico continental revelando la existencia de un aporte cortical significativo para su formación.

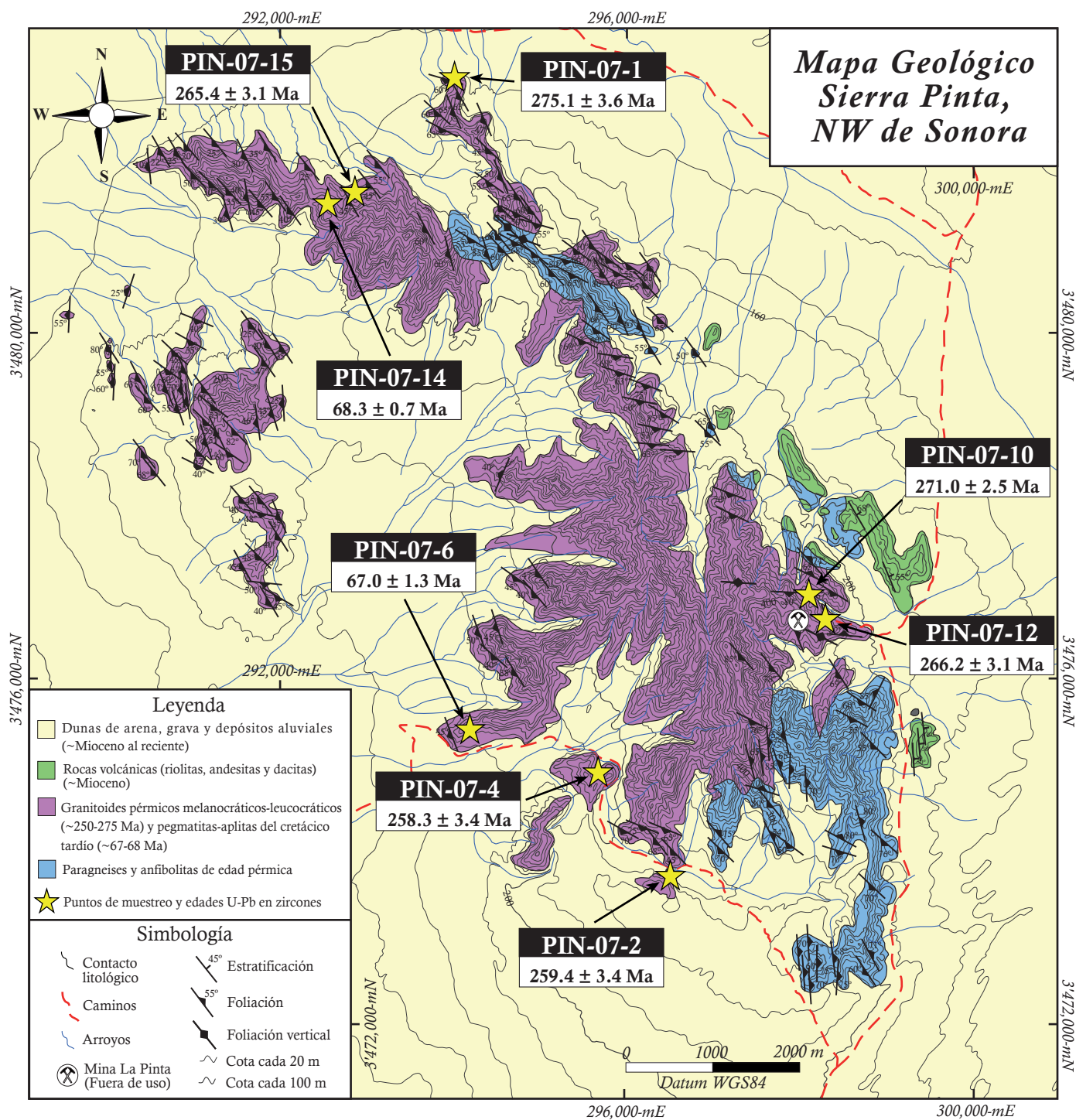


Figura 13. Mapa geológico de la Sierra Pinta, NW de Sonora, México, mostrando las localidades de granitoides pérmicos estudiados. Modificado de Arvizu et al. (2009a).

Tabla 2. Localización de muestras, clasificación, arreglos minerales, edades y datos isotópicos de Nd y Hf de granitoides pérmicos y cretácicos estudiados en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México.

Muestra	Lat. (°N) ¹	Long. (°W) ¹	Tipo de roca	Minerales primarios	Minerales secundarios	Minerales accesorios	Edad (Ma) ⁶	εNd(T) ⁸	T _{DM} (Ga) ⁸	Rango εHf(T)	T _{DM1} ^C (Ga) ^a
<i>Granitoides pérmicos melanocráticos</i>											
PIN-07-1	31°27'46"	113°10'05"	Cuarzomonzodiorita de hornblenda	Pl+Kfs+Qtz+Hbl	Bt+Ms+Ser+Ep+Chl	Ttn+Ap+Zrn+Min. Op.	275.1 ± 3.6 Ma	-10.39	1.59	-9.0 a -15.9	1.60-1.95
PIN-07-4	31°23'31"	113°08'56"	Granodiorita de hornblenda y biotita	Pl+Qtz+Hbl+Bt	Ep+Ser	Zrn+Ttn+Ap+Min. Op.	258.3 ± 3.4 Ma	-11.33	1.65	-13.3 a -24.9	1.80-2.39
PIN-07-10	31°24'34"	113°07'28"	Granodiorita de dos micas	Qtz+Kfs+Pl+Bt+Ms	Ser	Ttn+Ap+Zrn+Min. Op.	271.0 ± 2.5 Ma	-14.50	1.77	-9.2 a -34.9	1.60-2.91
<i>Granitoides pérmicos leucocráticos</i>											
PIN-07-2	31°22'50"	113°08'24"	Monzogranito de moscovita	Qtz+Kfs+Ms+Pl	Bt+Ser	Ttn+Zrn	259.4 ± 3.4 Ma	-19.21	2.60	N.D.	N.D.
PIN-07-12	31°24'26"	113°07'17"	Monzogranito de moscovita	Qtz+Kfs+Ms+Pl	Chl+Ser	Ttn+Zrn	266.2 ± 3.1 Ma	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
PIN-07-15	31°27'05"	113°10'46"	Monzogranito dos micas	Qtz+Kfs+Bt+Ms	Pl+Ep+Chl	Zrn	265.4 ± 3.1 Ma	N.D.	N.D.	-9.2 a -24.1	1.59-2.35
<i>Granitoides laramídicos pegmáticos</i>											
PIN-07-6	31°23'43"	113°10'02"	Monzogranito de moscovita	Kfs+Qtz+Ms	Pl	Zrn	67.0 ± 1.3 Ma	N.D.	N.D.	-8.7 a -10.6	1.40-1.50
PIN-07-14	31°27'02"	113°10'52"	Monzogranito de moscovita y granate	Qtz+Pl+Kfs+Ms		Grt+Zrn	68.3 ± 0.7 Ma	N.D.	N.D.	-7.5 a -11.6	1.34-1.56

Abreviaturas: Qtz = Cuarzo, Kfs = Feldespato potásico, Pl = Plagioclasa, Bt = Biotita, Ms = Moscovita, Ser = Sericita, Hbl = Hornblenda, Ep = Epidota, Chl = Chlorita, Ap = Apatito, Grt = Granate, Ttn = Titanita, Zrn = Zircón, Min. Op. = Minerales opacos, F.A. = Feldespato Alcalino.

¹Lat. = Latitud, Long. = Longitud. DATUM WGS84.

⁶Edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U de zircones determinadas por técnica de ablación laser (LA-MC-ICPMS) reportadas a precisión 2 sigma (Arvizu *et al.*, 2009a).

⁸Datos de Sm-Nd en roca total de Arvizu *et al.*, 2009a.

^aT_{DM1}^C (Ga) = Edad modelo Hf (T_{DM}) en dos pasos ("two-stage model age") calculada usando una relación ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.010 para una corteza félsica promedio (T_{DM1}^C, Amelin *et al.*, 1999).

N.D. = No Determinado.

4. Técnicas analíticas

4.1 Muestreo y preparación para análisis geoquímicos

Con base en el estudio cartográfico realizado para reconocer las diferentes unidades geológicas, se realizó un extenso muestreo de las rocas representativas de la Sierra Los Tanques para llevar a cabo estudios geocronológicos y geoquímicos. Las muestras se procesaron en los laboratorios del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro (Taller de Molienda, Laboratorio de Separación de Minerales, etc.). Los análisis geoquímicos para determinar las composiciones de elementos mayores fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), perteneciente a los Institutos de Geología y Geofísica de la UNAM en la Ciudad de México, utilizando un aparato de Fluorescencia de Rayos X (*FRX*) marca Siemens modelo SRS-3000. Se realizaron análisis de muestras de roca pulverizada de acuerdo a los procedimientos descritos inicialmente por [Lozano-Santa Cruz et al. \(1995\)](#) y [Verma et al. \(1996\)](#) y recientemente por [Lozano-Santa Cruz y Bernal \(2005\)](#). Los datos de las concentraciones de elementos traza se obtuvieron por espectrometría de masas de plasma inducido acoplado (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, ICP-MS) utilizando un instrumento Thermo Series X^{II} en el Laboratorio Ultralimpio y de Espectrometría de Masas en el Centro de Geociencias (CGEO) de la UNAM. Estos análisis se realizaron siguiendo la metodología de preparación de muestras y los procedimientos de medición descritos por [Mori et al. \(2007\)](#).

4.2 Preparación y caracterización de zircones para análisis geocronológicos U-Pb

Los zircones fueron obtenidos de muestra de roca pulverizada usando una combinación de técnicas convencionales de separación magnética y líquidos pesados empleadas en el Laboratorio de Separación Mineral del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro. Alrededor de cien granos de zircón de cada muestra fueron seleccionados cuidadosamente bajo un microscopio binocular con la finalidad de asegurarnos que los cristales fueran representativos de varias poblaciones de zircones (tamaño, forma y color) para después ser montados en una resina epóxica y, posteriormente, desbastados hasta exponer una superficie lo más cercana posible a la mitad ecuatorial de los zircones. Antes de los análisis in situ por ablación láser, las superficies pulidas de los granos de zircón fueron fotografiadas en el Denver Microbeam Laboratory del U.S. Geological Survey en Denver, Colorado, usando un microscopio electrónico de barrido (SEM; Scanning Electron Microscope) marca JEOL 5800LV con detector de cátodoluminiscencia (imágenes SEM-CL). También se obtuvieron imágenes de luz reflejada y transmitida utilizando un microscopio óptico convencional marca Olympus en el Centro de Geociencias, UNAM. Las imágenes de cátodoluminiscencia, luz reflejada y transmitida fueron obtenidas con el propósito de caracterizar la estructura interna de los zircones y elegir los sitios potenciales para los análisis de U-Pb, observando el zoneamiento relacionado a los cambios de composición química de los zircones para poder detectar posibles inclusiones, sobrecrecimientos metamórficos o herencias que cambiarían el sentido de la

interpretación de los datos analíticos. Esta es una herramienta ventajosa para interpretar las edades obtenidas.

4.3 Geocronología U-Pb en zircones por LA-ICP-MS

Los análisis isotópicos de U-Pb en zircones fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) en el Centro de Geociencias (CGEO), UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro, utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). En la actualidad, esta técnica de microanálisis y fechamiento es ventajosa ya que permite hacer mediciones isotópicas de alta precisión y rapidez para obtener edades y concentraciones geoquímicas en materiales geológicos.

El LEI cuenta con un sistema de ablación láser modelo Resolution M50 de la marca “Resonetics” compuesto por un láser LPX 220 tipo excímero de 193 nm de longitud de onda utilizando una mezcla de fluoruro de argón (ArF) para generar la pulsación. Este se encuentra acoplado a un espectrómetro de masas (ICP-MS) tipo cuadrupolo marca “Thermo X-Series”. El sistema fue recientemente descrito por [Solari et al. \(2010\)](#), quienes presentaron la metodología para los análisis isotópicos U(Th)-Pb en zircones. Sin embargo, a continuación presentamos de manera breve la metodología básica utilizada en el LEI.

Previo a la medición isotópica, las muestras (probeta con zircones) se limpiaron con HNO₃ 1M con la finalidad de eliminar o minimizar cualquier posible contaminación por la presencia de Pb común en la superficie de los granos. La ablación láser se realiza en una celda de nueva generación de doble volumen que puede alojar hasta 4 probetas con muestras. Los cristales de zircón fueron ablacionados dentro de esta celda en una atmósfera de He, la cual proporciona una condición óptima para este proceso ([Horn y Günther, 2003](#)). Primeramente, el haz del láser incide sobre la superficie del cristal con una energía de ~130-140 mJ y a una tasa de repetición de 5 Hz creando un hoyo provocado por la volatilización de un área del zircón (*spot* o punto de análisis) de ~33 μm de diámetro y de ~25 μm de profundidad para obtener un total de ~75–85 ng de masa ablacionada durante cada análisis. La ablación se lleva a cabo por alrededor de 30 segundos con el fin de minimizar la profundidad del hoyo de ablación y, de la misma manera, el fraccionamiento elemental. Posteriormente, el material ablacionado (vaporizado) es evacuado de la celda de ablación y transportado al espectrómetro de masas en un flujo de He y N₂ mezclado con gas Ar (flujos de gas optimizados diariamente) para después ser analizado.

En el caso de los análisis en zircones, una secuencia típica de medición por ablación láser en el LEI inicia con el análisis de dos muestras de referencia certificada (vidrios estándar NIST SRM 610), seguido por cinco análisis de material de referencia natural cuya composición y/o edad han sido ya publicadas (zircón estándar Plešovice; [Sláma et al., 2008](#)) y finalmente cinco zircones de edad desconocida.

Posteriormente, se hace una medición de esta muestra natural de zircón estándar Plešovice después de cada cinco mediciones en muestras desconocidas. El experimento finaliza con dos zircones estándar y un vidrio NIST. Esta secuencia es de gran importancia y conocida como un método estándar para poder realizar la corrección por fraccionamiento de masa y deriva instrumental (*e.g.*, Jackson *et al.*, 1992, 1996; Gehrels *et al.*, 2008; Solari *et al.*, 2010). Los análisis del vidrio NIST son utilizados para calcular las concentraciones correctas de U y Th, además de las otras concentraciones de elementos traza y tierras raras medidas durante cada análisis, mientras que los análisis del estándar de zircón Plešovice son usados para recalculer las relaciones isotópicas.

La calibración de los datos y correcciones por deriva instrumental (“*drift*”) fueron basadas en los estándares de zircón Plešovice obtenidos de una granulita potásica que tiene una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordante con una media ponderada de 337.13 ± 0.37 Ma obtenida utilizando la técnica de dilución isotópica y espectrometría de masas por ionización térmica (ID-TIMS) (Sláma *et al.*, 2008).

Los datos isotópicos fueron adquiridos utilizando el software analítico Thermo PlasmaLab con resolución temporal, permitiendo que las relaciones isotópicas sean calculadas de los datos adquiridos en un intervalo de tiempo específico.

Durante el análisis de cada zircón los isótopos de interés principal para el fechamiento U-Pb como ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U fueron determinados, además de otros isótopos importantes como ^{29}Si , ^{31}P , ^{49}Ti , ^{89}Y , ^{91}Zr , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{147}Sm , ^{153}Eu , ^{163}Dy , ^{175}Lu y ^{177}Hf . Por ejemplo, el silicio y el zirconio son usados como elementos estándar internos para la cuantificación del contenido de elementos traza, considerando su concentración estequiométrica en el zircón, mientras que elementos como el P, Ti e Y, además de algunas tierras raras, son monitoreados como indicadores de la presencia de inclusiones dentro de los zircones (p.ej., monazita, apatito o titanita), las cuales podrían modificar las relaciones U(Th)-Pb del zircón y proporcionar edades equívocas y mediciones erróneas como en el caso de la presencia de Pb común.

Debido a que el trabajo analítico requiere de una precisa y sistemática reducción de los datos, cálculo de edades y concentraciones elementales de los zircones analizados, en el LEI (UNAM) se ha desarrollado el software “UPb.age” para facilitar a los usuarios una rápida y transparente reducción de datos para los fechamientos U(Th)-Pb por LA-ICPMS (Solari y Tanner, 2011). “UPb.age” fue escrito en R, un software libre de lenguaje y entorno de programación para análisis estadístico y gráfico. Un sencillo *script* llamado “file.trans” es distribuido junto con el “UPb.age”, el cual convierte los datos producidos de los análisis por ablación láser grabados por el Thermo PlasmaLab (csv, *comma-separated-value*) a un

formato de archivo uniforme que pude leer fácilmente el “UPb.age”.

Con una serie de comandos introducidos por el usuario, el “UPb.age” aplica diferentes correcciones y, además, recalcula las relaciones U(Th)-Pb, errores y coeficientes de correlación. El “UPb.age” realiza automáticamente el proceso de integración de las señales del ICP-MS y su respectiva corrección por blancos. También identifica, mediante regresión matemática, posibles *outliers* e inclusiones y los presenta para que éstos sean evaluados por el usuario. El software también ofrece la capacidad de corrección por deriva instrumental usando un modelo lineal.

Los resultados y datos generados de los análisis isotópicos después de los diferentes pasos realizados en el proceso de reducción utilizando el “UPb.age” son automáticamente guardados como archivos csv (data.csv y results.csv). Estos archivos contienen información importante como, por ejemplo, las relaciones corregidas de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ con sus respectivos errores estándar reportados a 1 sigma.

Los archivos csv fueron procesados en un programa macro (“*in house*”) de Excel desarrollado en el LEI, el cual permite al operador ordenar automáticamente los datos, hacer una corrección por Pb común y generar una tabla de datos lista para publicar con las relaciones isotópicas y edades; también como recalcular las concentraciones de elementos traza y mayores de los zircones analizados y producir un diagrama de REE normalizado a condrita con los datos obtenidos. Las relaciones isotópicas son corregidas por Pb común utilizando la metodología algebraica propuesta por Andersen (2002) para recalcular posteriormente las edades obtenidas. Las edades fueron calculadas y graficadas en diagramas de concordia usando el programa computacional Isoplot 3.0 (“*add in*” para Excel) (Ludwig, 2003).

4.4 Método analítico Lu-Hf

Los análisis isotópicos de Lu-Hf en zircones, empleando la técnica de ablación láser, se llevaron a cabo en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Florida en Gainesville, EUA, utilizando un espectrómetro de masas de tipo multicolector con plasma de acoplamiento inductivo marca Nu Plasma (Multi-collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, MC-ICP-MS) equipado con 3 contadores de iones y 12 detectores Faraday. La ablación se llevó a cabo por alrededor de 30 segundos con el fin de minimizar la profundidad del hoyo de ablación y, de la misma manera, el fraccionamiento elemental. La mayoría de los análisis de Lu-Hf se llevaron a cabo con un haz de $\sim 60 \mu\text{m}$ de diámetro creando un hoyo de $\sim 25\text{-}30 \mu\text{m}$ de profundidad.

Las medidas isotópicas de Lu-Hf a partir de zircones fueron obtenidas en modo estático en los

detectores Faraday obteniendo simultáneamente ^{180}Hf , ^{178}Hf , ^{177}Hf , ^{176}Hf , ^{175}Lu , ^{174}Hf e ^{172}Yb . Los análisis fueron realizados corrigiendo la interferencia isobárica de Lu e Yb en línea, usando $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.02653$ e $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb} = 0.5870$, ambas relaciones encontrándose dentro del intervalo de valores publicados (Vervoort *et al.*, 2004). Todas las relaciones isotópicas, incluyendo Lu e Yb, fueron corregidas por fraccionamiento de masas (“mass-bias”) usando la relación isotópica $^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 1.46718$. Múltiples análisis de FC-1 (zircón estándar) dieron un resultado de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282169 (\pm 0.000032; 2 \text{ sigma}; n = 150)$ indistinguible del análisis líquido por dilución isotópica de éste estándar de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282174 (\pm 0.000013; 2 \text{ sigma})$ y también de los resultados publicados por Woodhead y Hergt (2005) de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282172 (\pm 0.000042; 2 \text{ sigma})$. Las relaciones medidas y corregidas de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ por fraccionamiento de masas (“mass-bias”) fueron utilizadas, junto con las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de cada zircón, para calcular las relaciones iniciales de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, según Griffin *et al.* (2002). En general, debido a las muy bajas relaciones de Lu/Hf, la diferencia entre la relación medida y las relaciones iniciales calculadas de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en la mayoría de los casos es menor que 1 epsilon.

La constante de decaimiento de ^{176}Lu utilizada en este estudio es de $1.867 \times 10^{-11} \text{ años}^{-1}$, según Soderlund *et al.* (2004). Cabe señalar que en la actualidad existen diversos valores propuestos para la constante de decaimiento los cuales se discutirán en el siguiente apartado. Las relaciones iniciales de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}}$ y los valores de epsilon Hf iniciales (ϵ) fueron calculados utilizando los valores condriticos de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ y $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ propuestos por Blichert-Toft y Albarede (1997) con referencia al reservorio condritico (CHUR) al tiempo del crecimiento del zircón en un magma. Los resultados son representados con la notación convencional de epsilon Hf inicial (ϵHf_0), un valor que representa el 0.1‰ de diferencia entre la muestra y el reservorio uniforme condritico (CHUR; Chondritic Uniform Reservoir) al tiempo de la cristalización del magma.

El fundamento básico de utilización de los isótopos de Hf (relación $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) es el decaimiento de ^{176}Lu a ^{176}Hf , mientras que el ^{177}Hf es un isótopo estable. Durante la fusión mantélica, el Hf se particiona más fuertemente que el Lu. Por lo tanto, con el tiempo, la relación $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ evoluciona a valores más altos en el manto que en las rocas corticales. Durante la producción de magmas graníticos, se sabe que valores altos de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (*i.e.*, $\epsilon\text{Hf} > 0$) indican un aporte mantélico; fundidos máficos derivados directamente del manto o de la fusión de un corteza inferior máfica de edad joven derivada del manto. Por su parte, valores bajos en la relación $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ($\epsilon\text{Hf} < 0$) proporcionan evidencia de la participación de fuentes de fusión corticales.

4.4.1 Cálculo isotópico de las edades modelo Hf (T_{DM}) en zircones

Para el cálculo de las edades modelo Hf (T_{DM}) en un paso (“single-stage Hf model ages”), usadas

comúnmente cuando los valores de ϵ_{Hf} inicial son positivos, se empleó un modelo de evolución del manto empobrecido calculado a partir de valores actuales de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$, similar al valor promedio de MORB (Nowell *et al.*, 1998) y de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ (Griffin *et al.*, 2000); esto es similar, aunque no idéntico, a la curva del manto empobrecido definida por rocas juveniles a través del tiempo (Vervoort y Blichert-Toft, 1999).

Estas edades modelo Hf (T_{DM}) en un paso (“*single-stage Hf model ages*”), las cuales son calculadas usando la relación $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ medida del zircón, proporcionan solo una edad mínima para la fuente del magma a partir del cual el zircón ha cristalizado. Por lo tanto, también se ha calculado, para cada zircón, una “edad modelo cortical” (edades modelo en dos pasos), la cual asume que la fuente del magma fue producida de una corteza continental promedio (máfica, intermedia o félsica) que inicialmente fue derivada del manto empobrecido. Las edades modelo Hf (T_{DMC}) en dos pasos (“*two-stage Hf model ages*”), usadas comúnmente cuando los valores de ϵ_{Hf} son negativos, fueron calculadas para la roca fuente del magma asumiendo valores de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.010$ de una corteza félsica promedio (Amelin *et al.*, 1999), $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ de una corteza intermedia promedio (Griffin *et al.*, 2002) y, por último, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.022$ de una corteza máfica promedio (Vervoort y Patchett, 1996).

Usando una relación Lu/Hf alta, típica de una corteza máfica promedio, como un potencial reservorio huésped, proporciona una edad modelo Hf máxima, mientras que los cálculos, asumiendo un tipo de corteza félsica, proporcionan edades modelo Hf mínimas (Nebel *et al.*, 2007). Por lo tanto, la edad modelo de Hf estimada para un zircón depende fuertemente de los parámetros de la fuente usados para su cálculo, es decir, la relación Lu/Hf que es usada para calcular la evolución isotópica de Hf del reservorio del zircón, desde el tiempo de la separación del manto empobrecido hasta el tiempo de la formación del zircón.

La diferencia que existe entre los valores antes mencionados se debe a que el lutecio y el hafnio son elementos que fraccionan durante los procesos magmáticos, lo cual lleva a diferencias significativas en la relación Lu/Hf entre rocas primitivas y evolucionadas (Nebel *et al.*, 2007).

Las notaciones de $\epsilon_{\text{Hf}(0)}$, $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, T_{DM} y T_{DMC} están definidas como en Yang *et al.* (2006b):

$$\epsilon_{\text{Hf}(0)} = [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{zircón}} \times (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - 1] \times 1000$$

$$\epsilon_{\text{Hf}(t)} = \{ [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{zircón}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{zircón}} \times (e^{\lambda t} - 1)] / [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1)] - 1 \} \times 10000$$

$$T_{DM} = 1/\lambda \times \ln \{1 + [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{zircón}} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{DM}] / [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{zircón}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{DM}]\}$$

$$T_{DMC} = 1/\lambda \times \ln \{1 + [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{zircón,t}} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{DM,t}] / [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_C - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{DM}]\} + t$$

en donde, $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{zircón}}$ y $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{zircón}}$ son los valores medidos de las muestras de zircón, $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0332$ y $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR,0}} = 0.282772$ (Blichert-Toft y Albarede, 1997); $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{DM} = 0.0384$ y $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{DM} = 0.28325$ (Griffin *et al.*, 2000), $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_C$ = corteza promedio, t = edad de cristalización del zircón y $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}$ años⁻¹ que es la constante de decaimiento para el ¹⁷⁶Lu (Soderlund *et al.*, 2004) fueron usados para los cálculos presentados en este estudio.

4.4.2 Constante de decaimiento ¹⁷⁶Lu y limitaciones en las edades modelo Hf en zircones

Los parámetros mejor definidos y estimados de la literatura fueron asumidos en este estudio de Hf en zircones con el fin de extraer información confiable en el cálculo de las edades modelo de Hf (T_{DMC}) en dos pasos o “edades modelo corticales de Hf”, conocidas con este nombre en el amplio mundo de la geoquímica isotópica.

Esta más allá del alcance de este estudio tratar de abordar todas las preguntas, cuestiones o interrogantes relacionadas al sistema isotópico Lu-Hf. Sin embargo, creemos pertinente aclarar que existe una gran incertidumbre en la constante de decaimiento de ¹⁷⁶Lu que seriamente limita la utilidad del sistema isotópico Lu-Hf como un geocronómetro confiable (Amelin y Davis, 2005). Los valores de esta constante, derivados de múltiples experimentos, son muy variables (Begemann *et al.*, 2001). Existen determinaciones recientes de constantes de decaimiento derivadas de muestras fechadas de edad conocida que varían entre 1.865×10^{-11} y 1.984×10^{-11} años⁻¹ (Scherer *et al.*, 2001; Blichert-Toft *et al.*, 2002; Bizzarro *et al.*, 2003; Soderlund *et al.*, 2004), un rango de aproximadamente 6% de diferencia. Este es un rango que impediría la aplicación efectiva de la sistemática Lu-Hf al estudio de la historia de la diferenciación planetaria (Patchett *et al.*, 2004).

En la literatura, existen por lo menos dos grupos diferentes de valores para la constante de decaimiento de ¹⁷⁶Lu, los cuales han sido determinados por experimentos recientes de alta precisión. Por ejemplo, los valores de lambda (λ) para ¹⁷⁶Lu de $1.86\text{--}1.87 \times 10^{-11}$ años⁻¹ fueron determinados por comparaciones de edad utilizando minerales terrestres de edades proterozoicas y neoarqueanas (Scherer *et al.*, 2001; Soderlund *et al.*, 2004), mientras que valores de $\sim 1.94\text{--}1.984 \times 10^{-11}$ años⁻¹ fueron determinados a partir de estudios de comparación de edad de meteoritos (Patchett y Tatsumoto, 1980; Blichert-Toft y

Albarede 1997; Blichert-Toft *et al.*, 2002; Bizzarro *et al.*, 2003). La razón por la aparente discrepancia del valor de ^{176}Lu entre meteoritos y minerales terrestres es actualmente desconocida (Amelin y Davis, 2005). Sin embargo, en este estudio, elegimos el valor de $1.867 \times 10^{-11} \text{ años}^{-1}$ (Soderlund *et al.*, 2004) debido a que es un valor ampliamente usado en la literatura y calibrado con materiales terrestres en lugar de meteoritos. En un ejercicio realizado con nuestro conjunto de datos isotópicos de Lu-Hf (ejercicio que no se reporta en este estudio), utilizando la constante de decaimiento ^{176}Lu de $\sim 1.94 \times 10^{-11} \text{ años}^{-1}$ (calibrada para meteoritos), nos dimos cuenta de que nos proporciona edades modelo Hf (T_{DMC}) en dos pasos aproximadamente un 10% más jóvenes que si utilizamos la constante de decaimiento de ^{176}Lu terrestre. Como se mencionará a continuación, las edades modelo Hf calculadas en dos pasos, además de depender de la relación Lu/Hf promedio, son muy sensibles también al valor empleado como constante de decaimiento ^{176}Lu . Aunque las variaciones en la edades modelo Hf en dos pasos podrían ser pequeñas, las cuales pueden rondar aproximadamente entre los $\pm 100 \text{ Ma}$, se debe de considerar y tomar especial cuidado al momento de realizar las interpretaciones correspondientes, ya que podrían cambiar drásticamente el sentido o significado de los datos dependiendo del contexto geológico que se esté manejando. Sin embargo, nuestras conclusiones no se verían afectadas significativamente si constantes de decaimiento alternativas por muchos estudios recientes fueran usadas.

Además del tema de la constante de decaimiento de ^{176}Lu , los parámetros existentes del reservorio uniforme condritico (CHUR) y del manto empobrecido (DM), comúnmente usados para el cálculo de las edades modelo de Hf, podrían no ser representativos para la Tierra silicatada total (*e.g.*, Patchett *et al.*, 2004). Esta discrepancia resulta en la implícita incertidumbre en los parámetros del manto empobrecido, los cuales están expresados y manifestados en el cálculo de la edad modelo de Hf para materiales terrestres (Lee *et al.*, 2007).

4.4.3 Cálculo y usos de las edades modelo Hf en zircones

Las edades modelo son comúnmente usadas para estimar el tiempo de separación de un fundido de un reservorio de referencia, es decir, el manto empobrecido (DM) o el reservorio uniforme condritico (CHUR). Idealmente, las edades modelo Nd en roca total marcan el tiempo de separación de un fundido del reservorio del manto empobrecido. Tal “edad de formación cortical” tiene que estar relacionada a información geoquímica o geocronológica de la roca antes de que esta edad pueda ser interpretada en un contexto geológico pertinente (Nebel *et al.*, 2007). Para la mayoría de las rocas ígneas y sedimentarias, estas edades modelo principalmente proporcionan tiempos de residencia cortical promedio debido a que las mismas rocas consisten de materiales de diferentes fuentes con edades de extracción mantélica diferentes (Arndt y Goldstein, 1987). Las edades modelo Hf de roca total principalmente proporcionan edades modelo promedio similares a las edades modelo Nd. En contraste, la información isotópica

deducida de zircons individuales de edad conocida puede ser usada para calcular edades modelo Hf (T_{DMC}) en dos pasos (“*two-stage Hf model ages*”) o “edades modelo corticales” (Nebel-Jacobsen *et al.*, 2005) antes discutidas.

Por otro lado, las edades U-Pb registran el tiempo de cristalización de un magma y eventos de metamorfismo, mientras que las edades modelo Hf en zircons son una medida de la edad de residencia cortical o el tiempo promedio desde que la fuente del magma del cual los zircons cristalizaron fue extraída de un reservorio mantélico específico, usualmente el manto empobrecido. De este modo, las edades U-Pb en zircons no proporcionan información evidente sobre si la nueva corteza formada en tal evento magmático es juvenil o retrabajada (Kemp *et al.*, 2006; Zheng *et al.*, 2006). Consecuentemente, al relacionar estas edades modelo Hf con las edades de cristalización U-Pb permite investigar la conexión temporal entre las edades de los episodios importantes de actividad ígnea y la formación y crecimiento de nueva corteza juvenil (Zhang *et al.*, 2006b, 2006c).

5. Geocronología U-Pb en zircones

Un total de 24 muestras de rocas de la Sierra Los Tanques fueron fechadas por el método geocronológico U-Pb en zircones para determinar la edad de cristalización de las rocas utilizando la técnica LA-ICPMS (Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry; Ablación Laser por Espectrometría de Masas de Plasma Inducido Acoplado). Las 24 muestras incluyen 12 muestras de granitoides permo-triásicos, las cuales son el tema central de este trabajo. Fechamientos de otras 8 muestras de rocas gnéissicas paleoproterozoicas, además de 3 muestras de rocas del Cretácico tardío y 1 muestra de riolita miocénica son presentados en el [Apéndice A](#). Todas estas muestras representativas se seleccionaron de diversos afloramientos ubicados en diferentes sectores del área de estudio para su fechamiento U-Pb en zircones con el fin de obtener un mejor control temporal de la estratigrafía.

A continuación, se describen solo los datos geocronológicos U-Pb de las 12 muestras de rocas de granitoides permo-triásicos cuyos resultados geocronológicos obtenidos se presentan en la [Tabla 3](#) y en las [Figuras 14–19](#). Los datos geocronológicos y descripciones del resto de las muestras se presentan en el [Apéndice A](#). La [Tabla 1](#) presenta un resumen de las edades permo-triásicas obtenidas para las diferentes unidades graníticas fechadas en este estudio en Sierra Los Tanques y zonas aledañas. Además, al final de este documento, en el [Apéndice B](#), se muestran imágenes de catodoluminiscencia de los zircones fechados de cada muestra, donde se observa el punto de ablación y la edad obtenida. La descriptiva de los datos geocronológicos se presenta en orden cronológico desde el Pérmico hasta el Triásico. Los diagramas de concordia U-Pb, además de las edades U-Pb medias ponderadas, junto con las edades de intersección en la concordia se calcularon con el programa computacional Isoplot 3.00 de [Ludwig \(2003\)](#).

5.1 Granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques

5.1.1 Granodiorita de biotita (TANW09-06)

Esta muestra de granodiorita de biotita TANW09-06 fue recolectada en el sector noroeste de Sierra Los Tanques ([Figura 3](#)). De esta muestra se seleccionaron 35 zircones para su fechamiento U-Pb con el fin de obtener la edad de cristalización del protolito de esta muestra ortognéissica. Los zircones estudiados son incoloros, subhedrales a euhedrales con tamaños entre 100–300 μm . Tienen morfologías prismáticas alargadas, aunque algunos granos son cortos y anchos, con bordes y puntas definidas suavemente redondeadas. En las imágenes de catodoluminiscencia ([Figura B9](#)) se aprecian semillas o núcleos que corresponden a herencias, algunas de las cuales son confirmadas con los fechamientos U-Pb. Se observa que la mayoría de los cristales exhiben una ligera zonación oscilatoria, de nuevo crecimiento magmático, bordeando a los núcleos heredados altamente luminiscentes. El contenido de U para los zircones analizados es alto en un rango entre 277–2904 ppm, mientras que las concentraciones de Th varían de 56–419 ppm y con relaciones Th/U de 0.06–0.27 ([Tabla 3](#)). Diez de los 35 zircones analizados se

Tabla 3. Datos analíticos de U-Th-Pb obtenidos por LA-ICP-MS en zircones de granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques, NW Sonora, México.

Número de análisis	U* (ppm)	Th* (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	Rho	% disc."	²³⁸ U (Ma)	error	²³⁵ U (Ma)	error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U error	
				(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)															
Muestra TANW09-06 <i>Granodiorita de biotita</i> (NW Sierra Los Tanques) <i>Probeta HARIM-8 (Febrero 2010)</i>																								
NW06-16	1997	237	0.11	0.05160 ± 0.00057	0.23498 ± 0.00335	0.03292 ± 0.00030	0.01221 ± 0.00018	0.63	2	209 ± 2	214 ± 3	268 ± 25	245 ± 4										209.0 ± 2.0	
NW06-24	2024	273	0.12	0.05007 ± 0.00061	0.23659 ± 0.00384	0.03427 ± 0.00028	0.01082 ± 0.00009	0.62	0	217 ± 2	216 ± 3	198 ± 27	217 ± 2										217.0 ± 2.0	
NW06-3	2097	134	0.06	0.05258 ± 0.00057	0.27904 ± 0.00556	0.03849 ± 0.00056	0.01207 ± 0.00018	0.83	3	243 ± 4	250 ± 4	311 ± 24	243 ± 4										243.0 ± 4.0	
NW06-6	1118	172	0.14	0.05099 ± 0.00066	0.27677 ± 0.00471	0.03927 ± 0.00043	0.01248 ± 0.00020	0.65	0	248 ± 3	248 ± 4	240 ± 28	251 ± 4										248.0 ± 3.0	
NW06-27	787	115	0.14	0.05172 ± 0.00046	0.28537 ± 0.00428	0.03996 ± 0.00030	0.01200 ± 0.00019	0.90	1	253 ± 2	255 ± 3	273 ± 21	241 ± 4										253.0 ± 2.0	
NW06-11	885	142	0.15	0.05195 ± 0.00073	0.28932 ± 0.00498	0.04028 ± 0.00040	0.01223 ± 0.00021	0.58	1	255 ± 2	258 ± 4	283 ± 32	246 ± 4										255.0 ± 2.0	
NW06-33	779	179	0.21	0.05175 ± 0.00045	0.29154 ± 0.00450	0.04087 ± 0.00034	0.01264 ± 0.00020	0.90	1	258 ± 2	260 ± 4	274 ± 21	254 ± 4										258.0 ± 2.0	
NW06-9	675	88	0.12	0.05208 ± 0.00089	0.29664 ± 0.00581	0.04112 ± 0.00040	0.01279 ± 0.00026	0.49	2	260 ± 2	264 ± 5	289 ± 37	257 ± 5										260.0 ± 2.0	
NW06-32	1065	179	0.16	0.05388 ± 0.00044	0.31260 ± 0.00446	0.04193 ± 0.00032	0.01348 ± 0.00020	0.90	4	265 ± 2	276 ± 3	366 ± 19	271 ± 4										265.0 ± 2.0	
NW06-26	1581	243	0.14	0.05396 ± 0.00039	0.31735 ± 0.00439	0.04265 ± 0.00036	0.01278 ± 0.00019	0.90	4	269 ± 2	280 ± 3	369 ± 17	257 ± 4										269.0 ± 2.0	
NW06-30	1159	144	0.11	0.05189 ± 0.00041	0.30707 ± 0.00459	0.04290 ± 0.00038	0.01255 ± 0.00019	0.90	0	271 ± 2	272 ± 4	281 ± 19	252 ± 4										271.0 ± 2.0	
NW06-34	1530	342	0.21	0.05187 ± 0.00043	0.31145 ± 0.00427	0.04346 ± 0.00029	0.01176 ± 0.00015	0.90	0	274 ± 2	275 ± 3	280 ± 20	236 ± 3										274.0 ± 2.0	
NW06-29	1191	161	0.13	0.05177 ± 0.00038	0.31145 ± 0.00437	0.04361 ± 0.00038	0.01227 ± 0.00017	0.90	0	275 ± 2	275 ± 3	275 ± 17	246 ± 3										275.0 ± 2.0	
NW06-35	1393	257	0.17	0.05245 ± 0.00039	0.32416 ± 0.00423	0.04472 ± 0.00031	0.01245 ± 0.00016	0.90	1	282 ± 2	285 ± 3	305 ± 18	250 ± 3										282.0 ± 2.0	
NW06-28	2904	214	0.07	0.05100 ± 0.00038	0.32401 ± 0.00412	0.04611 ± 0.00030	0.01321 ± 0.00018	0.90	-2	291 ± 2	285 ± 3	241 ± 18	265 ± 4										291.0 ± 2.0	
NW06-22	1542	419	0.25	0.06217 ± 0.00092	0.43490 ± 0.01127	0.05074 ± 0.00077	0.01560 ± 0.00022	0.82	13	319 ± 5	367 ± 8	680 ± 30	313 ± 4										319.0 ± 5.0	
NW06-7	369	56	0.14	0.06954 ± 0.00145	0.76119 ± 0.03770	0.09739 ± 0.00286	0.02411 ± 0.00085	0.92	14	492 ± 17	575 ± 22	915 ± 41	482 ± 17										492.0 ± 17.0	
NW06-2	409	122	0.27	0.08152 ± 0.00124	1.63556 ± 0.03500	0.14552 ± 0.00153	0.04342 ± 0.00048	0.71	11	876 ± 9	984 ± 13	1234 ± 28	859 ± 9	1234 ± 28							1234 ± 28			
NW06-21	753	81	0.10	0.08817 ± 0.00110	1.98831 ± 0.06885	0.16355 ± 0.00453	0.04840 ± 0.00136	0.94	12	976 ± 25	1112 ± 23	1386 ± 23	955 ± 26	1386 ± 23									1386 ± 23	
NW06-14	642	184	0.26	0.09209 ± 0.00115	2.47324 ± 0.04806	0.19479 ± 0.00217	0.05738 ± 0.00062	0.74	9	1147 ± 12	1264 ± 14	1469 ± 23	1128 ± 12	1469 ± 23									1469 ± 23	
NW06-10	446	83	0.17	0.09526 ± 0.00143	2.28076 ± 0.06480	0.17365 ± 0.00346	0.05097 ± 0.00099	0.84	14	1032 ± 19	1206 ± 20	1533 ± 28	1005 ± 19	1533 ± 28									1533 ± 28	
NW06-4	412	78	0.17	0.09580 ± 0.00115	2.83770 ± 0.07362	0.20990 ± 0.00483	0.06332 ± 0.00133	0.89	10	1228 ± 26	1366 ± 19	1544 ± 21	1241 ± 25	1544 ± 21									1544 ± 21	
NW06-18	423	104	0.23	0.09714 ± 0.00119	2.88149 ± 0.05680	0.21514 ± 0.00260	0.06301 ± 0.00074	0.77	9	1256 ± 14	1377 ± 15	1570 ± 22	1235 ± 14	1570 ± 22									1570 ± 22	
NW06-13	277	81	0.27	0.10133 ± 0.00111	3.51750 ± 0.06543	0.24866 ± 0.00373	0.07514 ± 0.00158	0.81	6	1432 ± 19	1531 ± 15	1649 ± 20	1464 ± 30	1649 ± 20									1649 ± 20	
NW06-15	902	207	0.21	0.10416 ± 0.00099	4.18490 ± 0.05772	0.29039 ± 0.00290	0.08278 ± 0.00124	0.72	2	1643 ± 14	1671 ± 11	1700 ± 17	1608 ± 23	1700 ± 17									1700 ± 17	

Coordenadas UTM: 3535040N, 295875E (DATUM WGS84)

Edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U media ponderada = **256.5 ± 4.9**
(2 sigma, MSWD = 2.4, n = 4)

Muestra GneisSur-1 <i>Gneis de biotita</i> (Sur Sierra Los Tanques) <i>Probeta HARIM-9 (Junio 2010)</i>																								
GneisSur1-2	6125	286	0.04	0.05513 ± 0.00172	0.00172 ± 0.00698	0.02082 ± 0.00056	0.00649 ± 0.00018	0.82	11	133 ± 4	149 ± 6	418 ± 67	131 ± 4										133.0 ± 4.0	
GneisSur1-30	1587	14	0.01	0.05138 ± 0.00064	0.00064 ± 0.00375	0.03572 ± 0.00032	0.01124 ± 0.00015	0.58	1	226 ± 2	229 ± 3	258 ± 28	226 ± 3										226.0 ± 2.0	
GneisSur1-19	1534	27	0.02	0.05110 ± 0.00061	0.00061 ± 0.00370	0.03677 ± 0.00030	0.01158 ± 0.00015	0.58	0	233 ± 2	234 ± 3	245 ± 26	233 ± 3										233.0 ± 2.0	
GneisSur1-14	1241	22	0.02	0.05212 ± 0.00065	0.00065 ± 0.00404	0.03837 ± 0.00031	0.01205 ± 0.00025	0.56	2	243 ± 2	247 ± 3	291 ± 27	242 ± 5										243.0 ± 2.0	
GneisSur1-17	621	4	0.01	0.05307 ± 0.00101	0.00101 ± 0.00593	0.03949 ± 0.00039	0.01238 ± 0.00016	0.45	3	250 ± 2	258 ± 5	332 ± 41	249 ± 3										250.0 ± 2.0	
GneisSur1-25	930	331	0.32	0.05327 ± 0.00064	0.00064 ± 0.00459	0.03995 ± 0.00040	0.01285 ± 0.00019	0.64	3	253 ± 2	261 ± 4	340 ± 26	258 ± 4										253.0 ± 2.0	
GneisSur1-9	959	9	0.01	0.05300 ± 0.00066	0.00066 ± 0.00407	0.04017 ± 0.00030	0.01259 ± 0.00012	0.50	3	254 ± 2	261 ± 3	329 ± 27	253 ± 2										254.0 ± 2.0	
GneisSur1-18	834	5	0.01	0.05216 ± 0.00068	0.00068 ± 0.00426	0.04028 ± 0.00028	0.01594 ± 0.00081	0.46	1	255 ± 2	258 ± 3	292 ± 29	320 ± 16										255.0 ± 2.0	
GneisSur1-16	910	12	0.01	0.05257 ± 0.00063	0.00063 ± 0.00422	0.04053 ± 0.00032	0.01913 ± 0.00063	0.55	2	256 ± 2	262 ± 3	310 ± 26	383 ± 12										256.0 ± 2.0	
GneisSur1-26	1028	21	0.02	0.05242 ± 0.00068	0.00068 ± 0.00466	0.04079 ± 0.00037	0.01817 ± 0.00053	0.57	2	258 ± 2	262 ± 4	304 ± 28	364 ± 11										258.0 ± 2.0	
GneisSur1-8	702	5	0.01	0.05165 ± 0.00072	0.00072 ± 0.00441	0.04082 ± 0.00028	0.01283 ± 0.00034	0.46	0	258 ± 2	259 ± 3	270 ± 30	258 ± 7										258.0 ± 2.0	
GneisSur1-22	641	9	0.01	0.05222 ± 0.00078	0.00078 ± 0.00495	0.04104 ± 0.00030	0.02041 ± 0.00065	0.45	2	259 ± 2	263 ± 4	295 ± 33	408 ± 13										259.0 ± 2.0	
GneisSur1-24	684	6	0.01	0.05134 ± 0.00062	0.00062 ± 0.00404	0.04157 ± 0.00028	0.01387 ± 0.00065	0.48	0	263 ± 2	262 ± 3	256 ± 27	278 ± 13										263.0 ± 2.0	
GneisSur1-15	1102	13	0.01	0.05413 ± 0.00070	0.00070 ± 0.00556	0.04203 ± 0.00050	0.02250 ± 0.00250	0.68	4	265 ± 3	277 ± 4	376 ± 28	986 ± 48										265.0 ± 3.0	
GneisSur1-5	688	6	0.01	0.05232 ± 0.00073	0.00073 ± 0.00474	0.04189 ± 0.00029	0.02628 ± 0.00226	0.45	1	265 ± 2	269 ± 4	299 ± 30	524 ± 45										265.0 ± 2.0	
GneisSur1-6	666	11	0.01	0.05349 ± 0.00066	0.00066 ± 0.00424	0.04213 ± 0.00029	0.01319 ± 0.00010	0.48	3	266 ± 2	275 ± 3	350 ± 27	265 ± 2										266.0 ± 2.0	
GneisSur1-3	770	9	0.01	0.05263 ± 0.00068	0.00068 ± 0.00471	0.04226 ± 0.00035	0.01570 ± 0.00107	0.54	2	267 ± 2	272 ± 4	313 ± 28	315 ± 21										267.0 ± 2.0	
GneisSur1-13	681	11	0.01	0.05157 ± 0.00072	0.00072 ± 0.00475	0.04256 ± 0.00030	0.01799 ± 0.00050	0.46	0	269 ± 2	268 ± 4	266 ± 31	360 ± 10					</						

Tabla 3. (Continuación). Datos analíticos de U-Th-Pb obtenidos por LA-ICP-MS en zircones de granoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques, NW Sonora, México.

Número de análisis	U* (ppm)	Th* (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁸ Pb/ error	Rho	% disc.™	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U error
				(%)	(%)	(%)	(%)	(%)			(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	Edad (Ma)	Edad (Ma)
GneisSurl-12	437	67	0.14	0.05539 ± 0.00083	0.00083 ± 0.00744	0.05891 ± 0.00041	0.02357 ± 0.00038	0.42	2	369 ± 2	378 ± 5	428 ± 32	471 ± 8			369.0 ± 2.0	
GneisSurl-1	332	63	0.17	0.05570 ± 0.00095	0.00095 ± 0.00896	0.05903 ± 0.00059	0.02173 ± 0.00039	0.50	3	370 ± 4	380 ± 6	440 ± 36	435 ± 8			370.0 ± 4.0	
GneisSurl-20	539	54	0.09	0.07831 ± 0.00189	0.00189 ± 0.02166	0.07364 ± 0.00061	0.02207 ± 0.00104	0.57	23	458 ± 4	594 ± 12	1155 ± 46	441 ± 21			458.0 ± 4.0	
GneisSurl-28	955	251	0.24	0.07547 ± 0.00091	0.00091 ± 0.01449	0.08597 ± 0.00086	0.02541 ± 0.00041	0.64	20	532 ± 5	666 ± 8	1081 ± 23	507 ± 8			532.0 ± 5.0	

Coordenadas UTM: 3516733N, 305606E (DATUM WGS84)

Edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U media ponderada = **255.4 ± 2.5**
(2 sigma, MSWD = 2.3, n = 8)

Muestra **TANSE09-01** Granodiorita leucocrática de biotita y granate (aprita) (SE Sierra Los Tanques) Probeta HARIM-5 (Junio 2009)

SE01-21	958	44	0.04	0.05367 ± 0.00101	0.25329 ± 0.00527	0.03423 ± 0.00019	0.01071 ± 0.00047	0.44	5	217 ± 1.0	229 ± 4	357 ± 39	215 ± 9			217.0 ± 1.0	
SE01-1	959	77	0.07	0.05423 ± 0.00091	0.27761 ± 0.00500	0.03713 ± 0.00017	0.01160 ± 0.00024	0.46	6	235 ± 1.0	249 ± 4	381 ± 34	233 ± 5			235.0 ± 1.0	
SE01-26	1275	80	0.06	0.05168 ± 0.00117	0.27557 ± 0.00664	0.03867 ± 0.00016	0.01216 ± 0.00028	0.28	1	245 ± 1.0	247 ± 5	271 ± 47	244 ± 6			244.6 ± 1.0	
SE01-14	550	32	0.05	0.05164 ± 0.00057	0.27871 ± 0.00333	0.03915 ± 0.00018	0.01298 ± 0.00025	0.38	1	248 ± 1.0	250 ± 3	270 ± 23	261 ± 5			248.0 ± 1.0	
SE01-10	908	67	0.07	0.05162 ± 0.00058	0.28059 ± 0.00340	0.03942 ± 0.00015	0.01239 ± 0.00005	0.37	1	249 ± 0.9	251 ± 3	269 ± 24	249 ± 1			249.2 ± 0.9	
SE01-18	1144	67	0.05	0.05175 ± 0.00057	0.28301 ± 0.00330	0.03968 ± 0.00015	0.01337 ± 0.00023	0.33	1	251 ± 0.9	253 ± 3	274 ± 23	268 ± 5			250.8 ± 0.9	
SE01-7	386	4	0.01	0.05123 ± 0.00061	0.28076 ± 0.00367	0.03979 ± 0.00021	0.01420 ± 0.00045	0.41	0	252 ± 1.0	251 ± 3	251 ± 25	285 ± 9			252.0 ± 1.0	
SE01-23	883	57	0.06	0.05206 ± 0.00057	0.28786 ± 0.00341	0.04012 ± 0.00018	0.01419 ± 0.00024	0.38	1	254 ± 1.0	257 ± 3	288 ± 23	285 ± 5			254.0 ± 1.0	
SE01-27	1252	84	0.06	0.05195 ± 0.00052	0.28794 ± 0.00315	0.04022 ± 0.00018	0.01440 ± 0.00026	0.40	1	254 ± 1.0	257 ± 2	283 ± 21	289 ± 5			254.0 ± 1.0	
SE01-2	893	47	0.05	0.05187 ± 0.00052	0.28979 ± 0.00314	0.04053 ± 0.00017	0.01384 ± 0.00024	0.38	1	256 ± 1.0	258 ± 2	280 ± 21	278 ± 5			256.0 ± 1.0	
SE01-12	174	19	0.10	0.05127 ± 0.00082	0.28689 ± 0.00494	0.04061 ± 0.00026	0.01334 ± 0.00029	0.37	0	257 ± 2.0	256 ± 4	253 ± 34	268 ± 6			257.0 ± 2.0	
SE01-11	456	137	0.27	0.05240 ± 0.00091	0.29882 ± 0.00571	0.04136 ± 0.00020	0.01298 ± 0.00007	0.40	2	261 ± 1.0	265 ± 4	303 ± 36	261 ± 1			261.0 ± 1.0	
SE01-9	283	36	0.11	0.05119 ± 0.00072	0.29184 ± 0.00436	0.04137 ± 0.00022	0.01313 ± 0.00024	0.34	0	261 ± 1.0	260 ± 3	249 ± 29	264 ± 5			261.0 ± 1.0	
SE01-29	1479	58	0.04	0.05160 ± 0.00097	0.29475 ± 0.00596	0.04143 ± 0.00019	0.01303 ± 0.00030	0.32	0	262 ± 1.0	262 ± 5	268 ± 39	262 ± 6			262.0 ± 1.0	
SE01-4	141	22	0.14	0.05127 ± 0.00097	0.29758 ± 0.00582	0.04211 ± 0.00020	0.01375 ± 0.00027	0.25	0	266 ± 1.0	265 ± 5	253 ± 40	276 ± 5			266.0 ± 1.0	
SE01-22	139	6	0.04	0.05056 ± 0.00071	0.30012 ± 0.00453	0.04307 ± 0.00024	0.01453 ± 0.00047	0.37	-2	272 ± 1.0	266 ± 4	221 ± 30	292 ± 9			272.0 ± 1.0	
SE01-16	47	1	0.01	0.05126 ± 0.00113	0.30695 ± 0.00703	0.04350 ± 0.00028	0.01799 ± 0.00171	0.27	-1	274 ± 2.0	272 ± 5	253 ± 46	360 ± 34			274.0 ± 2.0	
SE01-24	144	14	0.09	0.05201 ± 0.00094	0.31539 ± 0.00601	0.04406 ± 0.00028	0.01395 ± 0.00032	0.32	0	278 ± 2.0	278 ± 5	286 ± 38	280 ± 6			278.0 ± 2.0	
SE01-5	150	23	0.14	0.06456 ± 0.00116	0.47882 ± 0.00920	0.05385 ± 0.00036	0.03083 ± 0.00108	0.35	15	338 ± 2.0	397 ± 6	760 ± 35	614 ± 21			338.0 ± 2.0	
SE01-30	161	65	0.36	0.08351 ± 0.00104	0.15501 ± 0.03136	0.18715 ± 0.00087	0.05570 ± 0.00025	0.38	5	1106 ± 5	1167 ± 10	1281 ± 22	1096 ± 5	1281 ± 22			
SE01-8	413	14	0.03	0.09035 ± 0.00082	2.74615 ± 0.02755	0.22044 ± 0.00091	0.06506 ± 0.00028	0.40	4	1284 ± 5	1341 ± 7	1433 ± 16	1274 ± 5	1433 ± 16			
SE01-3	434	36	0.08	0.09298 ± 0.00093	3.13690 ± 0.03402	0.24527 ± 0.00103	0.07006 ± 0.00105	0.39	2	1414 ± 5	1442 ± 8	1487 ± 17	1369 ± 20	1487 ± 17			
SE01-15	205	43	0.19	0.09362 ± 0.00092	3.16570 ± 0.03441	0.24541 ± 0.00115	0.06538 ± 0.00092	0.43	2	1415 ± 6	1449 ± 8	1500 ± 17	1280 ± 17	1500 ± 17			
SE01-25	139	27	0.18	0.09364 ± 0.00092	3.28536 ± 0.03795	0.25446 ± 0.00125	0.07482 ± 0.00037	0.43	1	1461 ± 6	1478 ± 9	1501 ± 17	1458 ± 7	1501 ± 17			
SE01-6	251	52	0.19	0.09672 ± 0.00093	3.30006 ± 0.03811	0.24747 ± 0.00127	0.07252 ± 0.00037	0.46	4	1425 ± 7	1481 ± 9	1562 ± 17	1415 ± 7	1562 ± 17			
SE01-19	183	66	0.33	0.10137 ± 0.00111	3.89757 ± 0.04783	0.27886 ± 0.00118	0.08132 ± 0.00034	0.41	2	1586 ± 6	1613 ± 10	1649 ± 18	1580 ± 6	1649 ± 18			

Coordenadas UTM: 3516766N, 309323E (DATUM WGS84)

Edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U media ponderada = **254.2 ± 2.1**
(2 sigma, MSWD = 2.5, n = 5)

Muestra **CG09-10** Monzogranito de biotita (NW Sierra Los Tanques) Probeta HARIM-8 (Febrero 2010)

CG10-32	3584	1031	0.27	0.04688 ± 0.00075	0.06642 ± 0.00124	0.01030 ± 0.00010	0.00349 ± 0.00007	0.52	-2	66 ± 1	65 ± 1	43 ± 37	70 ± 1			66.1 ± 0.6	
CG10-15	1908	1503	0.73	0.05213 ± 0.00057	0.23853 ± 0.00333	0.03323 ± 0.00029	0.00959 ± 0.00022	0.62	3	211 ± 2	217 ± 3	291 ± 24	193 ± 4			211.0 ± 2.0	
CG10-22	786	155	0.18	0.05238 ± 0.00120	0.27109 ± 0.00666	0.03763 ± 0.00032	0.01096 ± 0.00020	0.36	2	238 ± 2	244 ± 5	302 ± 52	220 ± 4			238.0 ± 2.0	
CG10-7	1250	7	0.01	0.05160 ± 0.00062	0.26824 ± 0.00495	0.03790 ± 0.00053	0.01300 ± 0.00062	0.76	0	240 ± 3	241 ± 4	268 ± 27	261 ± 12			240.0 ± 3.0	
CG10-5	551	88	0.15	0.05100 ± 0.00087	0.27253 ± 0.00552	0.03885 ± 0.00043	0.01174 ± 0.00025	0.54	0	246 ± 3	245 ± 4	241 ± 39	236 ± 5			246.0 ± 3.0	
CG10-2	1082	275	0.23	0.05074 ± 0.00061	0.27554 ± 0.00487	0.03949 ± 0.00051	0.01206 ± 0.00025	0.73	-1	250 ± 3	247 ± 4	229 ± 27	242 ± 5			250.0 ± 3.0	
CG10-9	539	88	0.15	0.05177 ± 0.00072	0.28187 ± 0.00502	0.03961 ± 0.00044	0.01201 ± 0.00026	0.62	1	250 ± 3	252 ± 4	275 ± 31	241 ± 5			250.0 ± 3.0	
CG10-3	870	157	0.17	0.05124 ± 0.00077	0.28224 ± 0.00495	0.04002 ± 0.00036	0.01246 ± 0.00024	0.52	0	253 ± 2	252 ± 4	252 ± 34	250 ± 5			253.0 ± 2.0	
CG10-11	910	122	0.12	0.05265 ± 0.00074	0.29264 ± 0.00622	0.04034 ± 0.00065	0.01307 ± 0.00029	0.75	2	255 ± 4	261 ± 5	314 ± 30	262 ± 6			255.0 ± 4.0	
CG10-12	625	93	0.14	0.05162 ± 0.00062	0.28789 ± 0.00437	0.04049 ± 0.00038	0.01203 ± 0.00026	0.61	0	256 ± 2	257 ± 3	269 ± 26	242 ± 5			256.0 ± 2.0	
CG10-13	1033	179	0.16	0.05130 ± 0.00062	0.28571 ± 0.00618	0.04052 ± 0.00073	0.01269 ± 0.00025	0.83	0	256 ± 5	255 ± 5	254 ± 26	255 ± 5			256.0 ± 5.0	
CG10-18	899	58	0.06	0.05115 ± 0.00072	0.28466 ± 0.00482	0.04048 ± 0.00038	0.01355 ± 0.00072	0.56	-1	256 ± 2	254 ± 4	248 ± 32	272 ± 14			256.0 ± 2.0	
CG10-20	776	121	0.14	0.05037 ± 0.00071	0.28178 ± 0.00477	0.04071 ± 0.00039	0.01125 ± 0.00023	0.55	-2	257 ± 2	252 ± 4	212 ± 32	226 ± 5			257.0 ± 2.0	
CG10-29	588	84	0.13	0.05147 ± 0.00072	0.29248 ± 0.00492	0.04139 ± 0.00038	0.01171 ± 0.00026	0.56	0	261 ± 2	261 ± 4	262 ± 32	235 ± 5			261.0 ± 2.0	
CG10-25	764	125	0.15	0.05066 ± 0.00071	0.29467 ± 0.00563	0.04238 ± 0.00055	0.01238 ± 0.00026	0.68	-2	268 ± 3	262 ± 4	225 ± 32	249 ± 5			268.0 ± 3.0	

Continuación

Tabla 3. (Continuación). Datos analíticos de U-Th-Pb obtenidos por LA-ICP-MS en zircones de granoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques, NW Sonora, México.

Número de análisis	U*	Th*	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	error	Rho	% disc.**	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error
	(ppm)	(ppm)		(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)			(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)
CG10-6	1698	327	0.18	0.06307 ± 0.00062		0.37872 ± 0.00617		0.04326 ± 0.00056		0.01274 ± 0.00023		0.80	16	273 ± 3		326 ± 5		711 ± 21		256 ± 5				273.0 ± 3.0	
CG10-31	655	74	0.10	0.05370 ± 0.00122		0.33479 ± 0.00974		0.04521 ± 0.00062		0.01415 ± 0.00019		0.66	3	285 ± 4		293 ± 7		359 ± 51		284 ± 4				285.0 ± 4.0	
CG10-4	536	70	0.12	0.05635 ± 0.00090		0.35886 ± 0.00718		0.04529 ± 0.00054		0.01247 ± 0.00026		0.60	8	286 ± 3		311 ± 5		466 ± 35		250 ± 5				286.0 ± 3.0	
CG10-27	260	26	0.09	0.05406 ± 0.00211		0.33969 ± 0.01901		0.04558 ± 0.00127		0.01425 ± 0.00042		0.80	3	287 ± 8		297 ± 14		373 ± 87		286 ± 8				287.0 ± 8.0	
CG10-21	1047	228	0.20	0.05795 ± 0.00081		0.38451 ± 0.00789		0.04686 ± 0.00070		0.01610 ± 0.00241		0.73	11	295 ± 4		330 ± 6		528 ± 30		323 ± 48				295.0 ± 4.0	
CG10-19	803	155	0.18	0.06237 ± 0.00081		0.45152 ± 0.00714		0.05141 ± 0.00046		0.01415 ± 0.00027		0.57	15	323 ± 3		378 ± 5		687 ± 27		284 ± 5				323.0 ± 3.0	
CG10-30	543	63	0.11	0.06134 ± 0.00089		0.76287 ± 0.01953		0.09020 ± 0.00151		0.02779 ± 0.00046		0.84	3	557 ± 9		576 ± 11		651 ± 31		554 ± 9				557.0 ± 9.0	
CG10-35	653	114	0.16	0.08287 ± 0.00083		1.30450 ± 0.02140		0.11403 ± 0.00148		0.02555 ± 0.00051		0.79	18	696 ± 9		848 ± 9		1266 ± 19		510 ± 10				696.0 ± 9.0	
CG10-33	664	54	0.07	0.07388 ± 0.00118		1.29570 ± 0.03120		0.11521 ± 0.00207		0.01805 ± 0.00056		0.75	17	703 ± 12		844 ± 14		1038 ± 32		362 ± 11				703.0 ± 12.0	
CG10-10	777	258	0.31	0.07581 ± 0.00076		1.89840 ± 0.02632		0.18200 ± 0.00175		0.05116 ± 0.00087		0.69	0	1078 ± 10		1081 ± 9		1090 ± 19		1008 ± 17		1090 ± 19			
CG10-14	518	15	0.03	0.08459 ± 0.00082		2.24660 ± 0.03295		0.19312 ± 0.00212		0.05105 ± 0.00107		0.75	5	1138 ± 11		1196 ± 10		1306 ± 18		1006 ± 21		1306 ± 18			
CG10-1	863	180	0.19	0.08905 ± 0.00083		1.39200 ± 0.02457		0.11337 ± 0.00170		0.02633 ± 0.00058		0.85	22	692 ± 10		886 ± 10		1405 ± 18		525 ± 11		1405 ± 18			
CG10-23	352	114	0.30	0.08964 ± 0.00090		2.67520 ± 0.03635		0.21573 ± 0.00198		0.06183 ± 0.00111		0.67	5	1259 ± 10		1322 ± 10		1418 ± 19		1213 ± 21		1418 ± 19			
CG10-26	654	31	0.04	0.09083 ± 0.00087		3.03890 ± 0.04761		0.24266 ± 0.00282		0.07158 ± 0.00083		0.80	1	1401 ± 15		1417 ± 12		1443 ± 18		1397 ± 16		1443 ± 18			
CG10-16	1693	231	0.13	0.09268 ± 0.00085		1.69960 ± 0.04053		0.13057 ± 0.00287		0.03256 ± 0.00094		0.92	22	791 ± 16		1008 ± 15		1481 ± 16		648 ± 18		1481 ± 16			
CG10-34	832	90	0.10	0.09735 ± 0.00093		2.41120 ± 0.03520		0.17928 ± 0.00197		0.04486 ± 0.00103		0.76	15	1063 ± 11		1246 ± 10		1574 ± 18		887 ± 20		1574 ± 18			
CG10-8	932	138	0.14	0.09879 ± 0.00109		2.82170 ± 0.05024		0.20391 ± 0.00285		0.06129 ± 0.00141		0.78	12	1196 ± 15		1361 ± 13		1601 ± 20		1202 ± 27		1601 ± 20			

Coordenadas UTM: 3536475N, 294427E (DATUM WGS84)

Edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U media ponderada = **253.9 ± 2.7**
(2 sigma, MSWD = 1.9, n = 9)

Muestra **TANSE-09 Granodiorita leucocrática de biotita** (SE Sierra Los Tanques) **Probeta HARIM-8 (Febrero 2010)**

SE09-20	4518	314	0.06	0.05211 ± 0.00103		0.22341 ± 0.00535		0.03110 ± 0.00033		0.00977 ± 0.00018		0.64	4	197 ± 2.0		205 ± 4		290 ± 44		196 ± 4				197.0 ± 2.0
SE09-25	2165	263	0.11	0.05101 ± 0.00061		0.23030 ± 0.00375		0.03269 ± 0.00036		0.01210 ± 0.00022		0.68	1	207 ± 2.0		210 ± 3		241 ± 27		243 ± 4				207.0 ± 2.0
SE09-22	3162	359	0.10	0.05164 ± 0.00062		0.24605 ± 0.00401		0.03451 ± 0.00038		0.01341 ± 0.00025		0.68	2	219 ± 2.0		223 ± 3		270 ± 27		269 ± 5				219.0 ± 2.0
SE09-21	943	38	0.04	0.05091 ± 0.00071		0.27130 ± 0.00730		0.03854 ± 0.00089		0.01245 ± 0.00029		0.86	0	244 ± 6.0		244 ± 6		237 ± 31		250 ± 6				244.0 ± 6.0
SE09-16	1234	329	0.25	0.05299 ± 0.00074		0.28799 ± 0.00680		0.03925 ± 0.00075		0.01200 ± 0.00022		0.81	4	248 ± 5.0		257 ± 5		328 ± 31		241 ± 4				248.0 ± 5.0
SE09-24	1111	73	0.06	0.05108 ± 0.00072		0.27611 ± 0.00587		0.03918 ± 0.00063		0.01232 ± 0.00031		0.75	0	248 ± 4.0		248 ± 5		244 ± 32		247 ± 6				248.0 ± 4.0
SE09-3	723	58	0.07	0.05160 ± 0.00077		0.28403 ± 0.00528		0.03983 ± 0.00044		0.01239 ± 0.00035		0.60	1	252 ± 3.0		254 ± 4		268 ± 33		249 ± 7				252.0 ± 3.0
SE09-5	693	102	0.14	0.05209 ± 0.00073		0.28811 ± 0.00513		0.04000 ± 0.00044		0.01205 ± 0.00025		0.62	2	253 ± 3.0		257 ± 4		289 ± 31		242 ± 5				253.0 ± 3.0
SE09-23	1295	551	0.39	0.05125 ± 0.00072		0.28398 ± 0.00648		0.04013 ± 0.00072		0.01359 ± 0.00023		0.79	0	254 ± 4.0		254 ± 5		252 ± 32		273 ± 5				254.0 ± 4.0
SE09-7	386	30	0.07	0.05284 ± 0.00111		0.29305 ± 0.00695		0.04018 ± 0.00044		0.01257 ± 0.00040		0.46	3	254 ± 3.0		261 ± 5		322 ± 47		252 ± 8				254.0 ± 3.0
SE09-15	1446	355	0.23	0.05942 ± 0.00071		0.33392 ± 0.00668		0.04067 ± 0.00065		0.01208 ± 0.00021		0.80	12	257 ± 4.0		293 ± 5		583 ± 25		243 ± 4				257.0 ± 4.0
SE09-2	612	64	0.10	0.05246 ± 0.00079		0.29841 ± 0.00555		0.04117 ± 0.00045		0.01392 ± 0.00032		0.59	2	260 ± 3.0		265 ± 4		306 ± 33		279 ± 6				260.0 ± 3.0
SE09-17	450	69	0.14	0.05332 ± 0.00104		0.30536 ± 0.00786		0.04153 ± 0.00055		0.01301 ± 0.00017		0.63	3	262 ± 3.0		271 ± 6		343 ± 43		261 ± 3				262.0 ± 3.0
SE09-13	851	165	0.18	0.05202 ± 0.00073		0.30613 ± 0.00545		0.04250 ± 0.00047		0.01260 ± 0.00024		0.62	1	268 ± 3.0		271 ± 4		286 ± 31		253 ± 5				268.0 ± 3.0
SE09-35	433	70	0.15	0.05152 ± 0.00088		0.30190 ± 0.00611		0.04240 ± 0.00047		0.01310 ± 0.00031		0.54	0	268 ± 3.0		268 ± 5		264 ± 38		263 ± 6				268.0 ± 3.0
SE09-8	1914	271	0.13	0.06868 ± 0.00092		0.53762 ± 0.01000		0.05677 ± 0.00060		0.01726 ± 0.00019		0.71	19	356 ± 4.0		437 ± 7		889 ± 27		346 ± 4				356.0 ± 4.0
SE09-6	207	46	0.20	0.06117 ± 0.00135		0.51153 ± 0.02471		0.05702 ± 0.00245		0.03456 ± 0.00107		0.89	15	357 ± 15.0		419 ± 17		645 ± 46		687 ± 21				357.0 ± 15.0
SE09-18	1944	448	0.21	0.07450 ± 0.00089		0.67421 ± 0.01573		0.06472 ± 0.00129		0.01818 ± 0.00064		0.86	23	404 ± 8.0		523 ± 10		1055 ± 23		364 ± 13				404.0 ± 8.0
SE09-34	2074	68	0.03	0.07948 ± 0.00108		0.72068 ± 0.01436		0.06576 ± 0.00087		0.01968 ± 0.00060		0.79	25	411 ± 5.0		551 ± 8		1184 ± 26		394 ± 12				411.0 ± 5.0
SE09-28	405	66	0.15	0.06924 ± 0.00125		0.73051 ± 0.01791		0.07652 ± 0.00096		0.02325 ± 0.00032		0.71	15	475 ± 6.0		557 ± 11		906 ± 36		465 ± 6				475.0 ± 6.0
SE09-29	662	87	0.12	0.07986 ± 0.00113		1.19870 ± 0.02528		0.10887 ± 0.00146		0.03256 ± 0.00045		0.76	17	666 ± 8.0		800 ± 12		1193 ± 27		648 ± 9				666.0 ± 8.0
SE09-4	289	94	0.30	0.08659 ± 0.00130		2.82200 ± 0.09214		0.23447 ± 0.00680		0.06701 ± 0.00134		0.89	0	1358 ± 36.0		1361 ± 24		1351 ± 28		1311 ± 25		1351 ± 28		
SE09-12	519	49	0.09	0.08956 ± 0.00121		1.52985 ± 0.02850		0.12388 ± 0.00151		0.03660 ± 0.00045		0.71	20	753 ± 9.0		942 ± 11		1416 ± 25		726 ± 9				726.0 ± 9.0
SE09-30	665	108	0.15	0.09004 ± 0.00115		1.45107 ± 0.03103		0.11688 ± 0.00177		0.03451 ± 0.00052		0.80	22	713 ± 10.0		910 ± 13		1426 ± 24		686 ± 10		1426 ± 24		
SE09-1	322	28	0.08	0.09822 ± 0.00134		2.84806 ± 0.04930		0.21031 ± 0.00218		0.06153 ± 0.00066		0.64	10	1230 ± 12.0		1368 ± 13		1591 ± 25		1207 ± 13		1591 ± 25		
SE09-9	418	110	0.24	0.09894 ± 0.00119		3.69400 ± 0.06013		0.26840 ± 0.00295		0.07888 ± 0.00134		0.67	2	1533 ± 15.0		1570 ± 13		1604 ± 22		1535 ± 25		1604 ± 22		
SE09-11	994	122	0.11	0.10018 ± 0.00110		3.34010 ± 0.05688		0.24098 ± 0.00313		0.07197 ± 0.00130		0.76	7	1392 ± 16		1490 ± 13		1627 ± 20		1405 ± 25		1627 ± 20		
SE09-10	540	87	0.15	0.10028 ± 0.00116		3.16155 ± 0.07245		0.22865 ± 0.00386		0.06675 ± 0.00111		0.84	8	1327 ± 20		1448 ± 18		1629 ± 21		1306 ± 21		1629 ± 21		
SE09-19	282	91	0.30	0.10104 ± 0.00128		3.54170 ± 0.06570		0.25422 ± 0.00272		0.07416 ± 0.00078		0.71	5	1460 ± 14		1537 ± 15		1643 ± 23		1446 ± 15		1643 ± 23		
SE09-32	478	124	0.24	0.10105 ± 0.00111		4.04110 ± 0.06286		0.28965 ± 0.00319		0.08030 ± 0.00137		0.71	0	1640 ± 16		1643 ± 13		1643 ± 20		1				

Tabla 3. (Continuación). Datos analíticos de U-Th-Pb obtenidos por LA-ICP-MS en zircones de granoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques, NW Sonora, México.

Número de análisis	U*	Th*	Th/U	²⁰⁷ Pb/	error	²⁰⁷ Pb/	error	²⁰⁶ Pb/	error	Rho	%	²⁰⁶ Pb/	error	²⁰⁷ Pb/	error	²⁰⁷ Pb/	error	²⁰⁶ Pb/	error	²⁰⁷ Pb/	error	Edad (Ma)	²⁰⁷ Pb/	error	²⁰⁶ Pb/	error	²⁰⁶ Pb/	error	
	(ppm)	(ppm)		²⁰⁶ Pb/	(%)	²³³ U*	(%)	²³³ U*	(%)		disc.**	²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁸ Pb	(Ma)	²⁰⁸ Pb	(Ma)	²³² Th	(Ma)			(Ma)		(Ma)		(Ma)	
Muestra TANW09-01 <i>Granodiorita leucocrática de dos micas</i> (NW Sierra Los Tanques) Probeta HARIM-4 (Junio 2009)																													
NW01-20	663	100	0.14	0.05143 ±	0.00051	0.25740 ±	0.00278	0.03638 ±	0.00015	0.01153 ±	0.00017	0.40	1	230 ±	1	233 ±	2	260 ±	23	232 ±	3						230.4 ±	0.9	
NW01-1	485	89	0.17	0.05123 ±	0.00056	0.25767 ±	0.00318	0.03655 ±	0.00020	0.01185 ±	0.00018	0.46	1	231 ±	1	233 ±	3	251 ±	25	238 ±	4						231.0 ±	1.0	
NW01-2	576	121	0.19	0.05168 ±	0.00057	0.26326 ±	0.00315	0.03701 ±	0.00017	0.01165 ±	0.00016	0.39	1	234 ±	1	237 ±	3	271 ±	25	234 ±	3						234.0 ±	1.0	
NW01-19	700	35	0.05	0.05156 ±	0.00052	0.26263 ±	0.00282	0.03699 ±	0.00014	0.01231 ±	0.00022	0.34	1	234 ±	1	237 ±	2	266 ±	23	247 ±	4						234.1 ±	0.9	
NW01-30	667	70	0.09	0.05085 ±	0.00051	0.26007 ±	0.00292	0.03718 ±	0.00019	0.01193 ±	0.00019	0.45	0	235 ±	1	235 ±	2	234 ±	23	240 ±	4						235.0 ±	1.0	
NW01-17	794	146	0.17	0.05126 ±	0.00056	0.26290 ±	0.00311	0.03727 ±	0.00016	0.01163 ±	0.00016	0.38	0	236 ±	1	237 ±	3	253 ±	25	234 ±	3						235.9 ±	1.0	
NW01-4	70	24	0.32	0.05217 ±	0.00089	0.26802 ±	0.00517	0.03736 ±	0.00034	0.01207 ±	0.00027	0.47	2	236 ±	2	241 ±	4	293 ±	39	243 ±	5						236.0 ±	2.0	
NW01-9	707	91	0.12	0.05131 ±	0.00051	0.26370 ±	0.00289	0.03735 ±	0.00017	0.01164 ±	0.00016	0.42	1	236 ±	1	238 ±	2	255 ±	23	234 ±	3						236.0 ±	1.0	
NW01-27	834	47	0.05	0.05133 ±	0.00056	0.26402 ±	0.00314	0.03729 ±	0.00017	0.01245 ±	0.00020	0.40	1	236 ±	1	238 ±	3	256 ±	25	250 ±	4						236.0 ±	1.0	
NW01-16	635	55	0.08	0.05110 ±	0.00051	0.26336 ±	0.00285	0.03746 ±	0.00015	0.01245 ±	0.00020	0.39	0	237 ±	1	237 ±	2	245 ±	23	250 ±	4						237.1 ±	0.9	
NW01-25	1082	129	0.11	0.05080 ±	0.00051	0.26193 ±	0.00282	0.03748 ±	0.00015	0.01184 ±	0.00017	0.36	-1	237 ±	1	236 ±	2	232 ±	23	238 ±	3						237.2 ±	0.9	
NW01-11	1097	31	0.03	0.05050 ±	0.00051	0.26212 ±	0.00286	0.03769 ±	0.00017	0.01249 ±	0.00020	0.38	-1	238 ±	1	236 ±	2	218 ±	23	251 ±	4						238.0 ±	1.0	
NW01-12	736	51	0.06	0.05160 ±	0.00052	0.26638 ±	0.00292	0.03755 ±	0.00017	0.01192 ±	0.00018	0.39	0	238 ±	1	240 ±	2	268 ±	23	240 ±	4						238.0 ±	1.0	
NW01-24	854	129	0.14	0.05087 ±	0.00050	0.26420 ±	0.00283	0.03776 ±	0.00016	0.01213 ±	0.00017	0.40	0	239 ±	1	238 ±	2	235 ±	23	244 ±	3						238.9 ±	1.0	
NW01-7	651	78	0.11	0.05157 ±	0.00057	0.26802 ±	0.00318	0.03775 ±	0.00017	0.01232 ±	0.00020	0.36	1	239 ±	1	241 ±	3	266 ±	25	247 ±	4						239.0 ±	1.0	
NW01-21	422	114	0.24	0.05110 ±	0.00056	0.26603 ±	0.00314	0.03780 ±	0.00016	0.01201 ±	0.00018	0.37	0	239 ±	1	240 ±	3	245 ±	25	241 ±	4						239.2 ±	1.0	
NW01-10	753	183	0.22	0.05104 ±	0.00051	0.26605 ±	0.00288	0.03788 ±	0.00016	0.01145 ±	0.00018	0.38	0	240 ±	1	240 ±	2	243 ±	23	230 ±	4						239.7 ±	1.0	
NW01-14	858	66	0.07	0.05132 ±	0.00051	0.26908 ±	0.00294	0.03810 ±	0.00017	0.01319 ±	0.00021	0.42	0	241 ±	1	242 ±	2	255 ±	23	265 ±	4						241.0 ±	1.0	
NW01-28	1073	64	0.05	0.05053 ±	0.00056	0.26583 ±	0.00314	0.03822 ±	0.00016	0.01273 ±	0.00023	0.35	-1	242 ±	1	239 ±	3	219 ±	26	256 ±	5						241.8 ±	1.0	
NW01-13	659	45	0.06	0.05088 ±	0.00051	0.26990 ±	0.00292	0.03855 ±	0.00016	0.01223 ±	0.00022	0.38	0	244 ±	1	243 ±	2	235 ±	23	246 ±	4						243.8 ±	1.0	
NW01-18	757	83	0.10	0.05099 ±	0.00056	0.27195 ±	0.00320	0.03876 ±	0.00016	0.01238 ±	0.00017	0.36	0	245 ±	1	244 ±	3	240 ±	25	249 ±	3						245.1 ±	1.0	
NW01-6	541	34	0.06	0.05090 ±	0.00056	0.27863 ±	0.00338	0.03977 ±	0.00020	0.01219 ±	0.00021	0.42	0	251 ±	1	250 ±	3	236 ±	25	245 ±	4						251.0 ±	1.0	
NW01-22	303	50	0.15	0.05062 ±	0.00066	0.27940 ±	0.00389	0.04012 ±	0.00020	0.01289 ±	0.00022	0.35	-2	254 ±	1	250 ±	3	224 ±	30	259 ±	4						254.0 ±	1.0	
NW01-26	445	6	0.01	0.05195 ±	0.00060	0.29618 ±	0.00372	0.04135 ±	0.00024	0.01299 ±	0.00021	0.45	1	261 ±	1	263 ±	3	283 ±	27	261 ±	4						261.0 ±	1.0	
NW01-8	512	51	0.09	0.05337 ±	0.00160	0.38560 ±	0.01928	0.05120 ±	0.00205	0.02025 ±	0.00223	0.80	3	322 ±	13	331 ±	14	345 ±	68	405 ±	44						322.0 ±	13.0	
NW01-23	285	25	0.08	0.05991 ±	0.00071	0.50351 ±	0.00657	0.06095 ±	0.00032	0.01883 ±	0.00016	0.44	8	381 ±	2	414 ±	4	600 ±	26	377 ±	3						381.0 ±	2.0	
NW01-3	362	48	0.12	0.06722 ±	0.00071	0.58141 ±	0.00691	0.06273 ±	0.00032	0.01912 ±	0.00012	0.47	16	392 ±	2	465 ±	4	845 ±	22	383 ±	2						392.0 ±	2.0	
NW01-29	18	14	0.70	0.07662 ±	0.00199	2.00955 ±	0.06012	0.19023 ±	0.00162	0.05715 ±	0.00046	0.38	0	1193 ±	9	1119 ±	20	1111 ±	52	1123 ±	9		1111.0 ±	52.0					
NW01-15	184	14	0.07	0.09242 ±	0.00081	3.02172 ±	0.02890	0.23714 ±	0.00105	0.06982 ±	0.00033	0.44	3	1372 ±	5	1413 ±	7	1476 ±	17	1364 ±	6		1476.0 ±	17.0					
NW01-5	358	21	0.05	0.09936 ±	0.00092	3.62140 ±	0.04687	0.26474 ±	0.00238	0.07593 ±	0.00121	0.70	3	1514 ±	12	1554 ±	10	1612 ±	17	1479 ±	23		1612.0 ±	17.0					
Coordenadas UTM: 3533155N, 295917E (DATUM WGS84)																								Edad ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U media ponderada =	237.7 ± 0.9	(2 sigma, MSWD = 1.8, n = 12)			
Muestra TANC09-04 <i>Granodiorita leucocrática de biotita</i> (Centro Sierra Los Tanques) Probeta HARIM-5 (Junio 2009)																													
TANC04-25	203	16	0.07	0.05097 ±	0.00086	0.24865 ±	0.00433	0.03538 ±	0.00017	0.01114 ±	0.00006	0.32	0	224 ±	1.0	225 ±	4	239 ±	36	224 ±	1						224.0 ±	1.0	
TANC04-14	621	113	0.17	0.05139 ±	0.00057	0.25650 ±	0.00306	0.03623 ±	0.00017	0.01156 ±	0.00015	0.37	1	229 ±	1.0	232 ±	2	258 ±	24	232 ±	3						229.0 ±	1.0	
TANC04-17	2495	1302	0.48	0.05245 ±	0.00052	0.26240 ±	0.00284	0.03630 ±	0.00015	0.01160 ±	0.00014	0.40	3	230 ±	0.9	237 ±	2	305 ±	21	233 ±	3						229.9 ±	0.9	
TANC04-23	1523	633	0.38	0.05058 ±	0.00049	0.25386 ±	0.00266	0.03643 ±	0.00015	0.01125 ±	0.00014	0.38	0	231 ±	0.9	230 ±	2	222 ±	21	226 ±	3						230.7 ±	0.9	
TANC04-21	1567	600	0.35	0.05030 ±	0.00050	0.25285 ±	0.00273	0.03648 ±	0.00015	0.01138 ±	0.00014	0.39	-1	231 ±	0.9	229 ±	2	209 ±	21	229 ±	3						231.0 ±	0.9	
TANC04-3	1825	639	0.32	0.05201 ±	0.00052	0.26271 ±	0.00288	0.03668 ±	0.00017	0.01132 ±	0.00014	0.41	2	232 ±	1.0	237 ±	2	286 ±	21	228 ±	3						232.0 ±	1.0	
TANC04-12	835	232	0.25	0.05096 ±	0.00112	0.25902 ±	0.00596	0.03687 ±	0.00016	0.01161 ±	0.00006	0.27	0	233 ±	1.0	234 ±	5	239 ±	47	233 ±	1						233.0 ±	1.0	
TANC04-9	1487	752	0.46	0.05099 ±	0.00049	0.25989 ±	0.00273	0.03699 ±	0.00015	0.01158 ±	0.00014	0.40	0	234 ±	0.9	235 ±	2	240 ±	21	233 ±	3						234.1 ±	0.9	
TANC04-16	280	148	0.48	0.05072 ±	0.00061	0.26322 ±	0.00337	0.03765 ±	0.00017	0.01145 ±	0.00015	0.34	0	238 ±	1.0	237 ±	3	228 ±	26	230 ±	3						238.0 ±	1.0	
TANC04-29	122	32	0.24	0.05110 ±	0.00092	0.26540 ±	0.00509	0.03767 ±	0.00025	0.01209 ±	0.00028	0.34	0	238 ±	2.0	239 ±													

Tabla 3. (Continuación). Datos analíticos de U-Th-Pb obtenidos por LA-ICP-MS en zircones de granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques, NW Sonora, México.

Número de análisis	U* (ppm)	Th* (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	Rho %	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U error
				(%)	(%)	(%)	(%)	disc."	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)
TANCO4-30	66	18	0.25	0.09513 ± 0.00114	3.11800 ± 0.04240	0.23787 ± 0.00152	0.06954 ± 0.00111	0.47	4	1376 ± 8.0	1437 ± 10	1531 ± 21	1359 ± 21	1531 ± 21		
TANCO4-18	206	58	0.26	0.09615 ± 0.00095	3.12090 ± 0.04052	0.23558 ± 0.00198	0.06969 ± 0.00132	0.65	5	1364 ± 10.0	1438 ± 10	1551 ± 17	1362 ± 25	1551 ± 17		
TANCO4-26	207	19	0.09	0.09862 ± 0.00099	3.80400 ± 0.04778	0.27934 ± 0.00212	0.07912 ± 0.00119	0.60	0	1588 ± 11.0	1594 ± 10	1598 ± 17	1539 ± 22	1598 ± 17		
TANCO4-4	252	53	0.19	0.09939 ± 0.00097	3.28050 ± 0.03804	0.23935 ± 0.00148	0.06229 ± 0.00081	0.54	6	1383 ± 8.0	1476 ± 9	1613 ± 17	1221 ± 15	1613 ± 17		
TANCO4-28	305	87	0.26	0.10302 ± 0.00099	3.64210 ± 0.04459	0.25641 ± 0.00195	0.07074 ± 0.00099	0.62	6	1471 ± 10.0	1559 ± 10	1679 ± 16	1382 ± 19	1679 ± 16		
TANCO4-19	168	108	0.59	0.10531 ± 0.00105	4.36440 ± 0.04786	0.30000 ± 0.00135	0.08480 ± 0.00102	0.42	1	1691 ± 7.0	1706 ± 9	1720 ± 17	1645 ± 19	1720 ± 17		
TANCO4-10	225	49	0.20	0.11853 ± 0.00119	1.26310 ± 0.01424	0.07726 ± 0.00040	0.13241 ± 0.00172	0.450	42	480 ± 2.0	829 ± 6	1934 ± 17	2513 ± 31	1934 ± 17		

Coordenadas UTM: 352050N, 300123E (DATUM WGS84)

Edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U media ponderada = **230.9 ± 1.4**
(2 sigma, MSWD = 2.1, n = 6)

Muestra **LeucoCen-1** **Granodiorita leucocrática de biotita** (Centro Sierra Los Tanques) Probeta HARIM-8 (Febrero 2010)

Leuco1-17	6455	350	0.05	0.05061 ± 0.00061	0.20259 ± 0.00292	0.02899 ± 0.00023	0.01148 ± 0.00021	0.55	2	184 ± 1	187 ± 2	223 ± 26	231 ± 4			184.0 ± 1.0
Leuco1-28	2233	514	0.21	0.05012 ± 0.00065	0.20704 ± 0.00319	0.02992 ± 0.00025	0.01092 ± 0.00016	0.54	1	190 ± 2	191 ± 3	201 ± 28	220 ± 3			190.0 ± 2.0
Leuco1-14	1928	361	0.17	0.05126 ± 0.00067	0.21302 ± 0.00324	0.03010 ± 0.00024	0.01149 ± 0.00017	0.51	3	191 ± 2	196 ± 3	253 ± 28	231 ± 3			191.0 ± 2.0
Leuco1-29	3623	1979	0.50	0.05113 ± 0.00061	0.21251 ± 0.00302	0.03010 ± 0.00023	0.00896 ± 0.00013	0.54	3	191 ± 1	196 ± 3	247 ± 26	180 ± 3			191.0 ± 1.0
Leuco1-8	2310	487	0.19	0.05075 ± 0.00061	0.21145 ± 0.00303	0.03018 ± 0.00024	0.01175 ± 0.00019	0.54	2	192 ± 2	195 ± 3	229 ± 27	236 ± 4			192.0 ± 2.0
Leuco1-16	2485	404	0.15	0.05060 ± 0.00061	0.21439 ± 0.00310	0.03065 ± 0.00025	0.01136 ± 0.00017	0.55	1	195 ± 2	197 ± 3	223 ± 26	228 ± 3			195.0 ± 2.0
Leuco1-3	3282	654	0.18	0.05041 ± 0.00060	0.21743 ± 0.00314	0.03129 ± 0.00025	0.01281 ± 0.00019	0.57	1	199 ± 2	200 ± 3	214 ± 26	257 ± 4			199.0 ± 2.0
Leuco1-22	1455	146	0.09	0.05079 ± 0.00071	0.24348 ± 0.00449	0.03471 ± 0.00042	0.01217 ± 0.00021	0.65	0	220 ± 3	221 ± 4	231 ± 30	244 ± 4			220.0 ± 3.0
Leuco1-13	1158	97	0.08	0.05109 ± 0.00082	0.24994 ± 0.00515	0.03553 ± 0.00046	0.01192 ± 0.00023	0.63	1	225 ± 3	227 ± 4	245 ± 35	240 ± 5			225.0 ± 3.0
Leuco1-18	1313	74	0.05	0.05136 ± 0.00067	0.25213 ± 0.00464	0.03549 ± 0.00046	0.01170 ± 0.00026	0.71	1	225 ± 3	228 ± 4	257 ± 28	235 ± 5			225.0 ± 3.0
Leuco1-5	706	37	0.05	0.05109 ± 0.00072	0.25377 ± 0.00485	0.03595 ± 0.00047	0.01147 ± 0.00032	0.68	1	228 ± 3	230 ± 4	245 ± 31	231 ± 6			228.0 ± 3.0
Leuco1-1	1040	138	0.12	0.04997 ± 0.00075	0.25060 ± 0.00532	0.03626 ± 0.00054	0.01183 ± 0.00021	0.71	-1	230 ± 3	227 ± 4	194 ± 33	238 ± 4			230.0 ± 3.0
Leuco1-30	4182	273	0.06	0.05474 ± 0.00092	0.29007 ± 0.01038	0.03843 ± 0.00104	0.01200 ± 0.00032	0.91	6	243 ± 6	259 ± 8	402 ± 36	241 ± 6			243.0 ± 6.0
Leuco1-31	932	328	0.32	0.05324 ± 0.00164	0.28192 ± 0.01003	0.03841 ± 0.00040	0.01203 ± 0.00012	0.58	4	243 ± 2	252 ± 8	339 ± 66	242 ± 2			243.0 ± 2.0
Leuco1-21	608	22	0.03	0.05025 ± 0.00080	0.27376 ± 0.00492	0.03937 ± 0.00032	0.01220 ± 0.00040	0.46	-1	249 ± 2	246 ± 4	207 ± 35	245 ± 8			249.0 ± 2.0
Leuco1-12	248	6	0.02	0.05193 ± 0.00088	0.28295 ± 0.00555	0.03953 ± 0.00039	0.00849 ± 0.00053	0.50	1	250 ± 2	253 ± 4	282 ± 36	171 ± 11			250.0 ± 2.0
Leuco1-19	336	3	0.01	0.05147 ± 0.00103	0.28706 ± 0.00642	0.04041 ± 0.00040	0.01450 ± 0.00113	0.45	0	255 ± 2	256 ± 5	262 ± 43	291 ± 23			255.0 ± 2.0
Leuco1-32	1065	27	0.02	0.05475 ± 0.00081	0.33751 ± 0.00818	0.04471 ± 0.00080	0.01396 ± 0.00026	0.79	4	282 ± 5	295 ± 6	402 ± 31	280 ± 5			282.0 ± 5.0
Leuco1-15	1343	111	0.08	0.05279 ± 0.00086	0.36395 ± 0.00880	0.05000 ± 0.00071	0.01568 ± 0.00025	0.73	0	315 ± 4	315 ± 7	320 ± 35	314 ± 5			315.0 ± 4.0
Leuco1-34	398	98	0.23	0.05549 ± 0.00089	0.40226 ± 0.00781	0.05244 ± 0.00058	0.02051 ± 0.00037	0.56	4	329 ± 4	343 ± 6	432 ± 34	410 ± 7			329.0 ± 4.0
Leuco1-26	827	175	0.20	0.06372 ± 0.00083	0.57933 ± 0.00987	0.06274 ± 0.00069	0.01334 ± 0.00021	0.64	16	392 ± 4	464 ± 6	732 ± 26	268 ± 4			392.0 ± 4.0
Leuco1-35	721	50	0.06	0.06693 ± 0.00080	0.62715 ± 0.00919	0.06606 ± 0.00055	0.01673 ± 0.00038	0.58	17	412 ± 3	494 ± 6	836 ± 23	335 ± 8			412.0 ± 3.0
Leuco1-27	817	55	0.06	0.06642 ± 0.00113	0.75557 ± 0.03697	0.08250 ± 0.00330	0.02518 ± 0.00100	0.94	11	511 ± 20	571 ± 21	820 ± 33	503 ± 20			511.0 ± 20.0
Leuco1-7	1043	101	0.09	0.07930 ± 0.00114	1.08638 ± 0.02679	0.09935 ± 0.00165	0.02974 ± 0.00050	0.77	18	611 ± 10	747 ± 13	1180 ± 27	592 ± 10			611.0 ± 10.0
Leuco1-4	2425	9	0.00	0.07478 ± 0.00081	1.35637 ± 0.01801	0.13154 ± 0.00100	0.03962 ± 0.00031	0.58	8	797 ± 6	870 ± 8	1063 ± 20	785 ± 6			797.0 ± 6.0
Leuco1-20	563	51	0.08	0.07461 ± 0.00082	1.70430 ± 0.02338	0.16501 ± 0.00135	0.05071 ± 0.00081	0.60	2	985 ± 7	1010 ± 9	1058 ± 21	1000 ± 16		1058 ± 21	
Leuco1-25	201	114	0.52	0.08355 ± 0.00155	2.37508 ± 0.06736	0.20616 ± 0.00285	0.06136 ± 0.00079	0.71	2	1208 ± 15	1235 ± 20	1282 ± 34	1204 ± 15		1282 ± 34	
Leuco1-2	75	49	0.60	0.08378 ± 0.00134	2.44490 ± 0.04613	0.21172 ± 0.00212	0.06447 ± 0.00110	0.53	1	1238 ± 11	1256 ± 14	1287 ± 29	1263 ± 21		1287 ± 29	
Leuco1-6	768	71	0.09	0.08424 ± 0.00120	1.41014 ± 0.03667	0.12141 ± 0.00232	0.03610 ± 0.00070	0.83	17	739 ± 13	893 ± 15	1298 ± 26	717 ± 14		1298 ± 26	
Leuco1-10	479	36	0.07	0.09141 ± 0.00118	2.61390 ± 0.05002	0.20740 ± 0.00269	0.06114 ± 0.00079	0.71	7	1215 ± 14	1305 ± 14	1455 ± 23	1199 ± 15		1455 ± 23	
Leuco1-11	840	44	0.05	0.09292 ± 0.00111	2.81860 ± 0.06334	0.21516 ± 0.00409	0.06340 ± 0.00127	0.85	8	1256 ± 22	1360 ± 17	1486 ± 21	1242 ± 24		1486 ± 21	
Leuco1-9	337	92	0.25	0.09702 ± 0.00116	3.18820 ± 0.04980	0.23785 ± 0.00238	0.06857 ± 0.00110	0.64	5	1376 ± 12	1454 ± 12	1568 ± 21	1341 ± 21		1568 ± 21	
Leuco1-23	1286	205	0.15	0.09975 ± 0.00142	3.17631 ± 0.08116	0.23095 ± 0.00420	0.06746 ± 0.00121	0.81	8	1339 ± 22	1451 ± 20	1619 ± 25	1319 ± 23		1619 ± 25	
Leuco1-33	306	137	0.41	0.10352 ± 0.00114	4.27530 ± 0.05866	0.29893 ± 0.00245	0.08114 ± 0.00122	0.60	0	1686 ± 12	1689 ± 11	1688 ± 19	1577 ± 23		1688 ± 19	

Coordenadas UTM: 3531666N, 297015E (DATUM WGS84)

Edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U media ponderada = **225.6 ± 4.7**
(2 sigma, MSWD = 1.6, n = 5)

Muestra **GranCen-4** **Granodiorita leucocrática de dos micas** (Centro Sierra Los Tanques) Probeta HARIM-9 (Junio 2010)

GranCen4-10	1395	185	0.12	0.05016 ± 0.00120	0.22088 ± 0.00674	0.03194 ± 0.00034	0.01008 ± 0.00017	0.68	0	203 ± 2	203 ± 6	202 ± 53	203 ± 3			203.0 ± 2.0
GranCen4-13	1317	184	0.12	0.05191 ± 0.00062	0.24846 ± 0.00356	0.03474 ± 0.00027	0.01167 ± 0.00016	0.55	2	220 ± 2	225 ± 3	281 ± 26	235 ± 3			220.0 ± 2.0
GranCen4-26	3218	269	0.07	0.05203 ± 0.00057	0.25133 ± 0.00340	0.03499 ± 0.00028	0.01137 ± 0.00020	0.59	3	222 ± 2	228 ± 3	287 ± 24	229 ± 4			222.0 ± 2.0
GranCen4-16	1337	97	0.06	0.05157 ± 0.00052	0.25170 ± 0.00339	0.03534 ± 0.00032	0.01187 ± 0.00018	0.66	2	224 ± 2	228 ± 3	266 ± 22	239 ± 4			224.0 ± 2.0
GranCen4-11	1820	174	0.08	0.05117 ± 0.00049	0.25055 ± 0.00311	0.03555 ± 0.00028	0.01191 ± 0.00023	0.64	1	225 ± 2	227 ± 3	248 ± 21	239 ± 5			225.0 ± 2.0
GranCen4-27	2195	288	0.12	0.05089 ± 0.00049	0.25136 ± 0.00302	0.03578 ± 0.00025	0.01155 ± 0.00014	0.60	0	225 ± 2	228 ± 2	236 ± 21	232 ± 3			227.0 ± 2.0
GranCen4-14	2957	549	0.16	0.06459 ± 0.00124	0.32023 ± 0.00745	0.03596 ± 0.00029	0.01101 ± 0.00012	0.48	19	228 ± 2	282 ± 6	761 ± 38	221 ± 2			228.0 ± 2.0

Continuación

Tabla 3. (Continuación). Datos analíticos de U-Th-Pb obtenidos por LA-ICP-MS en zircones de perno-tridiscos de Sierra Los Tanques, NW Sonora, México.

Número de análisis	U*	Th*	Th/U	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	Rho	%	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ error	²⁰⁷ Pb/ error	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb error	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U error
	(ppm)	(ppm)		(%)*	²³⁵ U* (%)*	²³⁸ U* (%)*	²³² Th* (%)*	disc.**		²³⁸ U (Ma)*	²³⁵ U (Ma)*	²⁰⁶ Pb (Ma)*	²⁰⁷ Pb (Ma)*	²³² Th (Ma)*	Edad (Ma)	(Ma)	Edad (Ma)
GranCen4-19	2162	253	0.10	0.05089 ± 0.00045	0.25359 ± 0.00295	0.03610 ± 0.00027	0.01213 ± 0.00013	0.65	0	229 ± 2	229 ± 2	236 ± 19	244 ± 3			229.0 ± 2.0	
GranCen4-7	1291	160	0.11	0.05341 ± 0.00215	0.26912 ± 0.01170	0.03654 ± 0.00031	0.01144 ± 0.00011	0.25	5	231 ± 2	242 ± 9	346 ± 87	230 ± 2			231.0 ± 2.0	
GranCen4-28	2326	241	0.09	0.05109 ± 0.00049	0.26066 ± 0.00316	0.03694 ± 0.00027	0.01268 ± 0.00043	0.61	0	234 ± 2	235 ± 3	245 ± 21	255 ± 9			234.0 ± 2.0	
GranCen4-21	1822	326	0.16	0.05138 ± 0.00051	0.26327 ± 0.00397	0.03716 ± 0.00030	0.01169 ± 0.00009	0.66	1	235 ± 2	237 ± 3	258 ± 22	235 ± 2			235.0 ± 2.0	
GranCen4-3	1269	111	0.08	0.05058 ± 0.00056	0.26174 ± 0.00367	0.03755 ± 0.00033	0.01164 ± 0.00015	0.61	-1	238 ± 2	236 ± 3	222 ± 24	234 ± 3			238.0 ± 2.0	
GranCen4-8	1129	245	0.19	0.05095 ± 0.00077	0.26614 ± 0.00592	0.03788 ± 0.00040	0.01193 ± 0.00012	0.71	0	240 ± 3	240 ± 5	239 ± 33	240 ± 2			240.0 ± 3.0	
GranCen4-22	1200	216	0.16	0.05108 ± 0.00056	0.26966 ± 0.00373	0.03834 ± 0.00032	0.01135 ± 0.00014	0.61	0	243 ± 2	242 ± 3	244 ± 24	228 ± 3			243.0 ± 2.0	
GranCen4-1	1659	36	0.02	0.05226 ± 0.00099	0.28031 ± 0.00794	0.03865 ± 0.00081	0.01424 ± 0.00065	0.74	3	244 ± 5	251 ± 6	297 ± 41	286 ± 13			244.0 ± 5.0	
GranCen4-5	902	134	0.13	0.05259 ± 0.00068	0.28394 ± 0.00502	0.03905 ± 0.00047	0.01193 ± 0.00013	0.68	3	247 ± 3	254 ± 4	311 ± 28	240 ± 3			247.0 ± 3.0	
GranCen4-24	508	147	0.26	0.05375 ± 0.00086	0.29332 ± 0.00537	0.03953 ± 0.00035	0.01185 ± 0.00015	0.49	4	250 ± 2	261 ± 4	361 ± 34	238 ± 3			250.0 ± 2.0	
GranCen4-15	744	142	0.17	0.05162 ± 0.00077	0.28334 ± 0.00489	0.03977 ± 0.00034	0.01212 ± 0.00022	0.50	1	251 ± 2	253 ± 4	269 ± 32	243 ± 4			251.0 ± 2.0	
GranCen4-9	955	229	0.21	0.05135 ± 0.00067	0.28178 ± 0.00447	0.03974 ± 0.00036	0.01180 ± 0.00014	0.57	0	251 ± 2	252 ± 4	257 ± 28	237 ± 3			251.0 ± 2.0	
GranCen4-17	487	51	0.09	0.05091 ± 0.00107	0.28856 ± 0.00646	0.04106 ± 0.00032	0.01138 ± 0.00027	0.34	-1	259 ± 2	257 ± 5	237 ± 46	229 ± 5			259.0 ± 2.0	
GranCen4-18	779	50	0.06	0.05107 ± 0.00061	0.28934 ± 0.00429	0.04108 ± 0.00036	0.01340 ± 0.00032	0.59	-1	260 ± 2	258 ± 3	244 ± 26	269 ± 6			260.0 ± 2.0	
GranCen4-2	1017	124	0.11	0.05430 ± 0.00065	0.31669 ± 0.00489	0.04191 ± 0.00041	0.01323 ± 0.00019	0.63	5	265 ± 3	279 ± 4	384 ± 25	266 ± 4			265.0 ± 3.0	
GranCen4-12	344	82	0.21	0.05894 ± 0.00112	0.38974 ± 0.00876	0.04786 ± 0.00057	0.02000 ± 0.00048	0.53	10	301 ± 4	334 ± 6	565 ± 39	400 ± 10			301.0 ± 4.0	
GranCen4-6	1053	96	0.08	0.05426 ± 0.00069	0.37832 ± 0.00663	0.04577 ± 0.00045	0.01580 ± 0.00015	0.61	2	318 ± 3	326 ± 5	382 ± 27	317 ± 3			318.0 ± 3.0	
GranCen4-29	1245	154	0.11	0.06585 ± 0.00066	0.52227 ± 0.00696	0.05625 ± 0.00049	0.01401 ± 0.00018	0.66	17	353 ± 3	427 ± 5	802 ± 20	281 ± 4			353.0 ± 3.0	

Coordenadas UTM: 3523362N, 300605E (DATUM WGS84)

Edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U media ponderada = **223.6 ± 3.4**
(2 sigma, MSWD = 1.8, n = 5)

Muestra **GranCen-3 Granodiorita leucocrática de dos micas** (Centro Sierra Los Tanques) Probeta HARIM-9 (Junio 2010)

GranCen3-2	4178	555	0.12	0.05880 ± 0.00071	0.26247 ± 0.00398	0.03245 ± 0.00030	0.00963 ± 0.00025	0.60	13	206 ± 2	237 ± 3	560 ± 26	194 ± 5			206.0 ± 2.0	
GranCen3-18	1708	375	0.20	0.05097 ± 0.00061	0.23129 ± 0.00310	0.03292 ± 0.00020	0.01113 ± 0.00020	0.45	1	209 ± 1	211 ± 3	239 ± 28	224 ± 4			209.0 ± 1.0	
GranCen3-1	3122	413	0.12	0.05135 ± 0.00062	0.23371 ± 0.00322	0.03301 ± 0.00022	0.01120 ± 0.00021	0.48	2	209 ± 1	213 ± 3	257 ± 28	225 ± 4			209.0 ± 1.0	
GranCen3-10	1736	324	0.17	0.05120 ± 0.00067	0.23363 ± 0.00338	0.03313 ± 0.00021	0.01118 ± 0.00020	0.43	1	210 ± 1	213 ± 3	250 ± 30	225 ± 4			210.0 ± 1.0	
GranCen3-11	3206	194	0.05	0.05259 ± 0.00063	0.24437 ± 0.00338	0.03366 ± 0.00023	0.01076 ± 0.00022	0.50	4	213 ± 1	222 ± 3	311 ± 28	216 ± 4			213.0 ± 1.0	
GranCen3-26	1941	400	0.18	0.05047 ± 0.00066	0.23341 ± 0.00337	0.03355 ± 0.00021	0.01127 ± 0.00020	0.42	0	213 ± 1	213 ± 3	217 ± 30	227 ± 4			213.0 ± 1.0	
GranCen3-14	2159	446	0.18	0.04996 ± 0.00075	0.23342 ± 0.00444	0.03388 ± 0.00026	0.01070 ± 0.00008	0.56	-1	215 ± 2	213 ± 4	193 ± 35	215 ± 2			215.0 ± 2.0	
GranCen3-3	1902	155	0.07	0.05199 ± 0.00074	0.24298 ± 0.00406	0.03390 ± 0.00023	0.01065 ± 0.00008	0.48	3	215 ± 1	221 ± 3	285 ± 33	214 ± 2			215.0 ± 1.0	
GranCen3-15	1356	400	0.26	0.05045 ± 0.00066	0.23694 ± 0.00354	0.03401 ± 0.00025	0.01103 ± 0.00019	0.48	0	216 ± 2	216 ± 3	216 ± 31	222 ± 4			216.0 ± 2.0	
GranCen3-24	2699	500	0.17	0.05272 ± 0.00098	0.24803 ± 0.00526	0.03412 ± 0.00021	0.01070 ± 0.00008	0.45	4	216 ± 1	225 ± 4	317 ± 42	215 ± 2			216.0 ± 1.0	
GranCen3-30	1409	146	0.09	0.05025 ± 0.00065	0.23547 ± 0.00351	0.03402 ± 0.00025	0.01096 ± 0.00021	0.50	0	216 ± 2	215 ± 3	207 ± 30	220 ± 4			216.0 ± 2.0	
GranCen3-9	2153	166	0.07	0.05110 ± 0.00061	0.24066 ± 0.00336	0.03417 ± 0.00024	0.01135 ± 0.00025	0.52	1	217 ± 1	219 ± 3	245 ± 28	228 ± 5			217.0 ± 1.0	
GranCen3-16	4418	209	0.04	0.05162 ± 0.00062	0.24610 ± 0.00352	0.03458 ± 0.00027	0.00836 ± 0.00028	0.54	2	219 ± 2	223 ± 3	269 ± 28	168 ± 6			219.0 ± 2.0	
GranCen3-23	2376	605	0.23	0.05092 ± 0.00061	0.24216 ± 0.00328	0.03448 ± 0.00022	0.01174 ± 0.00021	0.47	0	219 ± 1	220 ± 3	237 ± 28	236 ± 4			219.0 ± 1.0	
GranCen3-17	1931	411	0.19	0.05084 ± 0.00061	0.24302 ± 0.00336	0.03467 ± 0.00024	0.01160 ± 0.00020	0.50	0	220 ± 1	221 ± 3	234 ± 28	233 ± 4			220.0 ± 1.0	
GranCen3-25	2398	187	0.07	0.05062 ± 0.00061	0.24471 ± 0.00341	0.03503 ± 0.00025	0.01253 ± 0.00024	0.50	0	222 ± 2	222 ± 3	224 ± 28	252 ± 5			222.0 ± 2.0	
GranCen3-22	2437	383	0.14	0.05110 ± 0.00061	0.24836 ± 0.00346	0.03524 ± 0.00025	0.01176 ± 0.00021	0.52	1	223 ± 2	225 ± 3	245 ± 28	236 ± 4			223.0 ± 2.0	
GranCen3-5	1313	91	0.06	0.05058 ± 0.00071	0.24676 ± 0.00404	0.03541 ± 0.00030	0.01190 ± 0.00026	0.51	0	224 ± 2	224 ± 3	222 ± 33	239 ± 5			224.0 ± 2.0	
GranCen3-7	2207	242	0.10	0.05123 ± 0.00061	0.24979 ± 0.00347	0.03536 ± 0.00025	0.01214 ± 0.00022	0.52	1	224 ± 2	226 ± 3	251 ± 28	244 ± 4			224.0 ± 2.0	
GranCen3-8	1754	159	0.08	0.05181 ± 0.00067	0.25256 ± 0.00377	0.03535 ± 0.00026	0.01218 ± 0.00024	0.50	2	224 ± 2	229 ± 3	277 ± 30	245 ± 5			224.0 ± 2.0	
GranCen3-13	5758	174	0.03	0.05210 ± 0.00068	0.25371 ± 0.00386	0.03532 ± 0.00028	0.01746 ± 0.00136	0.51	3	224 ± 2	230 ± 3	290 ± 30	350 ± 27			224.0 ± 2.0	
GranCen3-4	9508	958	0.09	0.05557 ± 0.00113	0.27163 ± 0.00670	0.03545 ± 0.00035	0.01105 ± 0.00013	0.59	8	225 ± 2	244 ± 5	435 ± 46	222 ± 3			225.0 ± 2.0	
GranCen3-21	1208	212	0.16	0.04996 ± 0.00065	0.24612 ± 0.00373	0.03568 ± 0.00028	0.01134 ± 0.00020	0.51	-1	226 ± 2	223 ± 3	193 ± 30	228 ± 4			226.0 ± 2.0	
GranCen3-12	1785	115	0.06	0.05131 ± 0.00067	0.25396 ± 0.00373	0.03588 ± 0.00024	0.01248 ± 0.00024	0.46	1	227 ± 1	230 ± 3	255 ± 30	251 ± 5			227.0 ± 1.0	
GranCen3-19	5422	269	0.04	0.05174 ± 0.00080	0.25575 ± 0.00450	0.03585 ± 0.00025	0.01127 ± 0.00008	0.45	2	227 ± 2	231 ± 4	274 ± 36	227 ± 2			227.0 ± 2.0	
GranCen3-20	1106	141	0.11	0.05055 ± 0.00071	0.25549 ± 0.00416	0.03666 ± 0.00030	0.01169 ± 0.00022	0.51	0	232 ± 2	231 ± 3	220 ± 33	235 ± 4			232.0 ± 2.0	
GranCen3-28	3819	301	0.07	0.05345 ± 0.00090	0.27502 ± 0.00534	0.03732 ± 0.00026	0.01168 ± 0.00011	0.52	4	236 ± 2	247 ± 4	348 ± 38	235 ± 2			236.0 ± 2.0	
GranCen3-6	1326	93	0.06	0.05117 ± 0.00072	0.26348 ± 0.00424	0.03732 ± 0.00029	0.01185 ± 0.00025	0.49	0	236 ± 2	237 ± 3	248 ± 33	238 ± 5			236.0 ± 2.0	
GranCen3-27	604	87	0.13	0.05141 ± 0.00087	0.28561 ± 0.00539	0.04036 ± 0.00033	0.01282 ± 0.00028	0.44	0	255 ± 2	255 ± 4	259 ± 39	257 ± 6			255.0 ± 2.0	

Coordenadas UTM: 3521666N, 298295E (DATUM WGS84)

Edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U media ponderada = **221.1 ± 1.7**
(2 sigma, MSWD = 2.0, n = 9)

*Las concentraciones de U y Th (ppm) son calculadas con relación al análisis del vidrio estándar NIST 612.

†Relaciones isotópicas corregidas con relación al análisis de un zircon estándar de edad conocida (PLE, Plešovice = ~337 Ma; Sláma et al., 2008) aplicando el método de Andersen (2002) para la corrección de Pb común.

‡Todos los errores en las relaciones isotópicas y edades están reportados a nivel 1 sigma con la excepción de la edad media ponderada reportada a 2 sigma.

§Porcentaje de discordancia obtenido con la ecuación [(edad ²⁰⁷Pb/²³⁵U - edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U)/(edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U)]*100 propuesta en Ludwig (2001). Valores positivos indican discordancias normales y valores negativos discordancias inversas.

descartaron por no proporcionar datos coherentes, posiblemente, debido a la ablación de una mezcla importante de diferentes dominios de edad en los zircones al momento del análisis. Tampoco se puede descartar que estos análisis representen mezcla de zircón con inclusiones de otros minerales, comúnmente apatitos o simplemente por problemas puntuales con la instrumentación. Los datos se graficaron en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura 14A) en donde se observan algunos zircones discordantes (2–14%) que representan herencias con edades proterozoicas. Destaca la presencia de un zircón heredado con edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1700 ± 17 Ma (zircón/análisis 15, Figura B9), edad muy común para el basamento metaígneo presente en la región. Se realizó un acercamiento a los análisis más jóvenes (Figura 14B) en donde se observa una dispersión de los datos a lo largo de la línea de concordia con diferentes grados de discordancia, aunque algunos de estos análisis son concordantes. Una agrupación de cuatro análisis, relativamente concordantes, representados con elipses y cuadrados de color negro, permite calcular una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 257 ± 5 Ma (2s, MSWD = 2.4, n = 4; Figura 14C) interpretada como la edad de cristalización del protolito de este ortogneis. Los análisis con elipses y cuadrados de color gris no fueron utilizados para el cálculo de esta edad debido a que representan zircones que han sufrido diferentes grados de pérdida de Pb, o en el caso de zircones más viejos, con diferentes grados de herencia en los cuales se muestreo parte de un núcleo o simplemente dominios más viejos del zircón.

5.1.2 Gneis de biotita (GneisSur-1)

Esta muestra de gneis de biotita GneisSur-1 fue recolectada en el sector sureste de Sierra Los Tanques (Figura 5). Para determinar la edad de cristalización de esta roca se fecharon 30 granos de zircón, seleccionados después de caracterizar aproximadamente 100 zircones mediante imágenes de catodoluminiscencia, luz reflejada y transmitida. Los zircones de esta muestra tienen tamaños entre 100–150 μm y son transparentes con tonos amarillos claros. Los cristales son subhedrales a euhedrales, la mayoría con morfologías prismáticas alargadas con bordes y puntas redondeadas. Las imágenes de catodoluminiscencia (Figura B10) revelan la ausencia de una clara zonación para la mayoría de los zircones. Se infiere que esta zonación ha sido obliterada por el grado de metamorfismo que presenta esta roca. En algunos cristales se aprecian herencias, las cuales fueron confirmadas por las edades U-Pb individuales de los zircones analizados. En general, los cristales de zircón muestran buena luminiscencia, excepto algunos zircones con dominios más oscuros ricos en U (p.ej., zircones/análisis #2, 19 y 30, Figura B10) como lo indican las concentraciones de este elemento (Tabla 3). Algunos zircones exhiben texturas internas complejas (p.ej. zircones 11, 12 y 18, Figura B10), quizá producto de recristalización por metamorfismo o hidrotermalismo como lo revelan las relaciones muy bajas de Th/U (≤ 0.02 , Tabla 3). Las concentraciones de U para los zircones analizados son moderadas y van de 332–6125 ppm; las más altas pertenecen a los zircones más jóvenes que habrían perdido Pb como se discutirá más adelante. El

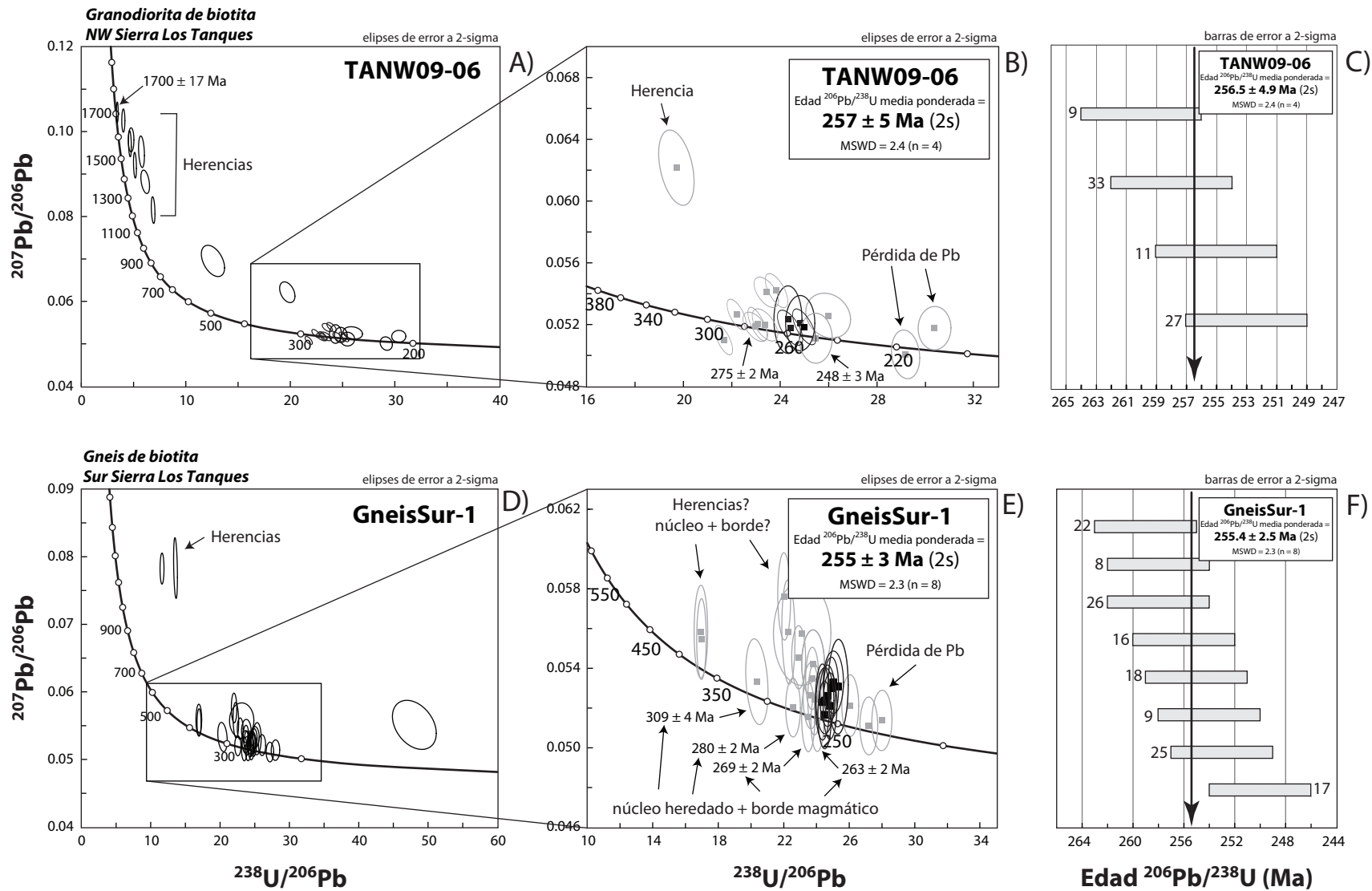


Figura 14. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zirrones de rocas pérmicas de Sierra Los Tanques utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). (A) y (D) Gráficos de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zirrones analizados de las muestras TANW09-06 y GneisSur1. (B) y (E) Acercamientos a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada calculada para cada muestra. Los análisis representados por las elipses y cuadrados de color negro fueron empleados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que los análisis en color gris (elipses y cuadrados) fueron descartados para este cálculo debido a que representan zirrones con diferentes grados de herencias y/o pérdida de Pb. (C) y (F) Gráficos de media ponderada mostrando los análisis empleados para calcular la edad media ponderada.

contenido de Th es bajo variando de 4–331 ppm, predominando las concentraciones <100 ppm, mientras que las relaciones Th/U también son muy bajas, en un rango entre 0.01–0.32, prevaleciendo relaciones ≤ 0.02 . Estas relaciones tan bajas de Th/U son típicas de zirrones que se han formado durante metamorfismo de alto grado (*e.g.*, Williams y Claesson, 1987; Maas *et al.*, 1992; Rubatto, 2002; entre otros) o zirrones asociados con interacciones fluido-mineral en estadios tardíos, a temperaturas moderadas a altas, durante la cristalización de los zirrones (*e.g.*, Vavra *et al.*, 1999; Harley *et al.*, 2001; Carson *et al.*, 2002). De los 30 zirrones analizados, solamente de 28 se obtuvieron edades, mientras que dos análisis se descartaron debido a causas analíticas expuestas previamente en la muestra anterior. Los análisis se graficaron en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura 14D y 14E) en donde se observan tres análisis altamente discordantes (>10%; Tabla 3) que se descartaron al final para el cálculo de la edad media ponderada. Estos análisis representan zirrones con diversos grados de herencia (zircón/análisis 20 y 28) como lo revelan las imágenes de cátodoluminiscencia (Figura B10) y pérdida de Pb como lo sugerirían las altas concentraciones de U (p.ej., análisis más joven #2 con 6125 ppm; Tabla 3). En el diagrama de concordia de la Figura 14E se realizó un acercamiento para visualizar mejor los datos de los zirrones más jóvenes, observándose una población importante, pero bastante dispersa, de zirrones con edades permo-triásicas con diversos grados de discordancia (0–9%). Los ocho análisis, relativamente concordantes ($\leq 3\%$), representados por elipses y cuadrados de color negro, fueron los empleados para calcular la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de **255 ± 3Ma** (2s, MSWD = 2.3, n = 8; Figura 14F) que se interpreta como la edad de cristalización del protolito de esta roca gnéissica. Los datos representados por elipses y cuadrados de color gris son análisis descartados para el cálculo de la edad por representar zirrones con algún grado de herencia y/o pérdida de Pb. Algunos de estos análisis también representan la presencia de Pb común, efecto que puede deducirse cuando la edad $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ del zircon es más vieja que la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Tabla 3). No se puede descartar que también exista una combinación de análisis de herencia/núcleo o dominio más viejo + borde como se observa en las imágenes de cátodoluminiscencia (p.ej., zirrones/análisis 13 y 24; Figura B10) y sea por este efecto que existan análisis con edades ligeramente más viejas con respecto a los análisis empleados para calcular la edad media ponderada. De aquí, la importancia de realizar los estudios de cátodoluminiscencia pre-ablación de buena calidad para seleccionar los lugares o dominios a fechar y post-ablación para realizar interpretaciones geocronológicas de los datos.

5.1.3 Granodiorita leucocrática de biotita y granate (aplita) (TANSE09-01)

Esta granodiorita leucocrática de biotita y granate TANSE09-01 se recolectó en el sector sureste de Sierra Los Tanques (Figura 5). Un total de 30 zirrones obtenidos de este leucogranito se fecharon para determinar su edad de cristalización. Después de analizar los zirrones, cuatro de estos análisis se descartaron por causas analíticas que se han discutido anteriormente. Los cristales de zircón de este

leucogranito son principalmente incoloros, algunos muestran tonos amarillos con tamaños que varían entre 100–300 μm . Los zircons son subhedrales a euhedrales con formas prismáticas alargadas, algunos granos tienen bordes y puntas bien definidas y otros muestran estas últimas, un poco redondeadas. En las imágenes de catodoluminiscencia (Figura B11) se aprecian pocas, pero claras, herencias (semillas o núcleos redondeados) con alta luminiscencia, algunas rodeadas por dominios pocos luminiscentes de color oscuro, ricos en U y otros mostrando una ligera zonación oscilatoria de nuevo crecimiento, típica de origen magmático (p.ej., zircons 1, 2, 14, 18, 21 y 27). Algunas de estas herencias han sido confirmadas por las edades U-Pb individuales obtenidas en los zircons (p.ej., zircón/análisis 3, 6, 8, 19 y 25). En general, los zircons muestran estructuras internas (texturas) complejas (p.ej., zircón 16) formadas posiblemente por procesos de recristalización por metamorfismo de alta temperatura o hidrotermalismo como se infiere por las bajas relaciones de Th/U <0.1 (Tabla 3). Las concentraciones de U y Pb para los zircons de esta muestra son de 47–1479 ppm y 1–137 ppm, respectivamente, con relaciones Th/U entre 0.01–0.36, predominando valores <0.1 (Tabla 3). Los 26 datos de zircons fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura 15A) en donde se puede apreciar la presencia de zircons heredados, identificados en las imágenes de catodoluminiscencia, ligeramente discordantes (1–5%), con edades proterozoicas entre 1.2–1.6 Ga, que son bastante comunes para rocas de basamento presente en la región. Un acercamiento a los datos más jóvenes de edad permo-triásica (Figura 15B) muestra una gran dispersión de los análisis con algunos zircons concordantes, pero la mayoría de estos, ligeramente discordantes (-2 a 2%). La agrupación de cinco análisis, representados por elipses y cuadrados de color negro, fue empleada para calcular una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de **254 \pm 2 Ma** (2s, MSWD = 2.5, n = 5; Figura 15C), interpretada como la edad de cristalización de este leucogranito con granate. El resto de los análisis representados por las elipses y cuadrados de color gris no fueron utilizados para el cálculo de la edad debido a que son zircons que posiblemente han sufrido una pérdida de Pb radiogénico (análisis más jóvenes) o representan análisis en donde se ha muestreado (ablacionado) zonas con herencia + borde, o simplemente dominios más viejos del zircón (p.ej. zircón/análisis 4, 5, 9 y 24).

5.1.4 Monzogranito de biotita (CG09-10)

Esta muestra de monzogranito de biotita CG09-10 fue recolectada en el sector noroeste de Sierra Los Tanques (Figura 3). Para esta muestra se seleccionaron 35 granos de zircón para su fechamiento U-Pb con el fin de determinar la edad de cristalización del protolito del ortogneis. De esta muestra, solamente se obtuvieron datos de 32 zircons debido a que el resto no presentó una buena señal analítica. Los zircons extraídos de esta roca son generalmente incoloros, aunque algunos muestran un color amarillo pálido. Tienen tamaños entre 100–250 μm , predominando los granos grandes $>200 \mu\text{m}$. Los cristales son principalmente euhedrales con morfologías prismáticas bien definidas y alargadas, con bordes y puntas

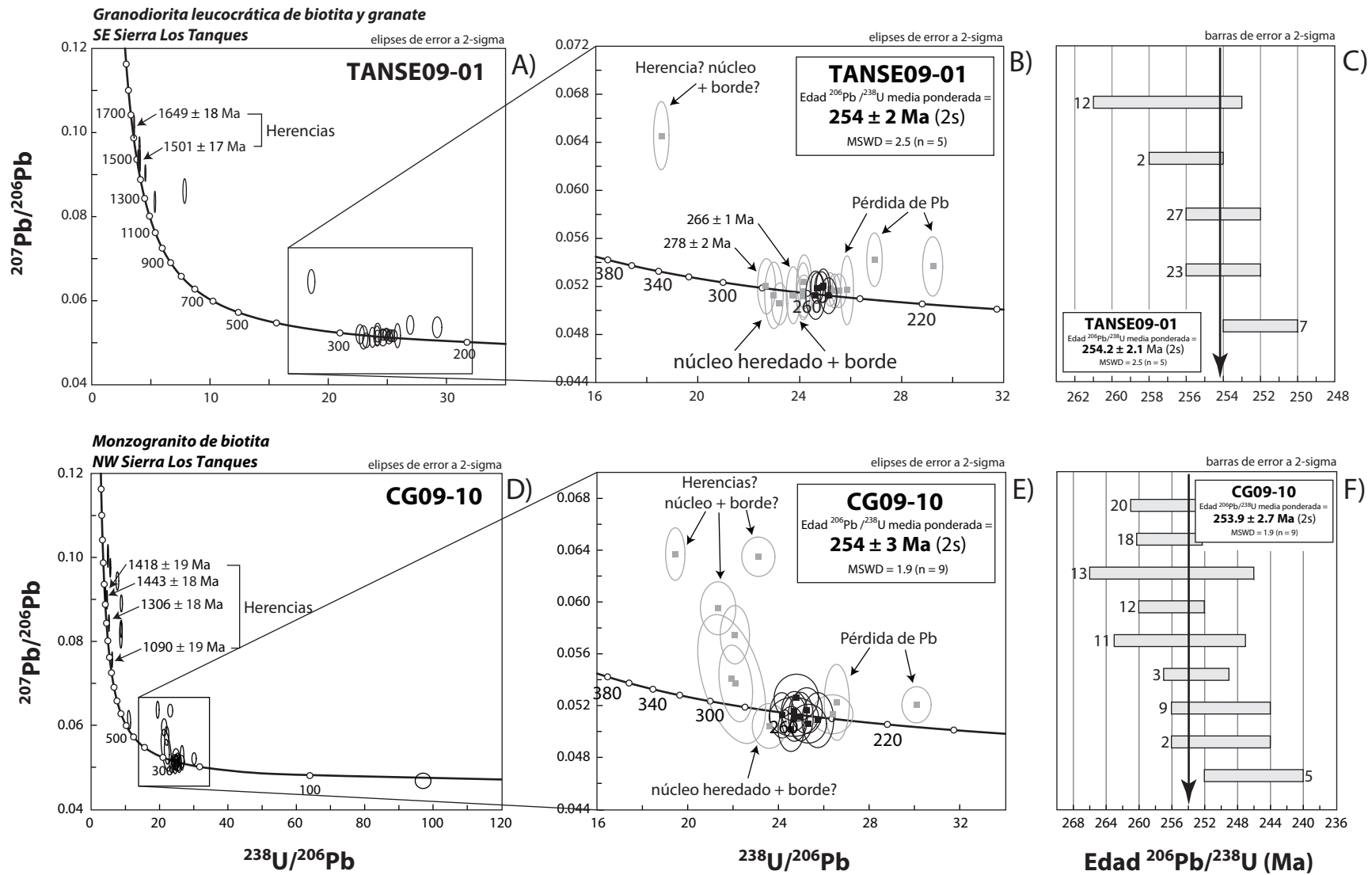


Figura 15. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zirrones de rocas pérmicas de Sierra Los Tanques utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). (A) y (D) Gráficos de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zirrones analizados de las muestras TANSE09-01 y CG09-10. (B) y (E) Acercamientos a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada calculada para cada muestra. Los análisis representados por las elipses y cuadrados de color negro fueron empleados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que los análisis en color gris (elipses y cuadrados) fueron descartados para este cálculo debido a que representan zirrones con diferentes grados de herencias y/o pérdida de Pb. (C) y (F) Gráficos de media ponderada mostrando los análisis empleados para calcular la edad media ponderada.

igualmente bien delimitadas, aunque ligeramente redondeadas. Las imágenes de catodoluminiscencia (Figura B12) revelan la naturaleza ígnea de los zircones con una zonación oscilatoria bien marcada para todos los granos, típica de crecimiento magmático. Algunos zircones muestran claramente, dentro de su estructura, semillas o núcleos heredados que se pueden distinguir fácilmente por su alta luminiscencia y que son corroborados por las edades U-Pb individuales obtenidas de estos granos. Los contenidos de U para los zircones analizados son de 260–3584 ppm (Tabla 3), los valores más altos de 3584 ppm y 1908 ppm corresponden a los análisis más jóvenes (zircón/análisis 32 y 15; Tabla 3) que se interpretan como zircones que han sufrido diversos grados de pérdida de Pb. Por otro lado, las concentraciones de Th varían de 7–1505 ppm, mientras que las relaciones Th/U se encuentran en un rango entre 0.01–0.73, predominando los valores >0.1 (Tabla 3), típicas de zircones magmáticos (*e.g.*, Maas *et al.*, 1992; Gebauer *et al.*, 1997). Los datos fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura 15D) en donde se muestra la presencia de las herencias observadas en las imágenes de catodoluminiscencia. La mayoría de estos zircones heredados, de edad mesoproterozoica, tiene grados de discordancia altos >10% (entre 12–22%, Tabla 3), mientras que cuatro zircones tienen discordancias <5%. Cabe destacar la presencia de dos zircones concordantes (0 y 1%) con edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1090 ± 19 Ma y 1443 ± 18 Ma, cuya procedencia pudiera asociarse al basamento ígneo mesoproterozoico presente en la región. Un acercamiento a los datos más jóvenes permite visualizar una población de nueve análisis, relativamente concordantes, que están representados por las elipses y cuadrados de color negro en la Figura 15E y los cuales se emplearon para calcular una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de **254 ± 3 Ma** (2s, MSWD = 1.9, n = 9; Figura 15F). Esta edad se interpreta como la edad de cristalización del monzogranito de biotita. Por otra parte, los análisis representados por elipses y cuadrados de color gris no se utilizaron para calcular la edad media ponderada ya que son análisis que podrían explicarse como zircones que han experimentado cierta pérdida de Pb, como en el caso de los análisis más jóvenes, o representan zircones discordantes con diferentes grados de herencia. Incluso, algunos datos representan análisis en donde se muestreo (ablacionó) parte de un núcleo o herencia + borde magmático (p.ej. zircón/análisis 19, 30 y 35; Figura B12).

5.1.5 Granodiorita leucocrática de biotita (TANSE-09)

La muestra de granodiorita leucocrática de biotita TANSE-09 fue recolectada en el sector sureste de Sierra Los Tanques (Figura 5). Se analizaron 35 zircones para determinar la edad de cristalización de este leucogranito, de los cuales solamente de un zircón no se obtuvo la edad debido a problemas analíticos. Los zircones encontrados en esta roca son generalmente incoloros y euhédricos con formas prismáticas alargadas muy bien definidas con bordes y puntas ligeramente redondeadas. Los tamaños varían ampliamente entre 100–250 μm , pues se pueden encontrar desde bastante alargados >200 μm hasta cortos ≤ 100 μm . Las imágenes de catodoluminiscencia (Figura B13) revelan estructuras internas típicas

de crecimiento magmático con una zonación oscilatoria bien definida para la mayoría de los zircones. También se observan un gran número de semillas o núcleos heredados que destacan por su alta luminiscencia dentro de la estructura interna de los cristales. Estas herencias han sido confirmadas por las edades U-Pb individuales obtenidas de algunos zircones. Las concentraciones de U para los zircones analizados son de moderadas a altas y oscilan de 207–4518 ppm (Tabla 3). Los valores más altos de U (2165–4518 ppm) representan los análisis más jóvenes que se interpretan como zircones que han experimentado cierto grado de pérdida de Pb. Por otro lado, el contenido de Th varía entre 28-551 ppm con relaciones Th/U en un rango entre 0.03–0.42, prevaleciendo los valores >0.1 (Tabla 3). Como se aprecia en el diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura 16A), existe un número elevado de zircones heredados de edad proterozoica (1591–1758 Ma) con diferentes grados de discordancia (-2 a 10%) pero algunos de estos más concordantes con valores entre -2 y 3%. Se destaca la presencia de dos análisis concordantes con edades de 1351 ± 28 Ma y 1643 ± 20 Ma que corresponden a núcleos heredados como se muestra en las imágenes de cátodoluminiscencia. Estas edades pueden ser fácilmente explicadas ya que son comunes para el basamento granítico metaígneo de la región. Existen también otros análisis altamente discordantes (15–25%) que corresponden al muestreo de la combinación de un núcleo heredado + borde magmático como se observa en la imágenes de cátodoluminiscencia (p.ej., zircón/análisis 8, 18, 28 y 34; Figura B12). En el diagrama de concordia de la Figura 16B, se observa un acercamiento a los zircones más jóvenes de edad permo-triásica. Una población de 7 análisis, relativamente concordantes (<4%), representados por las elipses y cuadrados de color negro, fueron empleados para calcular una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 252 ± 3 Ma (2s, MSWD = 0.69, n = 7; Figura 16C). Esta edad media ponderada se interpreta como la edad de cristalización de este leucogranito de biotita. Los análisis más jóvenes, representados por elipses y cuadrados de color gris, no fueron utilizados para este cálculo debido a que representan zircones que han sufrido diversos grados de pérdida de Pb como lo indican las concentraciones altas de U (2165–4518 ppm). Por otro lado, el resto de los análisis en color gris, que tampoco se emplearon para determinar la edad media ponderada, representan análisis en donde se ha muestreado (ablacionado) una combinación de diferentes dominios de edad (parte de un núcleo heredado + borde) como se aprecia en las imágenes de cátodoluminiscencia (p.ej., zircón/análisis 2, 13, 15, 17 y 35; Figura B13).

5.1.6 Cuarzomonzodiorita de biotita (MICRO-3)

Esta muestra de cuarzomonzodiorita de biotita MICRO-3 se recolectó en el sector NW de Sierra Los Tanques (Figura 3). Para esta muestra se eligieron 25 granos de zircón para determinar la edad de cristalización del protolito de esta muestra ortogneílica. En el proceso de separación mineral de esta roca fueron extraídos una gran cantidad de zircones, los cuales son principalmente traslucidos variando a colores con tonos amarillos. Los cristales son euhédricos con morfologías prismáticas, la mayoría con

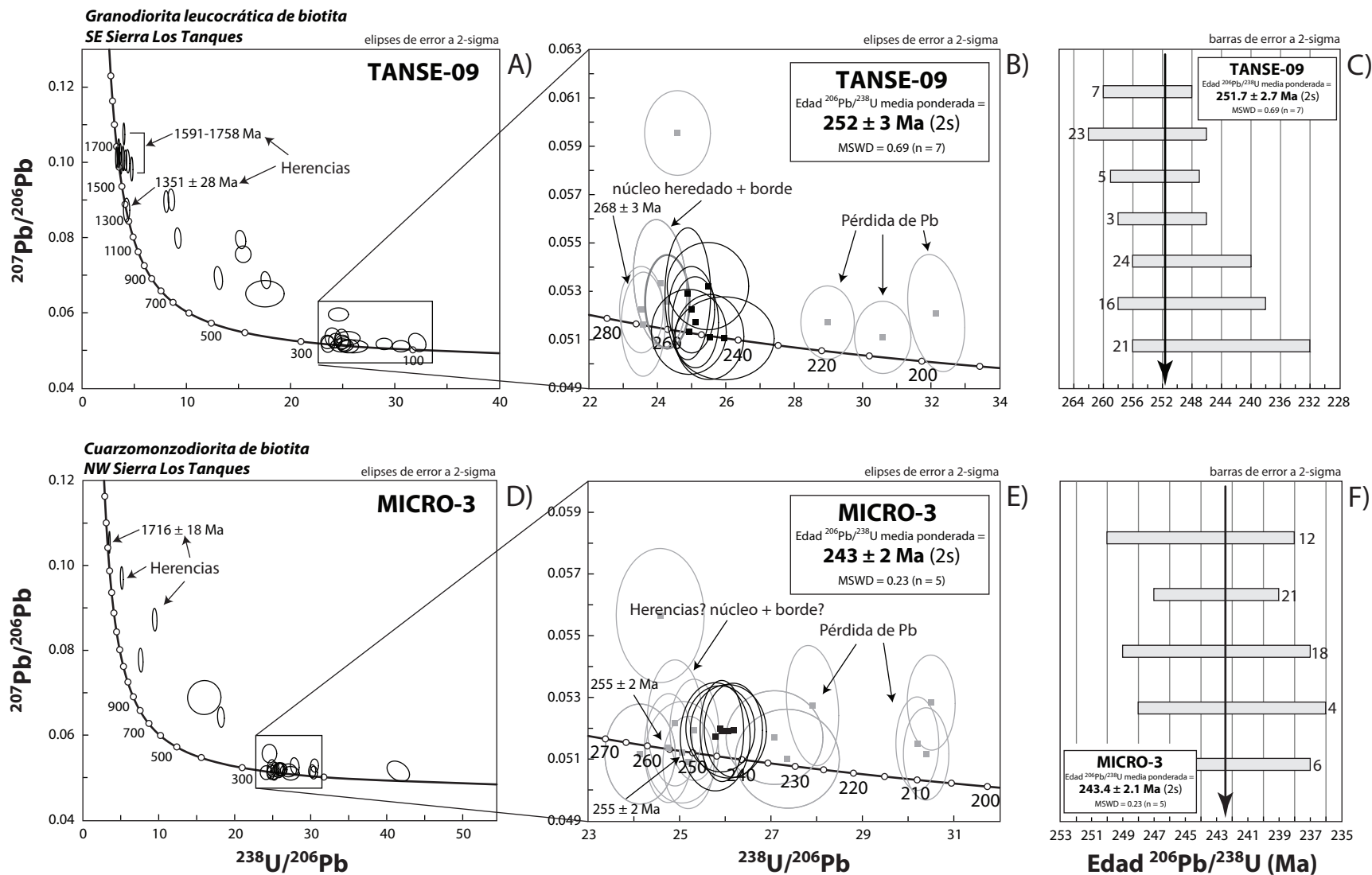


Figura 16. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zirrones de rocas triásicas de Sierra Los Tanques utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). (A) y (D) Gráficos de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zirrones analizados de las muestras TANSE-09 y MICRO-3. (B) y (E) Acercamientos a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada calculada para cada muestra. Los análisis representados por las elipses y cuadrados de color negro fueron empleados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que los análisis en color gris (elipses y cuadrados) fueron descartados para este cálculo debido a que representan zirrones con diferentes grados de herencias y/o pérdida de Pb. (C) y (F) Gráficos de media ponderada mostrando los análisis empleados para calcular la edad media ponderada.

formas alargadas con bordes y puntas bien definidas, levemente redondeadas. Los tamaños de los granos varían entre 100–300 μm , predominando los tamaños grandes $>200 \mu\text{m}$. En las imágenes de catodoluminiscencia (Figura B14) se muestran una buena luminiscencia para la mayoría de los zircones, revelando zonaciones oscilatorias suavemente marcadas en algunos granos, características de crecimiento magmático (p.ej., zircones 1, 15, 16 y 23). Otros cristales no exhiben una clara zonación oscilatoria sino que muestran una zonación más homogénea. También se observa que algunos granos revelan, en su interior, estructuras con alta luminiscencia que representan semillas o granos heredados. Estas herencias han sido corroboradas por los fechamientos U-Pb de algunos cristales (p.ej. zircón/análisis 5, 11, 13, 19, 20 y 25; Figura B14). Algunos zircones muestran estructuras internas o texturas complejas, no muy comunes en zircones magmáticos (p.ej., zircón 2 y 17), que podrían ser producto de disolución y/o recristalización por metamorfismo o actividad hidrotermal. Las concentraciones de U y Th para los zircones analizados son de 394–4248 ppm y de 51–780 ppm, respectivamente, con relaciones Th/U que varían en un rango entre 0.08–0.25, típicas de zircones de origen ígneo (>0.1). Los valores más altos de U pertenecen a los análisis más jóvenes que pudieran representar zircones con pérdida de Pb. En el diagrama de concordia de la Figura 16D se observa poca presencia de zircones heredados, destacando un zircón heredado concordante con una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1716 \pm 18 \text{ Ma}$, edad conocida para rocas metaígneas de basamento paleoproterozoico presente en la región. El resto de los análisis, altamente discordantes (11–14%), representan zircones con diferentes grados de herencia. Un acercamiento a los análisis más jóvenes (Figura 16E) permite visualizar que los datos muestran una gran dispersión con diversos grados de discordancia, aunque existen algunos análisis relativamente más concordantes (entre -1 y 3%). Los análisis representados por elipses y cuadrados de color negro muestran una agrupación coherente de cinco zircones, los cuales fueron utilizados para calcular una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de **$243 \pm 2 \text{ Ma}$** (2s, MSWD = 0.23, n = 5; Figura 16F), edad que es interpretada como la edad de cristalización del protolito de este ortogneis de biotita. Los datos representados por las elipses y cuadrados de color gris fueron descartados para el cálculo de la media ponderada por representar zircones con diferentes grados de pérdida de Pb y/o diversos grados de herencia. Los análisis más jóvenes, claramente, ha sufrido pérdida de Pb como lo podrían indicar los elevados contenidos de U de esos zircones (Tabla 3), mientras que los datos más viejos se explican cómo zircones en los cuales se ha muestreado simplemente un dominio del zircón de edad más vieja y/o una combinación de núcleo + borde (p.ej., zircón/análisis 7, 9, 15 y 22; Figura B14).

5.1.7 Granodiorita leucocrática de biotita (GranCen-5)

Esta muestra de granodiorita leucocrática de biotita GranCen-5 fue recolectada en el sector central de Sierra Los Tanques (Figura 4). De los zircones extraídos de esta roca se eligieron 30 granos con el fin de determinar la edad de cristalización de este granito. Los zircones son generalmente transparentes con

tonos amarillos y con tamaños entre 100–300 μm , prevaleciendo los cristales grandes $>200 \mu\text{m}$. Los cristales son euhedrales con formas prismáticas alargadas, con bordes y puntas bien definidas. En las imágenes de cátodoluminiscencia (Figura B15) la mayoría de los cristales muestran una zonación oscilatoria marcada, característica de crecimiento ígneo. En general, los zircones muestran luminiscencia, revelando algunos granos en su interior, semillas o núcleos heredados que se distinguen por su alto brillo (p.ej., zircones 2, 6, 9, 10, 16 y 26) y otros por su forma redondeada. Algunas de estas semillas han sido confirmadas como herencias por las edades U-Pb individuales obtenidas de ciertos zircones (p.ej., zircones 7, 14, 18, 22 y 30). Los zircones tienen de moderadas a altas concentraciones de U y Th (395–2106 ppm y 26–827 ppm, respectivamente) con relaciones Th/U que varían entre 0.05–0.47, predominando los valores >0.1 (Tabla 3). Los datos fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura 17A) en el cual se observan algunos análisis altamente discordantes $>3\%$ (entre 3–22%) que representan zircones heredados (p.ej., zircón/análisis 18, 20, 21, 25 y 30). En el diagrama de concordia de la Figura 17B se muestra un acercamiento a los análisis más jóvenes en donde se aprecia que una población de datos, relativamente concordantes ($\leq 3\%$), que muestran una dispersión a lo largo de la línea de concordia. Una agrupación de cinco análisis, representados por elipses y cuadrados de color negro, se emplearon para calcular una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de **240 \pm 3 Ma** (2s, MSWD = 1.5, n = 5; Figura 17C) que se interpreta como la edad de cristalización de la granodiorita leucocrática de biotita. El resto de los análisis, que se representan como elipses y cuadrados de color gris, no fueron usados para calcular la edad media ponderada debido a que representan zircones que han experimentado diferentes grados de pérdida de Pb (análisis más jóvenes con altas concentraciones de U; Tabla 3) y/o son zircones en donde simplemente se han muestreado dominios del zircón un poco más viejos. Los cinco análisis con discordancias muy altas (Tabla 3; Figura 17B) representan zircones con diferentes grados de herencia en los cuales se ha analizado (ablacionado) una combinación de dominios de edad diferente (p.ej., núcleo + borde; zircón/análisis, 2, 7, 14, 22 y 23; Figura B15).

5.1.8 Granodiorita leucocrática de dos micas (TANW09-01)

Esta granodiorita leucocrática de dos micas TANW09-01 ha sido recolectado en el sector noroeste de Sierra Los Tanques (Figura 3). Un total de 29 zircones fueron fechados para determinar la edad de cristalización de esta roca leucocrática. Los zircones encontrados en esta muestra son incoloros a amarillos con tamaños que varían entre 100–350 μm , la mayoría rebasando los 200 μm , los más grandes tienen tamaños $>300 \mu\text{m}$. Los cristales son subhédricos a euhédricos con formas prismáticas, algunos alargados y otros más cortos y redondos. Los granos tienen bordes y puntas bien marcadas, algunos son ligeramente redondeados. En las imágenes de cátodoluminiscencia (Figura B16) se revela, en algunos casos, la presencia significativa de semillas o núcleos que se distinguen fácilmente por presentar una alta luminiscencia y por ser redondeados. Algunas de estas herencias fueron corroboradas por los

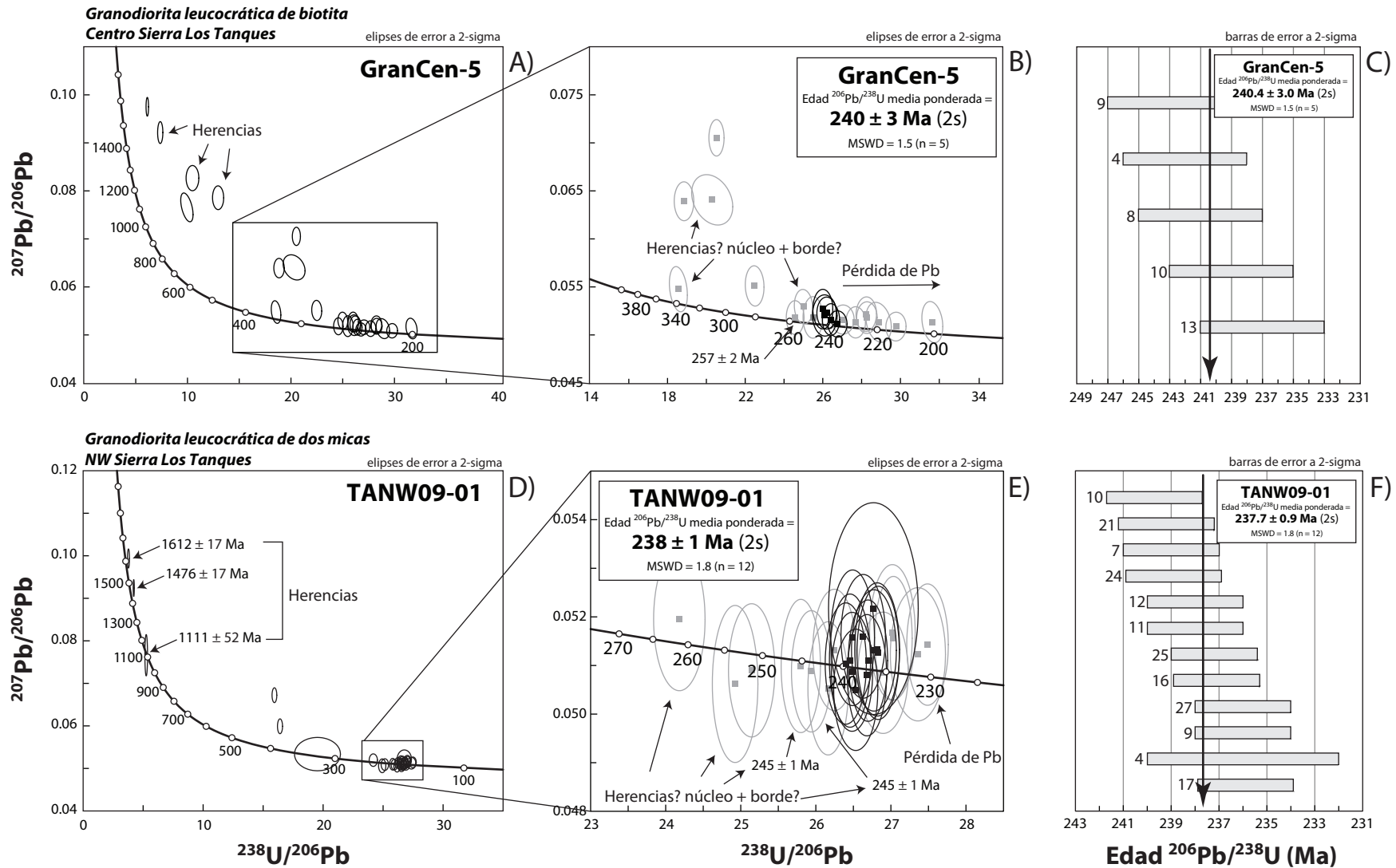


Figura 17. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zirrones de rocas triásicas de Sierra Los Tanques utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). (A) y (D) Gráficos de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zirrones analizados de las muestras GranCen-5 y TANW09-01. (B) y (E) Acercamientos a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada calculada para cada muestra. Los análisis representados por las elipses y cuadrados de color negro fueron empleados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que los análisis en color gris (elipses y cuadrados) fueron descartados para este cálculo debido a que representan zirrones con diferentes grados de herencias y/o pérdida de Pb. (C) y (F) Gráficos de media ponderada mostrando los análisis empleados para calcular la edad media ponderada.

fechamientos U-Pb individuales de algunos cristales analizados (p.ej., zircón/análisis 3, 5, 15, 23 y 29). La mayoría de los zircones, además de mostrar alta luminiscencia, muestran zonaciones magmáticas oscilatorias bien definidas (p.ej., zircones 18, 19, 20, 28 y 30), mientras que algunos otros granos solamente muestran el núcleo heredado bordeado por una zona más oscura de recrecimiento con zonación rica en U (p.ej., zircones 2, 3, 10, 12 y 13). Los contenidos de U y Th para los zircones analizados son moderados de 18–1097 ppm y de 6–183 ppm, respectivamente, con relaciones Th/U 0.01–0.70, prevaleciendo valores >0.1 (Tabla 3) típicos de zircones de origen magmático. En el diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg de la Figura 17D se observa la presencia de las herencias, vistas en las imágenes de cátodoluminiscencia. Destacan la presencia de tres análisis concordantes ($\leq 3\%$) con edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1111 ± 52 Ma, 1476 ± 17 Ma y 1612 ± 17 Ma, cuyas edades son conocidas y sus procedencias podrían fácilmente ser explicadas con las rocas de basamento metaígneo presentes en la región. Otros tres análisis, con discordancias altas, representan zircones con diferentes grados de herencia (p.ej., zircón/análisis 3, 8 y 23). En un acercamiento a los análisis más jóvenes (Figura 17E) se muestra una dispersión significativa de los datos, que son relativamente concordantes (-1 a 2%), a lo largo de la línea de concordia. Una agrupación de 12 análisis concordantes, representados por las elipses y cuadrados de color negro, fueron usados para el cálculo de una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 238 ± 1 Ma (2s, MSWD = 1.8, n = 12; Figura 17F), interpretada como la edad de cristalización de esta granodiorita leucocrática de dos micas.

5.1.9 Granodiorita leucocrática de biotita (TANC09-04)

Esta muestra de granodiorita leucocrática de biotita TANC09-04 fue recolectada en el sector central de Sierra Los Tanques (Figura 5). De esta muestra se eligieron 30 zircones principalmente transparentes, variando a un color ligeramente amarillo con tamaños entre 100–300 μm , algunos alcanzando tamaños mayores a 300 μm . Los cristales son subhédricos a euhédricos con morfologías prismáticas, algunos más alargados y anchos que otros. La mayoría de los granos tiene bordes y puntas bien definidas pero algunos las tienen redondeadas. En las imágenes de cátodoluminiscencia (Figura B17), los zircones muestran una alta a moderada luminiscencia y revelan un gran número de semillas o núcleos que son confirmados como herencias con los fechamientos U-Pb individuales obtenidos de varios zircones. No se aprecia una zonación oscilatoria magmática clara en los cristales, solo resaltan dominios oscuros de recrecimiento alrededor de los núcleos heredados. El contenido de U para los zircones analizados va de 66–2495 ppm y de Th va de 12–1302 ppm con relaciones Th/U que varían entre 0.07–0.59, predominando valores altos >0.1 (Tabla 3), típicos de zircones de origen ígneo. En el diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura 18A) se muestra el gran número de zircones heredados, que se observan en las imágenes de cátodoluminiscencia, de edades proterozoicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1183–1934 Ma pero con diversos grados de discordancia ($>10\%$, Tabla 3). Los análisis más discordantes tienen valores entre 10–42% de

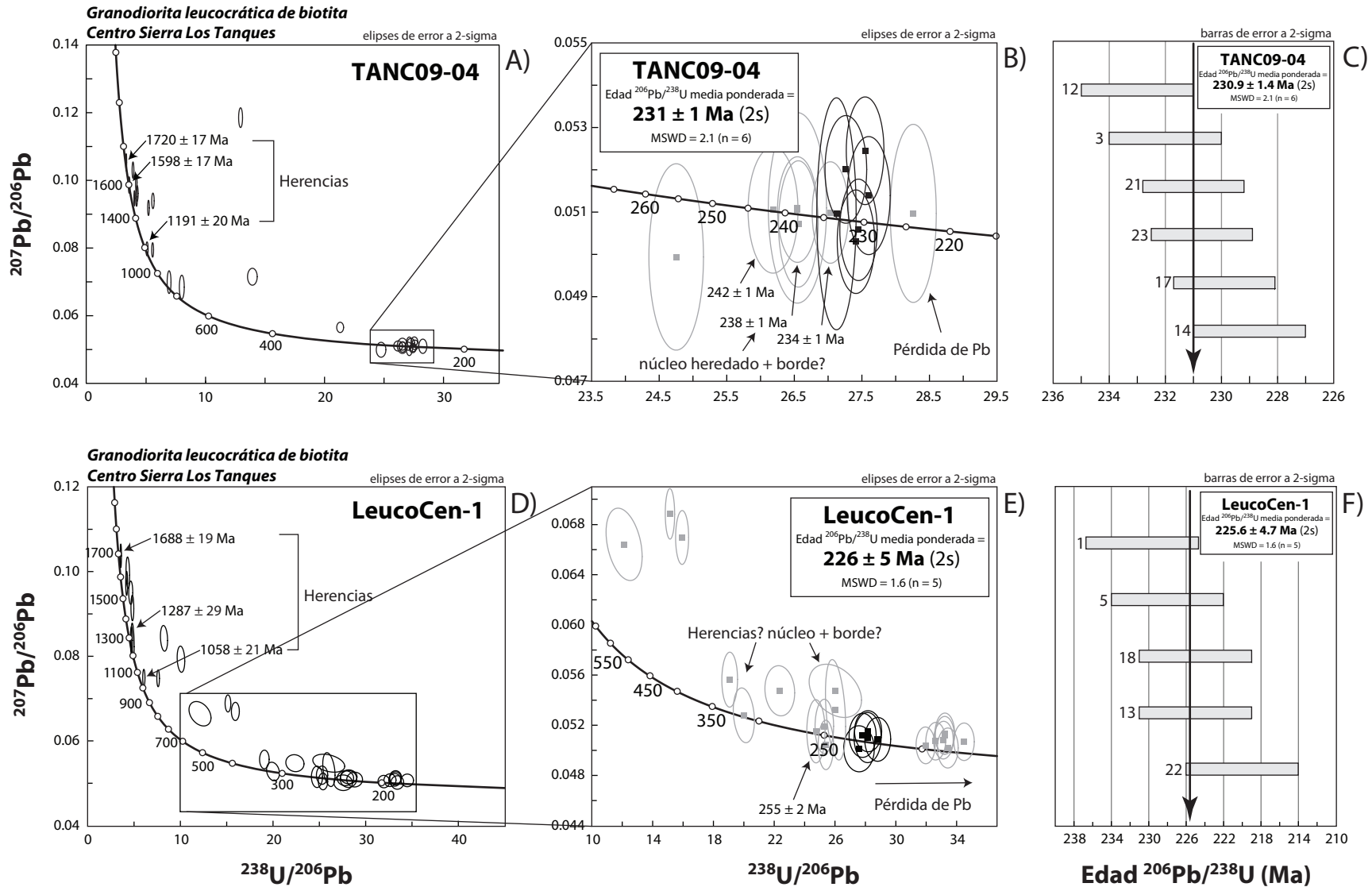


Figura 18. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zircons de rocas triásicas de Sierra Los Tanques utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). (A) y (D) Gráficos de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircons analizados de las muestras TANC09-04 y LeucoCen-1. (B) y (E) Acercamientos a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada calculada para cada muestra. Los análisis representados por las elipses y cuadrados de color negro fueron empleados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que los análisis en color gris (elipses y cuadrados) fueron descartados para este cálculo debido a que representan zircons con diferentes grados de herencias y/o pérdida de Pb. (C) y (F) Gráficos de media ponderada mostrando los análisis empleados para calcular la edad media ponderada.

discordancia, mientras que los menos discordantes tienen valores <5% (Tabla 3). Cabe destacar tres análisis concordantes (0–1%) con edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1191 ± 20 Ma, 1598 ± 17 Ma y 1720 ± 17 Ma, edades conocidas y que son comunes para rocas de basamento metaígneo proterozoico presente en la región. En el acercamiento a los datos más jóvenes (Figura 18B), se observa una agrupación de seis análisis, representados por elipses y cuadrados de color negro, que han sido empleados para calcular una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 231 ± 1 Ma (2s, MSWD = 2.1, n = 6; Figura 18C), la cual es interpretada como la edad de cristalización de la granodiorita leucocrática de biotita.

5.1.10 Granodiorita leucocrática de biotita (LeucoCen-1)

Esta muestra de granodiorita leucocrática de biotita LeucoCen-1 fue recolectada en el sector central de Sierra Los Tanques (Figura 4). De esta muestra, se eligieron 35 zircones para su fechamiento U-Pb con el objetivo de determinar la edad de cristalización de esta roca. Los zircones son predominantemente incoloros, subhédricos a euhédricos, de tamaño generalmente en un rango entre 200–300 μm , prevaleciendo los cristales grandes >250 μm . Los granos muestran una morfología prismática, aunque algunos son más alargados y anchos que otros, pero con bordes y picos bien definidos, algunos suavemente redondeados. Las imágenes de cátodoluminiscencia (Figura B18) revelan una buena luminiscencia de los zircones, evidenciándose algunas semillas o núcleos que corresponden a herencias fácilmente reconocidas dentro de la estructura interna de los granos ya que muestran una alta luminiscencia (p.ej., zircones 2, 7, 9 y 25). Estas herencias son confirmadas por los fechamientos U-Pb individuales de ciertos zircones analizados (p.ej., zircones/análisis 9, 10, 27 y 33). También se observa que los cristales muestran poca o nula zonación, sin embargo, algo de esta se puede evidenciar en algunos zircones (p.ej., zircones 13, 14 y 16). Las concentraciones de U para los zircones analizados van de 75–6455 ppm, algunas de las más altas corresponden a los análisis más jóvenes que se interpreta han sufrido pérdida de Pb. Por su parte, los contenidos de Th van de 3–1979 ppm con relaciones Th/U en un rango que varía de 0.01–0.60 (Tabla 3). En el diagrama de concordia (Figura 18D) se evidencia la existencia de varios zircones heredados que presentan diferentes grados de discordancia, destacando la presencia de tres análisis, relativamente concordantes (<2%), con edades proterozoicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1058 ± 21 Ma, 1287 ± 29 Ma y 1688 ± 19 Ma. Estas edades proterozoicas son conocidas y consistentes con las edades del basamento metaígneo presente en la región, excepto la de ~1.3 Ga. Un acercamiento a los datos más jóvenes (Figura 18E) permite visualizar una dispersión de los análisis, con diferentes grados de discordia, a lo largo de la línea de concordia. La agrupación de una población de cinco zircones concordantes (-1 a 1%), que muestran gran cohesión y que están representados por elipses y cuadrados de color negro, permite calcular una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 226 ± 5 Ma (2s, MSWD = 1.6, n = 5; Figura 18F), la cual es interpretada como la edad de cristalización de este leucogranito de biotita. El resto de los análisis, representados por las elipses y cuadrados grises, se descartaron y no fueron

empleados para calcular la edad media ponderada. Por ejemplo, la agrupación de los siete análisis más jóvenes representa zircons que han experimentado una pérdida de Pb, como lo sugerirían las concentraciones altas de U (1928–6455 ppm; [Tabla 3](#)) en comparación con el resto de los análisis de esta muestra.

5.1.11 Granodiorita leucocrática de dos micas (GranCen-4)

Esta granodiorita leucocrática de dos micas GranCen-4 fue recolectada en el sector central de Sierra Los Tanques ([Figura 5](#)). De la gran cantidad de zircons, solamente una población de 35 cristales fueron elegidos para su fechamiento. Se descartaron cinco análisis por presentar una mala señal analítica debido a diversas causas que ya han sido expuestas anteriormente. Los zircons de esta muestra son principalmente traslucidos variando a colores con tonos amarillentos. Los cristales son subhédricos a euhédricos con formas de prismas alargados, unos más anchos que otros y tienen diferentes tamaños entre 100–300 μm . Los bordes y puntas están bien definidos, aunque algunas suavemente redondeadas. Las imágenes de catodoluminiscencia ([Figura B19](#)) muestran buena luminiscencia para los cristales, revelando la mayoría de los zircons semillas o núcleos de herencia en su interior. Estas herencias son fácilmente distinguibles debido a que muestran una intensa luminiscencia y son reconocibles y confirmadas por los fechamientos U-Pb individuales realizados en algunos de los zircons. La zonación oscilatoria magmática, característica de zircons ígneos, se encuentra presente en la mayoría de los cristales. Estas zonaciones se distinguen ligeramente alrededor de los núcleos heredados, aunque no son muy marcadas en ciertos granos. Los zircons analizados tienen concentraciones altas de U entre 344–3118 ppm y contenidos de Th que varían de 36–549 ppm, con relaciones Th/U que van de 0.02–0.26 ([Tabla 3](#)). En el diagrama de concordia ([Figura 19A](#)) se observa una gran dispersión de los datos, los cuales poseen diferentes grados de discordancia (-1 a 19%). Los análisis con edades más viejas, altamente discordantes (>10%), representan zircons con algún grado de herencia. También existe una población de zircons más jóvenes, con mayor o menor grado de discordancia (aunque algunos muy concordantes), con edades entre 203–265 Ma que muestran gran dispersión a lo largo de la línea de concordia. Una agrupación de cinco de estos análisis, relativamente concordantes, representados por las elipses y cuadrados de color negro, permiten calcular una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de **224 \pm 3Ma** (2s, MSWD = 1.8, n = 5; [Figura 19B](#)) que se interpreta como la edad de cristalización de esta granodiorita leucocrática de dos micas.

5.1.12 Granodiorita leucocrática de dos micas (GranCen-3)

La muestra de granodiorita leucocrática de dos micas GranCen-5 fue recolectada en el sector central de Sierra Los Tanques ([Figura 4](#)). Se seleccionaron los 30 mejores cristales de zircón para su fechamiento U-Pb con el fin de determinar la edad de cristalización de esta muestra de granito. Únicamente se ha descartado un análisis por presentar una mala señal analítica. Los zircons encontrados

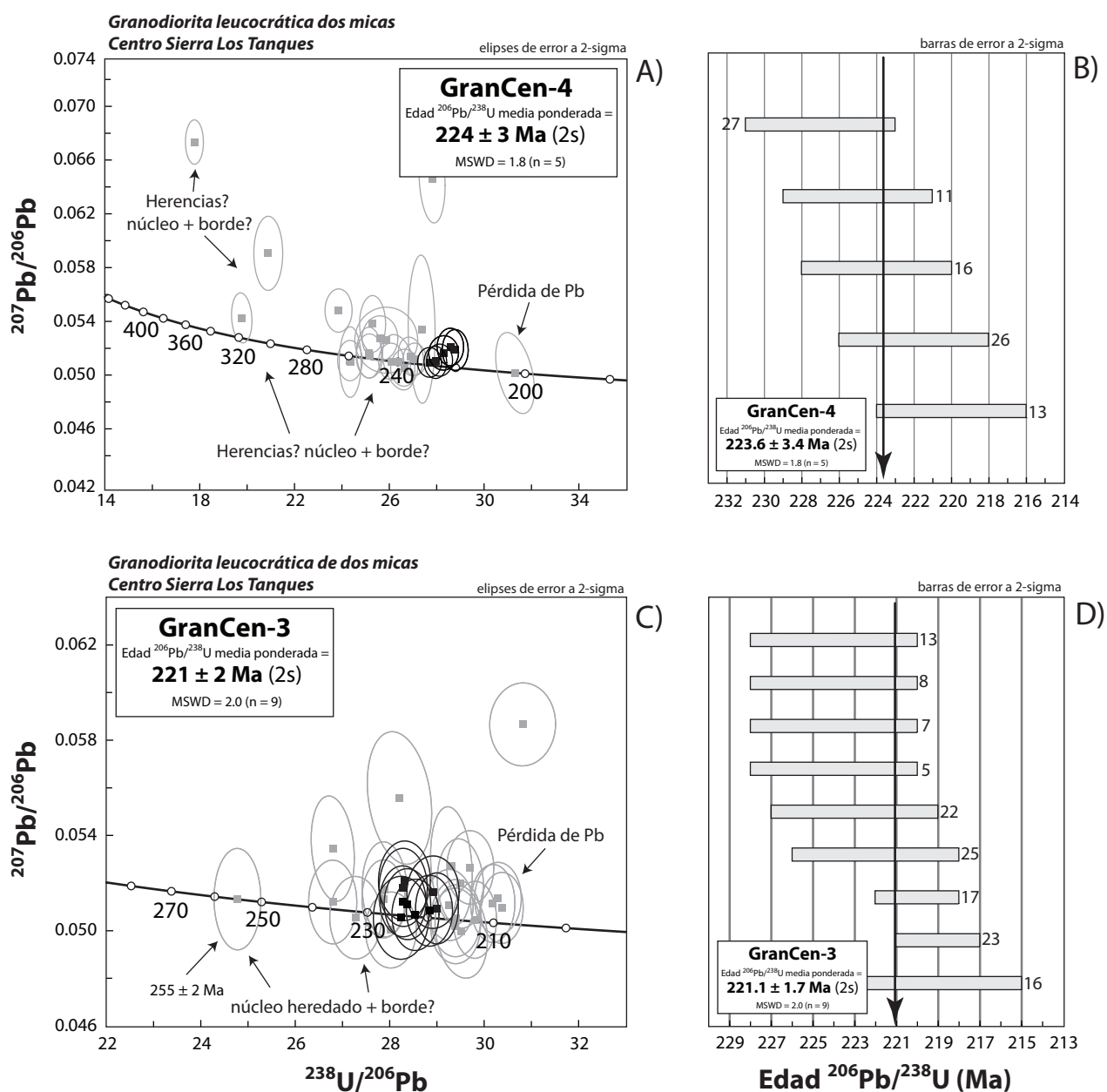


Figura 19. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zirrones de rocas triásicas de Sierra Los Tanques utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). (A) y (C) Gráficos de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zirrones analizados de las muestras GranCen-4 y GranCen-3. También se muestra la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada calculada para cada muestra. Los análisis representados por las elipses y cuadrados de color negro fueron empleados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que los análisis en color gris (elipses y cuadrados) fueron descartados para este cálculo debido a que representan zirrones con diferentes grados de herencias y/o pérdida de Pb. (B) y (D) Gráficos de media ponderada mostrando los análisis empleados para calcular la edad media ponderada.

en esta roca son incoloros con tamaños entre 100–300 μm , regularmente predominando zircons >200 μm . Los cristales son subhedrales a euhedrales mostrando una morfología prismática, aunque algunos más alargados que otros. Se pueden distinguir bordes y puntas definidas pero algo redondeadas. En las imágenes de catodoluminiscencia (Figura B20), los zircons muestran buena luminiscencia, revelándose posibles núcleos heredados que no pudieron corroborarse con los fechamientos U-Pb, pero que pueden reconocerse por su alta luminiscencia (p.ej., zircons 2, 4, 8, 20 y 29). La mayoría de los zircons exhiben una zonación oscilatoria muy marcada, típica de crecimiento magmático. Se ablacionaron intencionalmente estos dominios zonados para determinar la edad de cristalización. Las concentraciones de U y Th para los zircons analizados son muy altas, comparadas con el resto de las muestras de esta edad, variando de 604–9508 ppm y 87–958 ppm, respectivamente, con relaciones Th/U entre 0.03–0.26 (Tabla 3). Algunos dominios de los zircons son muy oscuros ricos en U como lo indican las altas concentraciones (ppm) de ese elemento. Los 29 análisis de zircons fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura 19C) en donde se observa una gran dispersión de los datos con diferentes grados de discordancia (-1 a 13%), aunque algunos análisis son más concordantes que otros (entre -1 y 3%). Una población de zircons representada por la agrupación de los análisis en color negro (elipses y cuadrados), fueron utilizados para el cálculo de una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de **221 \pm 2 Ma** (2s, MSWD = 2.0, n = 9; Figura 19D). Esta edad es interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de granodiorita leucocrática de dos micas.

6. Resultados geoquímicos de granitoides permo-triásicos del NW de Sonora

6.1 Introducción

Para este estudio se analizaron muestras representativas de roca total de granitoides permo-triásicos de diversas localidades del NW de Sonora, incluyendo 22 muestras del área de estudio de Sierra Los Tanques y 5 muestras de Sierra San Francisco (Figura 1). A esta base de datos se incluyeron 6 rocas de Sierra Pinta analizadas por Arvizu *et al.* (2009a). Los resultados analíticos obtenidos por Fluorescencia de Rayos X (XRF) para los elementos mayores, así como los datos analíticos de elementos traza y tierras raras obtenidos por Espectrometría de Masas (ICP-MS) y Activación Neutrónica (INAA), están enlistados en las Tablas 4-9. Para los elementos mayores se calculó la norma CIPW en base anhidra, es decir, eliminando H₂O y/o LOI (Loss of Ignition = pérdida por ignición) y recalculando los valores analíticos al 100%. Así mismo, se efectuó el cálculo petroquímico del índice de diferenciación, que para el caso de los granitoides se consideran la suma de tres minerales normativos: cuarzo, ortoclasa y albita ($ID = Qz + Or + Ab$; Thornton y Tuttle, 1960) (Tablas 4, 6 y 8). Para la determinación de estos parámetros y para graficar todos los resultados geoquímicos se utilizaron los programas computacionales comerciales de Petrograph (v.1.0.2; Petrelli, 2005), GCDkit (v.2.3; Janoušek *et al.*, 2006) e IGPET (v.2007; Carr, 2007).

Cabe señalar que la nomenclatura empleada en la clasificación de los granitoides: “melanocráticos” y “leucocráticos”, utilizada en las descripciones, está basada en parámetros modales del índice de color M' (Streckeisen, 1973, 1976). Este se define como el porcentaje de minerales máficos M' (p.ej., biotita, anfíbol, piroxeno, olivino, minerales opacos, epidota, granate, etc.) menos los minerales incoloros o no coloreados, como el cuarzo, la plagioclasa, el feldespato, la moscovita, el apatito, carbonatos, etcétera; determinándose así, los términos leucocrático (rango M' = 0–35) y melanocrático (rango M' = 65–90). Geoquímicamente, es posible, además, diferenciar y agrupar claramente los granitoides melanocráticos de los leucocráticos, así como también a los granitoides pegmatíticos-aplíticos como se muestra a continuación en el siguiente apartado descriptivo de los datos geoquímicos en roca total.

6.2 Geoquímica de elementos mayores

La mayoría de las rocas plutónicas permo-triásicas identificadas hasta ahora, en el NW de Sonora, tienen composiciones típicas de granitoides. En el diagrama de clasificación de doble triángulo QAPF de Streckeisen (1976) y validado por la IUGS (Le Maitre *et al.*, 1989 y 2002) para rocas plutónicas, basado en la composición mineral modal, la mayoría de los granitoides se clasifican como granodioritas, monzogranitos y cuarzomonzodioritas (Figura 20). En el diagrama Q'-ANOR para rocas plutónicas propuesto por Streckeisen y Le Maitre (1979), también utilizado para la clasificación de granitoides de acuerdo al contenido mineral normativo, se muestra otra aproximación a la clasificación de las rocas variando la litología de cuarzoesienitas a tonalitas, pero predominando principalmente las litologías

Tabla 4. Concentraciones de elementos mayores y cálculo de la norma CIPW e índice de diferenciación de granitoides melanocráticos permo-triásicos del NW de Sonora, México.

Muestra Localidad	Granitoides melanocráticos										
	1/99#13 S. Los Tanques	R-8 Km14 S. Los Tanques	TANSE09-17 S. Los Tanques	FRANS01 S. San Francisco	MICRO-3 S. Los Tanques	FRANS07 S. San Francisco	CG09-10 S. Los Tanques	FRANS03 S. San Francisco	TANW09-06 S. Los Tanques	CMIC09-23 S. Los Tanques	GranCen-5 S. Los Tanques
Elementos Mayores (% en peso)											
SiO ₂	60.52	61.58	64.00	64.29	67.13	68.01	68.02	68.09	69.79	69.98	70.31
TiO ₂	0.48	0.41	0.32	0.32	0.26	0.34	0.26	0.29	0.26	0.09	0.16
Al ₂ O ₃	18.57	18.55	17.86	17.92	16.93	16.18	16.64	16.58	15.56	16.80	16.52
Fe ₂ O ₃ t	4.68	4.20	3.34	3.32	2.46	2.95	2.24	3.07	2.18	1.22	1.47
MnO	0.15	0.12	0.13	0.07	0.07	0.07	0.05	0.07	0.07	0.04	0.04
MgO	0.95	0.90	0.70	0.93	0.60	1.04	0.60	0.79	0.60	0.28	0.56
CaO	4.82	4.55	3.65	3.65	2.58	4.07	2.81	3.61	1.55	1.58	2.97
Na ₂ O	4.42	4.78	4.36	3.99	5.18	3.56	3.99	4.78	5.17	6.02	4.45
K ₂ O	4.50	4.28	4.48	3.22	3.78	3.24	5.15	2.75	4.30	3.13	2.67
P ₂ O ₅	0.21	0.20	0.15	0.09	0.11	0.14	0.09	0.13	0.08	0.04	0.05
PPI	0.84	0.50	0.75	2.87	0.32	0.86	0.44	0.43	0.00	0.41	0.95
Suma	100.12	100.08	99.72	100.66	99.41	100.45	100.29	100.58	99.55	99.60	100.13
A/CNK ¹	0.89	0.89	0.96	1.07	0.98	0.97	0.96	0.95	0.97	1.04	1.06
A/NK ¹	1.53	1.48	1.49	1.78	1.34	1.73	1.37	1.53	1.18	1.26	1.62
Fe ₂ O ₃ /MgO	4.94	4.65	4.80	3.58	4.07	2.84	3.71	3.88	3.63	4.44	2.63
Mg#	28.63	29.86	29.20	35.62	32.73	41.09	34.81	33.79	35.30	30.83	42.94
Norma CIPW											
Qz	7.35	7.71	13.17	19.51	16.32	25.02	18.52	21.39	19.27	19.08	26.85
Or	26.59	25.29	26.47	19.04	22.34	19.15	30.43	16.24	25.41	18.50	15.78
Ab	37.40	40.45	36.89	33.75	43.83	30.12	33.76	40.45	43.75	50.94	37.65
An	17.54	16.52	15.93	18.16	11.78	18.60	12.28	15.65	6.55	8.07	15.08
Ap	0.50	0.47	0.36	0.22	0.26	0.33	0.21	0.30	0.19	0.09	0.12
Zrn	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02
Sph	0.76	0.67	0.43	0.00	0.45	0.64	0.50	0.50	0.45	0.00	0.00
Cor	0.00	0.00	0.00	1.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.55	0.78
Hem	4.68	4.20	3.34	3.32	2.46	2.95	2.24	3.07	2.18	1.22	1.47
Ilm	0.32	0.26	0.28	0.16	0.15	0.15	0.11	0.16	0.15	0.09	0.09
Di	3.62	3.58	0.94	0.00	0.33	0.31	0.79	0.96	0.43	0.00	0.00
Hyp	0.69	0.58	1.31	2.31	1.34	2.44	1.13	1.52	1.30	0.70	1.39
Rt	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.12
Id	71.34	73.45	76.53	72.30	82.49	74.29	82.71	78.08	88.43	88.52	80.28

Todos los elementos mayores fueron determinados por Fluorescencia de Rayos X (XRF).

Fe total está como Fe₂O₃t.

PPI = Pérdida por ignición.

¹A/CNK = relación molecular Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O).

¹A/NK = relación molecular Al₂O₃/(Na₂O+K₂O).

Los valores de los minerales normativos están dados en % en peso.

Id (Índice de diferenciación) = Suma de constituyentes normativos Qz+Or+Ab (minerales félsicos) en una roca ígnea definido por Thornton y Tuttle (1960) para cuantificar el grado de diferenciación que ha experimentado una roca.

Abreviaturas: Qz = Cuarzo, Or = Ortoclasa, Ab = Albita, An = Anortita, Ap = Apatito, Zrn = Zircón, Sph = Esfena, Cor = Corindón, Hem = Hematita, Ilm = Ilmenita, Di = Diópsido, Hyp = Hiperstena, Rt = Rutilo.

Mg# = [100 x molar MgO/(MgO + 0.9FeOt)].

Tabla 5. Concentraciones de elementos trazas y tierras raras de granitoides melanocráticos permo-triásicos del NW de Sonora, México.

Muestra Localidad	Granitoides melanocráticos										
	1/99#13* S. Los Tanques	R-8 Km14* S. Los Tanques	TANSE09-17 S. Los Tanques	FRANS01 S. San Francisco	MICRO-3 S. Los Tanques	FRANS07 S. San Francisco	CG09-10 S. Los Tanques	FRANS03 S. San Francisco	TANW09-06 S. Los Tanques	CMIC09-23 S. Los Tanques	GranCen-5 S. Los Tanques
Elementos Traza (ppm)											
Li	N.D.	N.D.	10	27	12	34	8	17	14	9	28
Be	N.D.	N.D.	4	3	3	2	2	4	3	2	2
B	N.D.	N.D.	N.D.	20	3	5	3	3	N.D.	N.D.	4
P	N.D.	N.D.	1299	1162	1121	1480	1100	1413	783	272	713
Sc	6	5	3	5	2	4	3	3	3	3	1
Ti	N.D.	N.D.	3104	3299	2366	3714	2696	2976	2447	992	1702
V	75	62	46	44	38	44	42	26	39	19	23
Cr	13	13	3	12	8	5	6	6	10	5	8
Co	7	7	4	4	4	4	3	3	3	2	1
Ni	12	10	2	5	4	2	3	2	5	2	3
Cu	2	4	7	9	7	6	7	7	10	7	4
Zn	81	81	49	60	46	64	28	49	44	22	35
Ga	21	22	20	21	21	19	19	18	22	17	19
Rb	103	92	93	99	98	96	108	70	131	80	74
Sr	1200	1270	1112	745	1129	772	898	889	929	790	870
Y	27	19	17	15	10	20	13	23	11	4	7
Zr	185	161	136	215	99	211	174	204	129	49	99
Nb	13	12	10	12	7	14	13	11	11	3	7
Mo	1	1	0.11	0.24	0.11	0.48	0.28	0.13	0.36	1	0.45
Sn	2	2	1	1	1	1	1	1	1	0.33	1
Sb	0.08	0.09	0.16	1	0.10	0.08	0.07	0.07	0.13	0.09	0.10
Cs	8	9	3	8	4	1	1	1	3	1	4
Ba	1740	2000	1266	2070	1937	1932	1857	1190	1341	1186	1953
Hf	4	4	3	5	4	4	5	4	3	1	2
Ta	1	1	0.1	0.4	0.29	1	1	0.42	0.13	0.13	0.32
W	1	0.5	0.11	0.11	1	0.19	1	0.15	1	0.12	0.19
Tl	N.D.	N.D.	1	1	1	0	1	1	1	1	1
Pb	26	26	26	23	23	15	28	32	28	28	26
Th	19	14	9	6	5	8	8	7	6	1	3
U	6	5	4	2	3	4	2	2	2	1	1
Ba/Nb	136	164	131	176	285	133	143	105	122	352	287
Zr/Nb	14	13	14	18	15	15	13	18	12	14	15
Ba/Ta	2881	3120	2408	4776	6681	2609	2232	2148	3221	896	6108
Zr/Y	7	8	8	14	10	10	13	9	12	12	15
Rb/Sr	0.09	0.07	0.08	0.13	0.09	0.12	0.12	0.08	0.14	0.10	0.08
Ba/La	29	50	61	96	131	58	124	44	76	184	153
Tierras Raras (ppm)											
La	59.90	40.40	20.77	21.58	14.80	33.27	15.02	27.15	17.56	6.43	12.78
Ce	98.30	64.10	41.96	39.68	27.83	67.37	30.17	53.80	32.69	10.27	20.44
Pr	N.D.	N.D.	5.21	4.34	3.07	7.17	3.57	5.95	3.57	1.01	2.33
Nd	39.70	28.00	20.63	15.77	11.71	25.03	13.69	22.15	12.77	3.85	8.32
Sm	8.05	5.67	4.14	3.00	2.19	4.37	2.55	4.45	2.32	0.67	1.45
Eu	1.97	1.35	1.27	1.03	0.81	1.21	0.87	1.24	0.73	0.36	0.69
Gd	7.60	4.75	3.54	2.74	1.96	3.60	2.22	4.08	2.04	0.68	1.28
Tb	0.96	0.61	0.52	0.42	0.28	0.54	0.33	0.63	0.30	0.10	0.20
Dy	N.D.	N.D.	2.97	2.55	1.62	3.18	1.93	3.89	1.76	0.64	1.10
Ho	1.10	0.89	0.60	0.54	0.34	0.66	0.42	0.79	0.37	0.15	0.24
Er	N.D.	N.D.	1.69	1.61	0.92	1.98	1.21	2.36	1.05	0.40	0.65
Yb	2.74	2.28	1.87	1.56	0.97	2.06	1.44	2.30	1.14	0.46	0.72
Lu	0.41	0.34	0.30	0.25	0.15	0.33	0.23	0.35	0.18	0.08	0.12
ΣREE	220	148	105	95	66	150	73	129	76	25	50
(La/Yb) _n	15	12	8	9	10	11	7	8	10	10	12
Eu/Eu*	0.77	0.80	1.01	1.10	1.20	0.94	1.12	0.89	1.03	1.64	1.56
Zr/Yb	67	71	73	139	103	102	120	89	112	107	136
Th/Yb	6.9	5.9	4.6	3.6	5.5	4.0	5.7	3.0	4.9	2.2	3.9
La/Nb	4.7	3.3	2.2	2.2	2.2	2.3	1.2	2.4	1.6	1.9	1.9
Ce/Pb	3.9	2.5	1.6	1.8	1.2	4.6	1.1	1.7	1.2	0.4	0.8

Elementos traza y tierras raras determinados por Espectrometría de Masas de Plasma Inducido Acoplado (ICP-MS), excepto las muestras con (*) las cuales fueron estudiadas por Análisis Instrumental por Activación Neutrónica (INAA).

Los valores utilizados para normalizar las tierras raras de La, Yb, Eu, Sm y Gd para determinar los cocientes normalizados de (La/Yb)_n y Eu/Eu* son valores condriticos de Boynton (1983).

Eu/Eu* = Eu_n/(Sm_n x Gd_n)¹⁰. N.D.=No Detectado, valores negativos que se encuentran por debajo del límite de detección.

Tabla 6. Concentraciones de elementos mayores y cálculo de la norma CIPW e índice de diferenciación de granitoides leucocráticos permo-triásicos del NW de Sonora, México.

Muestra Localidad	Granitoides leucocráticos									
	1/99#15B S. Los Tanques	SF09-09 S. San Francisco	LeucoCen-1 S. Los Tanques	TANC09-04 S. Los Tanques	TANSE-09 S. Los Tanques	GranCen-3 S. Los Tanques	CBNE09-28 S. Los Tanques	TANW09-01 S. Los Tanques	GranCen-4 S. Los Tanques	1/99#15A S. Los Tanques
Elementos Mayores (% en peso)										
SiO ₂	71.03	71.98	72.29	72.55	73.01	73.16	73.31	73.32	73.47	74.22
TiO ₂	0.12	0.11	0.07	0.07	0.03	0.09	0.06	0.07	0.07	0.14
Al ₂ O ₃	16.30	15.90	15.69	16.06	15.72	15.13	15.75	15.24	15.45	14.64
Fe ₂ O ₃ t	1.14	1.16	0.87	0.31	0.53	1.17	0.67	0.81	1.05	1.23
MnO	0.04	0.01	0.04	0.02	0.02	0.05	0.04	0.05	0.03	0.05
MgO	0.31	0.49	0.32	0.13	0.18	0.32	0.18	0.19	0.34	0.36
CaO	1.42	3.61	2.25	4.19	1.25	2.15	1.95	1.98	2.29	1.37
Na ₂ O	5.50	4.43	4.52	4.03	5.02	3.87	5.06	4.41	3.72	5.48
K ₂ O	3.45	1.11	3.35	1.62	3.84	3.59	2.66	3.19	3.17	2.03
P ₂ O ₅	0.09	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.10
PPI	0.56	0.68	0.52	0.54	0.30	0.45	0.52	0.47	0.60	0.65
Suma	99.97	99.54	99.92	99.52	99.92	100.00	100.24	99.76	100.22	100.27
A/CNK'	1.06	1.06	1.04	1.00	1.07	1.07	1.07	1.07	1.13	1.07
A/NK'	1.28	1.87	1.42	1.92	1.27	1.48	1.41	1.42	1.62	1.31
Fe ₂ O ₃ /MgO	3.64	2.35	2.69	2.32	3.01	3.60	3.82	4.19	3.06	3.47
Mg#	35.22	45.70	42.41	46.02	39.72	35.52	34.12	32.12	39.33	36.36
Norma CIPW										
Qz	22.35	33.37	27.73	33.46	25.97	31.71	29.18	30.79	34.12	31.22
Or	20.39	6.58	19.80	9.57	22.69	21.21	15.72	18.85	18.73	12.00
Ab	46.54	37.50	38.25	34.10	42.48	32.75	42.82	37.32	31.48	46.37
An	6.99	18.15	11.49	20.95	6.66	10.93	9.82	10.15	11.74	6.52
Ap	0.21	0.11	0.05	0.05	0.07	0.07	0.09	0.07	0.07	0.24
Zrn	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Sph	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cor	0.96	0.75	0.42	0.00	0.87	0.87	0.95	0.81	1.60	1.04
Hem	1.14	1.16	0.87	0.31	0.53	1.17	0.67	0.81	1.05	1.23
Ilm	0.09	0.03	0.09	0.04	0.04	0.11	0.09	0.11	0.06	0.11
Di	0.00	0.00	0.00	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hyp	0.77	1.23	0.80	0.04	0.45	0.80	0.45	0.47	0.85	0.90
Rt	0.07	0.10	0.03	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.04	0.08
Id	89.28	77.45	85.78	77.13	91.14	85.67	87.72	86.96	84.33	89.59

Todos los elementos mayores fueron determinados por Fluorescencia de Rayos X (XRF).

Fe total está como Fe₂O₃t.

PPI = Pérdida por ignición.

'A/CNK = relación molecular Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O).

'A/NK = relación molecular Al₂O₃/(Na₂O+K₂O).

Los valores de los minerales normativos están dados en % en peso.

Id (índice de diferenciación) = Suma de constituyentes normativos Qz+Or+Ab (minerales félsicos) en una roca ígnea definido por Thornton y Tuttle (1960) para cuantificar el grado de diferenciación que ha experimentado una roca.

Abreviaturas: Qz = Cuarzo, Or = Ortoclasa, Ab = Albita, An = Anortita, Ap = Apatita, Zrn = Zircón, Sph = Esfena, Cor = Corindón, Hem = Hematita, Ilm = Ilmenita, Di = Diópsido, Hyp = Hiperstena, Rt = Rutilo.

Mg# = [100 x molar MgO/(MgO + 0.9FeOtot)].

Tabla 7. Concentraciones de elementos trazas y tierras raras de granitoides leucocráticos permo-triásicos del NW de Sonora, México.

Muestra Localidad	Granitoides leucocráticos										
	1/99#15B* S. Los Tanques	SF09-09 S. San Francisco	LeucoCen-1 S. Los Tanques	TANC09-04 S. Los Tanques	TANSE-09 S. Los Tanques	GranCen-3 S. Los Tanques	CBNE09-28 S. Los Tanques	TANW09-01 S. Los Tanques	GranCen-4 S. Los Tanques	1/99#15A* S. Los Tanques	
Elementos Traza (ppm)											
Li	N.D.	3	23	2	3	37	8	23	24	N.D.	
Be	N.D.	1	2	3	2	2	2	2	1	N.D.	
B	N.D.	5	4	N.D.	6	5	N.D.	N.D.	4	N.D.	
P	N.D.	345	230	119	282	383	292	170	451	N.D.	
Sc	2	1	N.D.	0	1	1	0	2	1	2	
Ti	N.D.	955	686	679	1315	1159	1084	694	881	N.D.	
V	16	21	10	6	4	7	4	7	6	15	
Cr	8	7	3	3	3	3	1	2	3	6	
Co	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	
Ni	6	4	1	1	2	1	2	1	1	7	
Cu	2	9	2	6	2	2	1	6	2	2	
Zn	30	32	34	19	13	38	17	33	22	38	
Ga	18	15	16	15	14	20	14	17	16	19	
Rb	102	21	124	45	126	154	93	152	97	73	
Sr	779	975	567	987	684	465	612	546	651	754	
Y	4	12	5	6	5	4	4	7	6	5	
Zr	76	37	64	76	67	100	53	53	65	90	
Nb	6	4	6	8	4	3	3	11	7	6	
Mo	1	1	0.32	0.20	0.46	0.43	0.21	0.41	0.48	1	
Sn	2	0.48	0.42	0.28	0.41	2	0.30	1	1	2	
Sb	0.14	0.19	0.15	0.23	0.14	0.17	0.08	0.18	0.13	0.08	
Cs	14	1	6	1	3	3	2	7	4	6	
Ba	1410	1097	1396	4561	2138	1525	1059	1715	1840	654	
Hf	2	1	2	2	2	3	1	2	3	3	
Ta	0.20	0.14	0.27	0.47	0.27	1	0.19	0.59	0.39	0.23	
W	0.33	0.20	0.34	0.09	1	0.24	0.14	0.44	0.24	0.45	
Tl	N.D.	0.15	1	0.3	1	1	1	1	1	N.D.	
Pb	35	25	32	11	37	30	29	39	31	25	
Th	1	13	3	3	4	5	0.48	2	2	1	
U	1	0.22	1	1	1	1	0.45	1	1	1	
Ba/Nb	247	305	223	600	535	122	315	157	256	113	
Zr/Nb	13	10	10	10	17	8	16	5	9	15	
Ba/Ta	6946	7718	5183	9666	8009	1982	5586	2886	4711	2832	
Zr/Y	22	3	13	12	13	24	12	7	11	20	
Rb/Sr	0.13	0.02	0.22	0.05	0.18	0.33	0.15	0.28	0.15	0.10	
Ba/La	69	20	127	468	112	100	467	312	181	67	
Tierras Raras (ppm)											
La	20.40	56.08	11.03	9.75	19.13	15.18	2.27	5.50	10.17	9.70	
Ce	25.20	101.92	18.27	16.88	32.64	26.65	4.96	10.18	18.48	14.60	
Pr	N.D.	11.74	1.93	1.70	4.01	2.69	0.51	1.12	1.86	N.D.	
Nd	5.92	41.62	6.64	6.06	13.79	9.39	2.73	4.36	6.67	4.33	
Sm	1.02	6.76	0.96	1.04	2.62	1.70	0.47	0.91	1.19	0.97	
Eu	0.32	1.55	0.44	0.87	0.65	0.70	0.26	0.45	0.76	0.31	
Gd	1.05	5.16	0.79	0.98	2.13	1.33	0.52	0.94	1.05	0.98	
Tb	0.13	0.63	0.11	0.15	0.31	0.19	0.09	0.15	0.16	0.13	
Dy	N.D.	2.82	0.63	0.95	1.28	0.79	0.48	0.95	0.90	N.D.	
Ho	0.22	0.46	0.16	0.21	0.22	0.14	0.13	0.22	0.20	0.26	
Er	N.D.	1.06	0.48	0.60	0.56	0.34	0.34	0.62	0.58	N.D.	
Yb	0.80	0.74	0.75	0.74	0.45	0.41	0.43	0.82	0.75	0.88	
Lu	0.12	0.11	0.14	0.12	0.07	0.07	0.07	0.14	0.13	0.14	
ΣREE	55	231	42	40	78	60	13	26	43	32	
(La/Yb) _n	17	51	10	9	28	25	4	5	9	7	
Eu/Eu*	0.93	0.80	1.54	2.63	0.85	1.41	1.59	1.50	2.08	0.96	
Zr/Yb	95	51	86	104	148	243	123	65	87	102	
Th/Yb	1.7	18.1	4.4	3.6	9.9	11.5	1.1	2.5	2.3	0.7	
La/Nb	3.6	15.6	1.8	1.3	4.8	1.2	0.7	0.5	1.4	1.7	
Ce/Pb	0.7	4.1	0.6	1.5	0.9	0.9	0.2	0.3	0.6	0.6	

Elementos traza y tierras raras determinados por Espectrometría de Masas de Plasma Inducido Acoplado (ICP-MS), excepto las muestras con (*) las cuales fueron estudiadas por Análisis Instrumental por Activación Neutrónica (INAA).

Los valores utilizados para normalizar las tierras raras de La, Yb, Eu, Sm y Gd para determinar los cocientes normalizados de (La/Yb)_n y Eu/Eu* son valores condriticos de Boynton (1983).

Eu/Eu* = Eu_n/(Sm_n x Gd_n)^{1/2}. N.D.=No Detectado, valores negativos que se encuentran por debajo del limite de detección.

Tabla 8. Concentraciones de elementos mayores y cálculo de la norma CIPW e índice de diferenciación de granitoides pegmatíticos-aplíticos leucocráticos permo-triásicos del NW de Sonora, México.

Muestra Localidad	Pegmatitas-aplitas leucocráticas					
	STAN09-03 S. Los Tanques	STAN09-02 S. Los Tanques	STAN09-04 S. Los Tanques	TANSE09-01 S. Los Tanques	SF09-05 S. San Francisco	TANSE09-18 S. Los Tanques
Elementos Mayores (% en peso)						
SiO ₂	71.16	73.56	74.05	74.78	75.03	76.73
TiO ₂	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.03
Fe ₂ O ₃ t	0.24	0.32	0.32	0.44	0.44	0.51
MnO	0.01	0.02	0.01	0.08	0.01	0.05
MgO	0.22	0.19	0.17	0.10	0.24	0.05
CaO	0.34	1.73	1.10	1.97	2.00	1.27
Na ₂ O	2.50	4.59	3.48	4.06	3.58	4.34
K ₂ O	9.83	3.95	6.55	3.67	2.04	3.85
P ₂ O ₅	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02
PPI	0.32	0.14	0.31	0.40	1.29	0.25
Suma	100.63	100.27	100.76	100.61	84.68	100.68
A/CNK'	1.04	1.05	1.00	1.06	1.35	1.00
A/NK'	1.08	1.33	1.15	1.41	1.95	1.20
Fe ₂ O ₃ /MgO	1.10	1.67	1.90	4.64	1.84	10.10
Mg#	64.29	54.30	51.06	29.91	51.84	16.39
Norma CIPW						
Qz	17.42	27.61	26.04	32.44	41.74	33.94
Or	58.09	23.34	38.71	21.69	12.05	22.75
Ab	21.15	38.84	29.45	34.35	30.28	36.72
An	2.90	8.91	5.31	10.47	9.98	6.20
Ap	0.02	0.09	0.02	0.02	0.06	0.05
Zrn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sph	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Cor	0.16	0.64	0.00	0.59	4.06	0.00
Hem	0.24	0.30	0.32	0.30	0.44	0.46
Ilm	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.06
Di	0.00	0.00	0.53	0.00	0.00	0.19
Hyp	0.55	0.47	0.18	0.25	0.59	0.04
Rt	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Id	96.66	89.79	94.20	88.48	84.07	93.41

Todos los elementos mayores fueron determinados por Fluorescencia de Rayos X (XRF).

Fe total está como Fe₂O₃t.

PPI = Pérdida por ignición.

'A/CNK = relación molecular Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O).

'A/NK = relación molecular Al₂O₃/(Na₂O+K₂O).

Los valores de los minerales normativos están dados en % en peso.

Id (Índice de diferenciación) = Suma de constituyentes normativos Qz+Or+Ab (minerales félsicos) en una roca ígnea definido por Thornton y Tuttle (1960) para cuantificar el grado de diferenciación que ha experimentado una roca.

Abreviaturas: Qz = Cuarzo, Or = Ortoclasa, Ab = Albita, An = Anortita, Ap = Apatito, Zrn = Zircón, Sph = Esfena, Cor = Corindón, Hem = Hematita,

Ilm = Ilmenita, Di = Diópsido, Hyp = Hiperstena, Rt = Rutilo.

Mg# = [100 x molar MgO/(MgO + 0.9FeOtot)].

Tabla 9. Concentraciones de elementos trazas y tierras raras de granitoides pegmatíticos-aplitas leucocráticas permo-triásicos del NW de Sonora, México.

Muestra Localidad	Pegmatitas-aplitas leucocráticas					
	STAN09-03 S. Los Tanques	STAN09-02 S. Los Tanques	STAN09-04 S. Los Tanques	TANSE09-01 S. Los Tanques	SF09-05 S. San Francisco	TANSE09-18 S. Los Tanques
Elementos Traza (ppm)						
Li	2	2	2	2	3	1
Be	1	3	2	2	2	2
B	3	3	9	N.D.	7	N.D.
P	75	462	62	48	103	150
Sc	1	2	2	2	0	1
Ti	140	125	463	228	214	292
V	4	5	5	5	15	8
Cr	1	2	1	2	2	2
Co	1	1	0.46	1	1	1
Ni	5	0.26	1	1	3	1
Cu	4	3	3	6	62	7
Zn	7	7	8	7	23	7
Ga	11	14	13	13	12	7
Rb	273	94	158	56	42	72
Sr	741	853	666	723	307	315
Y	0.32	0.16	0.41	9	2	3
Zr	12	34	35	65	39	34
Nb	1	1	2	0.34	5	0.39
Mo	0.05	0.05	0.17	0.02	0.29	0.19
Sn	0.11	0.09	0.25	0.09	0.23	0.16
Sb	0.12	0.07	0.08	0.08	0.07	0.20
Cs	2	1	1	0.33	1	0.38
Ba	5152	1547	2069	2644	719	843
Hf	0.29	1	1	2	2	1
Ta	0.07	0.03	0.15	0.03	0.28	0.02
W	1	0.07	0.08	0.08	0.41	0.09
Tl	1	1	1	0.31	0.20	0.37
Pb	37	20	28	18	45	17
Th	0.05	0.16	0.08	0.13	0.12	0.08
U	0.07	0.10	0.18	0.40	0.31	0.13
Ba/Nb	4607	2822	1029	7756	154	2148
Zr/Nb	11	63	17	192	8	86
Ba/Ta	73977	45003	13743	105467	2556	38796
Zr/Y	39	212	83	7	16	13
Rb/Sr	0.37	0.11	0.24	0.08	0.14	0.23
Ba/La	25907	3530	15503	16338	301	8039
Tierras Raras (ppm)						
La	0.20	0.44	0.13	0.16	2.39	0.10
Ce	0.28	0.52	0.24	0.61	3.71	0.24
Pr	0.03	0.07	0.01	0.04	0.29	0.03
Nd	0.33	0.56	0.43	0.50	1.41	0.44
Sm	0.05	0.09	0.04	0.11	0.24	0.05
Eu	0.51	0.19	0.20	0.34	0.83	0.13
Gd	0.10	0.13	0.08	0.45	0.31	0.16
Tb	0.01	0.02	0.01	0.11	0.06	0.03
Dy	0.07	0.07	0.04	1.06	0.38	0.27
Ho	0.03	0.03	0.03	0.29	0.08	0.10
Er	0.04	0.03	0.05	0.93	0.18	0.32
Yb	0.07	0.04	0.11	1.23	0.23	0.54
Lu	0.02	0.01	0.02	0.20	0.04	0.10
ΣREE	2	2	1	6	10	2
(La/Yb) _n	1.93	6.69	0.84	0.09	7.02	0.13
Eu/Eu*	21.47	5.47	11.48	4.69	9.20	4.41
Zr/Yb	179	778	325	53	172	63
Th/Yb	0.8	3.6	0.8	0.1	0.5	0.1
La/Nb	0.2	0.8	0.1	0.5	0.5	0.3
Ce/Pb	0.01	0.03	0.01	0.03	0.08	0.01

Elementos traza y tierras raras determinados por Espectrometría de Masas de Plasma Inducido Acoplado (ICP-MS), excepto las muestras con (*) las cuales fueron estudiadas por Análisis Instrumental por Activación Neutrónica (INAA). Los valores utilizados para normalizar las tierras raras de La, Yb, Eu, Sm y Gd para determinar los cocientes normalizados de (La/Yb)_n y Eu/Eu* son valores condriticos de Boynton (1983). Eu/Eu* = Eu_i/(Sm_i x Gd_i)^{0.5}. N.D.=No Detectado, valores negativos que se encuentran por debajo del límite de detección.

monzograníticas y granodioríticas para la mayoría de los granitoides permo-triásicos (Figura 21). Otro esquema de clasificación química para rocas plutónicas utilizado para los granitoides permo-triásicos fue el diagrama TAS (Total Alkalies vs. Silica, por sus siglas en inglés; Le Bas *et al.*, 1986) en función de su contenido de sílice (SiO_2) vs. álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) propuesto por Middlemost (1994). Como puede observarse en la Figura 22a, la mayoría de los granitoides que pertenecen a la serie sub-alkalina, caen en los campos composicionales de granitos y cuarzomonzonitas, algunas otras muestras se clasifican como granodioritas. Con base en el diagrama de K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976) mostrado en la Figura 22b se determinó que la mayor parte de los granitoides permo-triásicos caen dentro de los campos calcialcalinos de medio y alto potasio. Esta característica pudiera reflejar el incremento del grado de contaminación cortical en márgenes continentales activos (Wilson, 1989).

La suma de los constituyentes normativos Qz (cuarzo), Or (ortoclasa) y Ab (albita) define el índice de diferenciación (Id), propuesto por Thornton y Tuttle (1960), el cual cuantifica el grado de diferenciación que ha experimentado una roca mediante el contenido de minerales normativos félsicos. Los índices de diferenciación ($\text{ID} = Qz + Or + Ab$) para los granitoides permo-triásicos se localizan en el rango de 71.34 y 96.66 (Tablas 4, 6 y 8). Los índices correspondientes a los granitoides melanocráticos son ligeramente más bajos; fluctúan entre 71.34 y 88.52 y por lo tanto, pertenecen a las rocas menos diferenciadas. Los granitoides leucocráticos poseen índices entre 77.13 y 91.14, mientras que las pegmatitas-aplitas son las más diferenciadas con los valores más altos entre 84.07 y 96.66.

En los diagramas ternarios AFM y An-Ab-Or de Irvine y Baragar (1971), empleados para discriminar las series magmáticas subalkalinas, se observa la afinidad calcialcalina y el carácter potásico de los granitoides permo-triásicos (Figuras 23a y 23b). Existe una tendencia marcada de enriquecimiento de álcalis al disminuir el FeO y MgO para los granitoides leucocráticos y pegmatitas-aplitas, mientras que hay un enriquecimiento de FeO para los melanocráticos (Figura 23a). La firma potásica, dominante sobre la sódica, que muestra la mayoría de los granitoides se ve reflejada en el relativo enriquecimiento de ortoclasa como mineral normativo presente en las rocas, como se observa en el diagrama de la Figura 23b.

Un esquema de clasificación geoquímica alternativo para granitoides basado en la composición de elementos mayores, desarrollado por Frost *et al.* (2001), proporciona una clasificación más detallada. Este esquema utiliza 1) un diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (modified alkali-lime index or MALI) vs. SiO_2 para evaluar si una serie magmática es alcalina, álcali-cálcica, calci-alkalina o cálcica (Figura 23c) y 2) un diagrama de $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ vs. SiO_2 para evaluar si una serie magmática es ferrosa o magnésiana (Figura 23d). Usando este esquema, los granitoides melanocráticos se clasifican como calci-alkalinos y

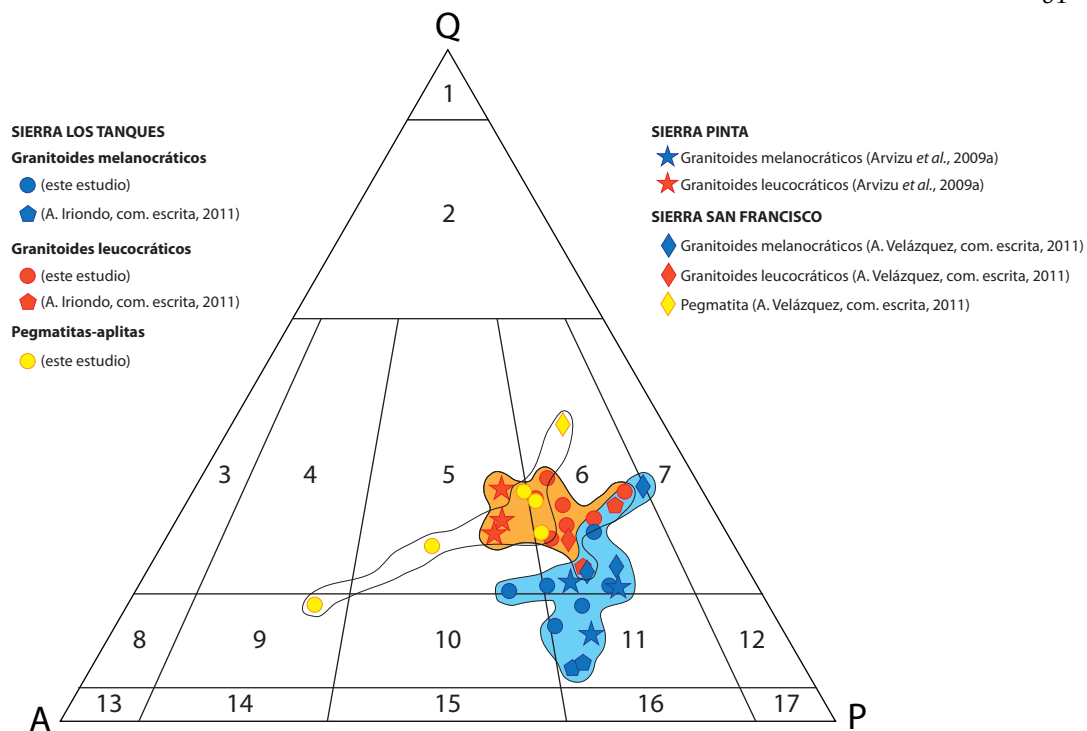


Figura 20. Clasificación y nomenclatura para rocas plutónicas de acuerdo al contenido mineral modal según IUGS utilizando el diagrama de doble triángulo QAPF basado en Streckeisen, 1976. Clasificación de los granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques y de otras localidades del NW de Sonora, las cuales se especifican en el texto. Q: Cuarzo; A: Feldespato Alcalino; P: Plagioclasa. Campos: 1 (Cuarzolita), 2 (Granitoides ricos en cuarzo), 3 (Granito de feldespatos alcalinos), 4 (Sienogranito), 5 (Monzogranito), 6 (Granodiorita), 7 (Tonalita), 8 (Cuarzosienita de feldespatos alcalinos), 9 (Cuarzosienita), 10 (Cuarzomonzonita), 11 (Cuarzomonzodiorita), 12 (Cuarzodiorita), 13 (Sienita de feldespatos alcalinos), 14 (Sienita), 15 (Monzonita), 16 (Monzodiorita), 17 (Diorita).

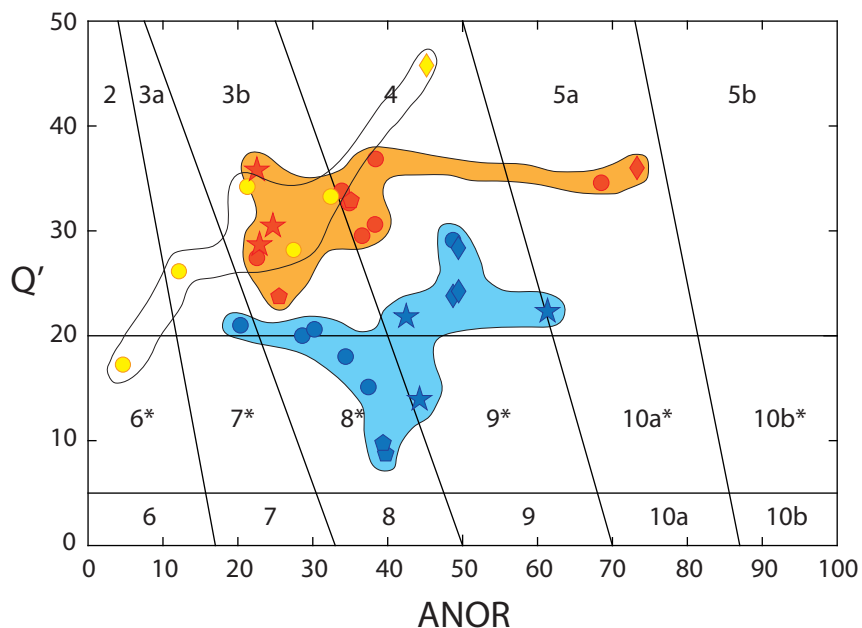


Figura 21. Diagrama de clasificación de granitoides Q'-ANOR basado en la composición molar normativa de los minerales de la norma CIPW según IUGS propuesto por Streckeisen y LeMaitre, 1979. Clasificación de las rocas plutónicas permo-triásicas de Sierra Los Tanques y de otras localidades del NW de Sonora, las cuales se especifican en el texto. Cationes: $Q' = 100 * Q / (Q + Or + Ab + An)$; $ANOR = 100 * (An / (Or + An))$. Campos: 2 = Granitoides ricos en cuarzo, 3a = Sienogranito, 3b = Monzogranito, 4 = Granodiorita, 5a, b = Tonalita, 6* = Cuarzosienita de feldespatos alcalinos, 6 = Sienita de feldespatos alcalinos, 7* = Cuarzosienita, 7 = Sienita, 8* = Cuarzomonzonita, 8 = Monzonita, 9* = Cuarzomonzodiorita, 9 = Monzodiorita, 10a, b* = Cuarzodiorita, 10a, b = Diorita. Simbología igual a la de la Figura 20.

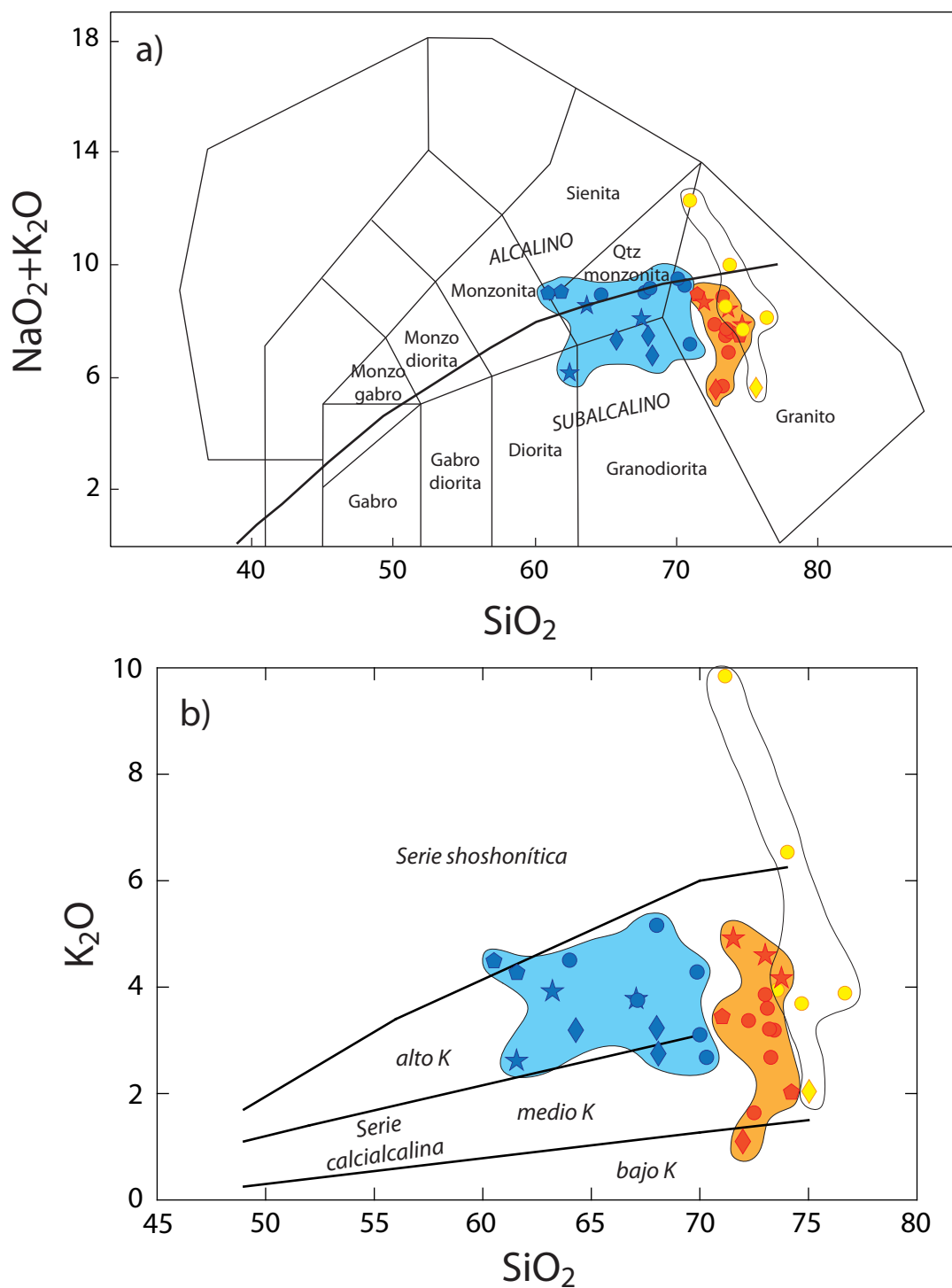


Figura 22. a) Diagrama de clasificación geoquímica y nomenclatura para rocas plutónicas TAS de SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (según Middlemost, 1994), donde se muestra la variación composicional de los granitoides permo-triásicos del NW de Sonora. La línea gruesa de color negro separa los campos alcalino y sub-alcalino según Irvine y Baragar (1971) y Le Bas *et al.* (1986). b) Diagrama de K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976) mostrando las diferentes series magmáticas calciocalinas para los granitoides permo-triásicos del NW de Sonora. Simbología igual a la de la Figura 20.

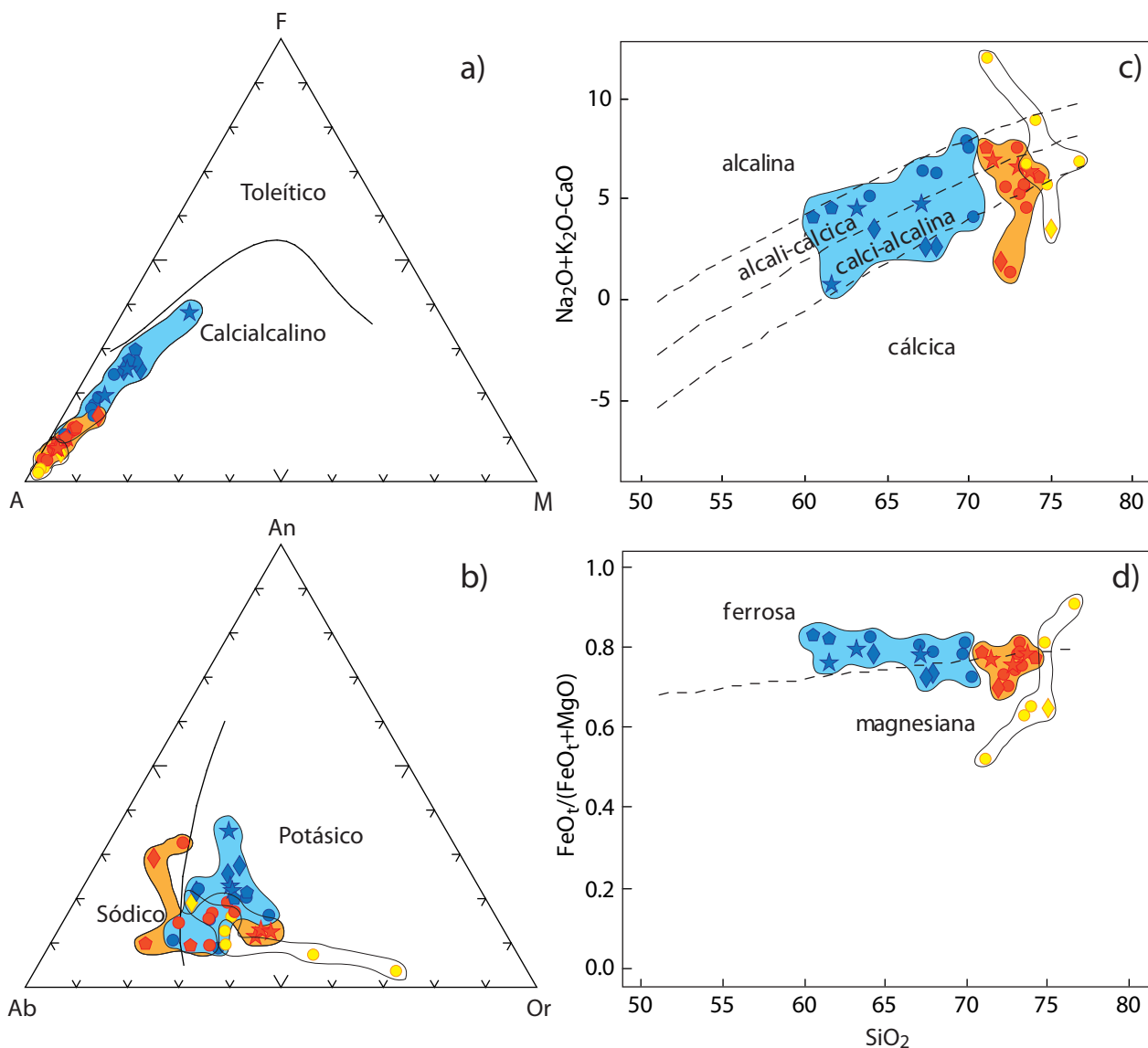


Figura 23. Diagramas discriminativos de series magmáticas subalcalinas utilizando la geoquímica de elementos mayores de los granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques y de otras localidades del NW de Sonora. a) Diagrama ternario AFM (A:Álcalis= $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, F= FeO_t , M= MgO) de Irvine y Baragar (1971) que discrimina entre series magmáticas calcicalcinas y toleíticas. b) Diagrama triangular Ab-An-Or (Irvine y Baragar, 1971) de discriminación de rocas plutónicas silíceas mostrando el carácter potásico y sódico basado en el contenido normativo (CIPW) de los minerales albita, anortita y feldespato potásico. c) Diagrama binario MALI (Modified Alkali Lime Index) de SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ para la clasificación de series magmáticas calcicalcinas de granitoides según Frost *et al.* (2001). d) Diagrama binario de SiO_2 vs. $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ que discrimina entre series magmáticas ferrosas y magnesianas para granitoides según Frost *et al.* (2001). Todos los óxidos están en % en peso. Simbología igual a la de la Figura 20.

álcali-cálcicos tendiendo más a una firma ferrosa, mientras que los granitoides leucocráticos, incluyendo a los granitoides pegmatíticos-aplíticos, además de caer en los campos antes mencionados algunas muestras caen en los campos cálcico y alcalino con afinidad más magnesiana.

De acuerdo al índice de [Shand \(1927\)](#) (relación molar de $Al/Ca+Na+K$ vs. $Al/Na+K$ ó A/CNK vs. A/NK) en el diagrama de [Maniar y Piccolli \(1989\)](#) ([Figura 24a](#)) se establece el carácter metaluminoso o peraluminoso de las rocas. De acuerdo a su índice de saturación en aluminio, se establece que para los granitoides melanocráticos la mayoría de las muestras se encuentran dentro del campo metaluminoso, mientras que la mayoría de los granitoides leucocráticos y pegmatitas-aplitas caen en el campo peraluminoso, reiterando éste carácter por la presencia de corindón normativo en las muestras ([Tablas 4, 6 y 8](#)).

Por otro lado, de acuerdo a la clasificación geoquímica para granitos propuesta por [Chappell y White \(1974\)](#), para separar granitos generados por la fusión de una fuente compuesta principalmente por materiales ígneos (granitos Tipo I; concentración molar: $Al/Ca+Na+K$ o $A/CNK < 1.1$) y por materiales sedimentarios (granitos Tipo S; concentración $A/CNK > 1.1$), la mayoría de los granitoides permo-triásicos melanocráticos y leucocráticos presentan valores de $A/CNK < 1.1$ ([Tablas 4, 6 y 8](#)). Por lo tanto, el gráfico de la relación molecular $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ o índice de saturación en aluminio o ASI (Aluminum Saturation Index, por sus siglas en inglés; A/CNK) vs. SiO_2 ([Figura 24b](#)) nos indica la posible fuente del magma y el carácter aluminoso para estos granitoides. Este diagrama de A/CNK vs. SiO_2 ([Figura 24b](#)) revela que solamente tres granitoides caen en el campo de granitos Tipo S, con valores del índice de saturación en aluminio $ASI > 1.1$, aunque dos muestras se sitúan próximas a la frontera de $A/CNK = 1.1$ y la otra se aleja con un índice de saturación de alúmina alto de 1.35, este rasgo es confirmado también por la presencia de la más alta cantidad de corindón normativo (4.06% para la muestra SF09-05; [Tablas 4, 6 y 8](#)).

En el diagrama B-A para granitoides, propuesto por [Debon y Le Fort \(1983\)](#) y modificado por [Villaseca et al. \(1998\)](#), el cual discrimina las rocas por su grado de saturación en alúmina ([Figura 24c](#)) se encontró que la mayor parte de los granitoides melanocráticos caen claramente en el campo de las rocas metaluminosas, aunque cuatro muestras caen en los campos de rocas peraluminosas de bajo grado y tres en el campo de moderado grado. Por su parte, las rocas que componen a los granitoides leucocráticos, así como las pegmatitas-aplitas caen principalmente en el campo de las rocas peraluminosas de bajo grado y peraluminosas félsicas, indicando que no tienen el enriquecimiento en alúmina característico de los granitos de tipo “S”. Una clasificación más detallada para rocas peraluminosas y metaluminosas, propuesta por [Debon y Le Fort \(1983\)](#) a partir de los parámetros A-B (donde $A = Al-[K+Na+2Ca]$ y $B =$

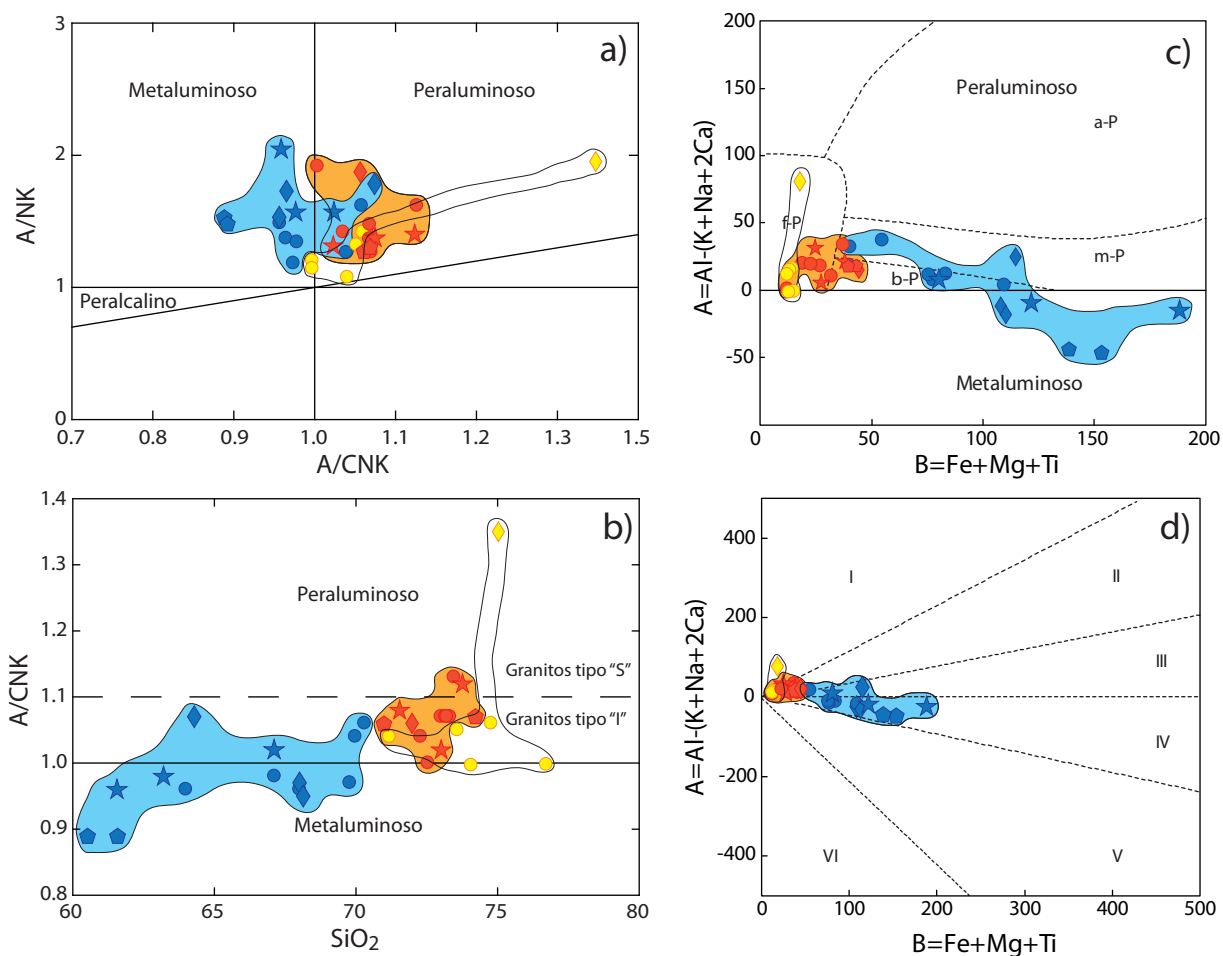


Figura 24. Diagramas discriminativos de la geoquímica de elementos mayores de las rocas graníticas permo-triásicas de Sierra Los Tanques y de otras localidades del NW de Sonora. a) Diagrama de Maniar y Piccoli (1989) que representa el índice de Shand (1927) (relación molar de $Al/Ca+Na+K$ vs. $Al/Na+K$ o A/CNK vs. A/NK en el que se establece el carácter metaluminoso o peraluminoso de las rocas). b) Relación molecular de $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ o índice de saturación en aluminio o ASI (por sus siglas en inglés, Aluminum Saturation Index); A/CNK vs. SiO_2 separando los granitos tipo-S ($ASI > 1$) y tipo-I ($ASI < 1$). c) Diagrama B-A (Debon y Le Fort, 1983) para rocas plutónicas modificado por Villaseca *et al.* (1998) con campos de varios tipos de rocas peraluminosas. Campos: b-P = peraluminoso bajo, m-P = peraluminoso moderado, a-P = peraluminoso alto, f-P = peraluminoso félsico. d) Diagrama B-A para rocas peraluminosas y metaluminosas propuesto por Debon y Le Fort (1983) definiendo seis sectores (I - VI), reflejando el balance de alumina de las muestras. Los siguientes minerales son característicos para los sectores individuales: I Dominio Peraluminoso=moscovita>biotita, II Dominio Peraluminoso=biotita>moscovita, III Dominio Peraluminoso=biotita (\pm poco anfíbol), IV Dominio Metaluminoso=biotita, anfíbol, \pm piroxeno, V Dominio Metaluminoso=clinopiroxeno, \pm anfíbol, \pm biotita, VI Dominio Metaluminoso=asociaciones minerales inusuales (carbonatitas...). Parámetros: milicaciones $A = Al - (K + Na + 2Ca)$, $B = Fe + Mg + Ti$. Simbología igual a la de la Figura 20.

[Fe+Mg+Ti]), manifiesta el grado de aluminosidad de una asociación (o serie) magmática, correspondiendo los sectores I, II y III al dominio peraluminoso, y los sectores IV, V y VI al metaluminoso (Figura 24d). En este diagrama se observa que todos los granitoides permo-triásicos caen en los campos entre I y IV, específicamente los granitoides melanocráticos caen en los campos III y IV con asociaciones peraluminosas-metaluminosas generalmente ricas en biotita y anfíbol como lo corroboran las composiciones geoquímicas más máficas y la mineralogía determinadas a partir del estudio petrográfico. Por su parte, los granitoides leucocráticos, además de las pegmatitas-aplitas caen en los campos I-III dominando principalmente el I y II con asociaciones peraluminosas ricas en micas (campo I = moscovita>biotita y campo II = biotita>moscovita).

En la Figura 25 se muestran diagramas de variación de tipo Harker (1909) de los óxidos mayores vs. SiO₂ para los granitoides permo-triásicos del NW de Sonora. Las rocas presentan una variación en el contenido de SiO₂ que va de 60.52 wt. % hasta 76.73 wt. % (Figura 25; Tablas 4, 6 y 8) en donde se pueden distinguir tres grupos de granitoides. Claramente, los granitoides melanocráticos se agrupan separados de los granitoides leucocráticos, ambos separados de los granitoides pegmatíticos-aplíticos, aunque comúnmente estos últimos se traslapan con los leucocráticos. Para el caso de los granitoides melanocráticos, el contenido de SiO₂ varía de un 60.52 a un 70.31% en peso, mientras que para los granitoides leucocráticos los valores de sílice son ligeramente más altos respecto a los anteriores (71.03–74.22% en peso). Las pegmatitas-aplitas presentan valores entre 71.16–76.73% en peso. En estos diagramas de variación de elementos mayores se puede observar que las rocas analizadas presentan tendencias con pendientes o correlaciones negativas para TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO y P₂O₅ con respecto a SiO₂, mientras que el Na₂O y K₂O permanecen constantes; este comportamiento específicamente más marcado en el grupo melanocrático, aunque algunas muestras del grupo leucocrático, incluyendo el de las pegmatitas-aplitas, los valores se encuentran dispersos, sin definir correlaciones claras.

6.3 Geoquímica de elementos traza

Algunos elementos traza como el Nb e Y son considerados útiles para la clasificación de ambientes tectónicos de formación de granitoides (Pearce, 1996). De acuerdo con el diagrama de discriminación tectonomagmática para granitos Y vs. Nb según Pearce *et al.* (1984), todos los granitoides permo-triásicos estudiados del NW de Sonora caen en el campo de granitos de arco volcánico (Figura 26a). Por otro lado, en el diagrama de discriminación de Whalen *et al.* (1987), utilizado para distinguir el origen ígneo, mantélico, sedimentario o anorogénico de granitos, todas las muestras permo-triásicas analizadas caen consistentemente en el campo de granitos tipo M, I y S (Figura 26b). Por otra parte, Brown *et al.* (1984) demostraron que el incremento de la relación Rb/Zr con el aumento de Nb e Y corresponde al grado de

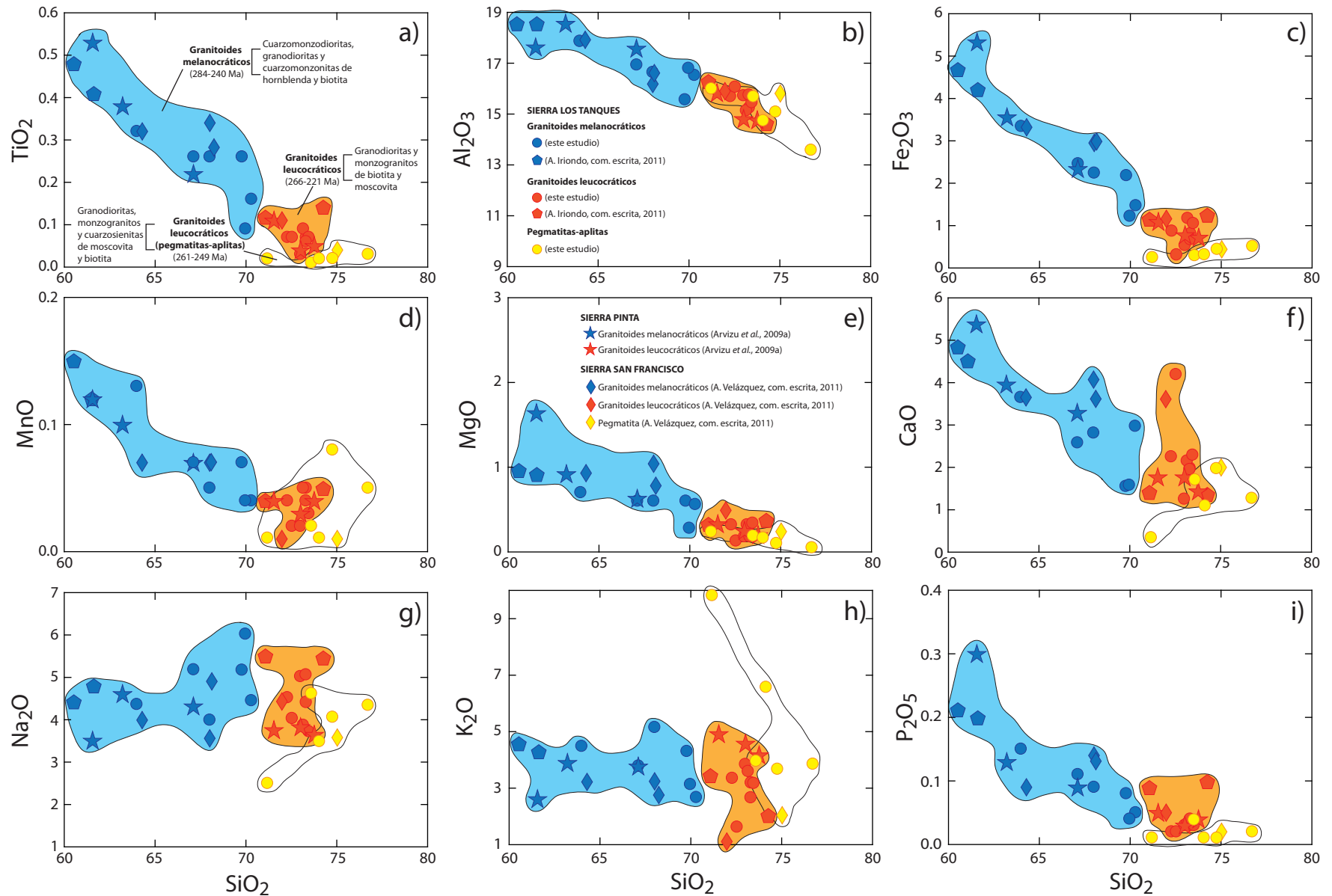


Figura 25. Diagramas de variación tipo Harker para los elementos mayores contra SiO_2 de las muestras de granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques y de otras localidades del NW de Sonora. Los elementos mayores están expresados en óxidos, como porcentaje en peso (% wt.), y normalizados en base anhidra.

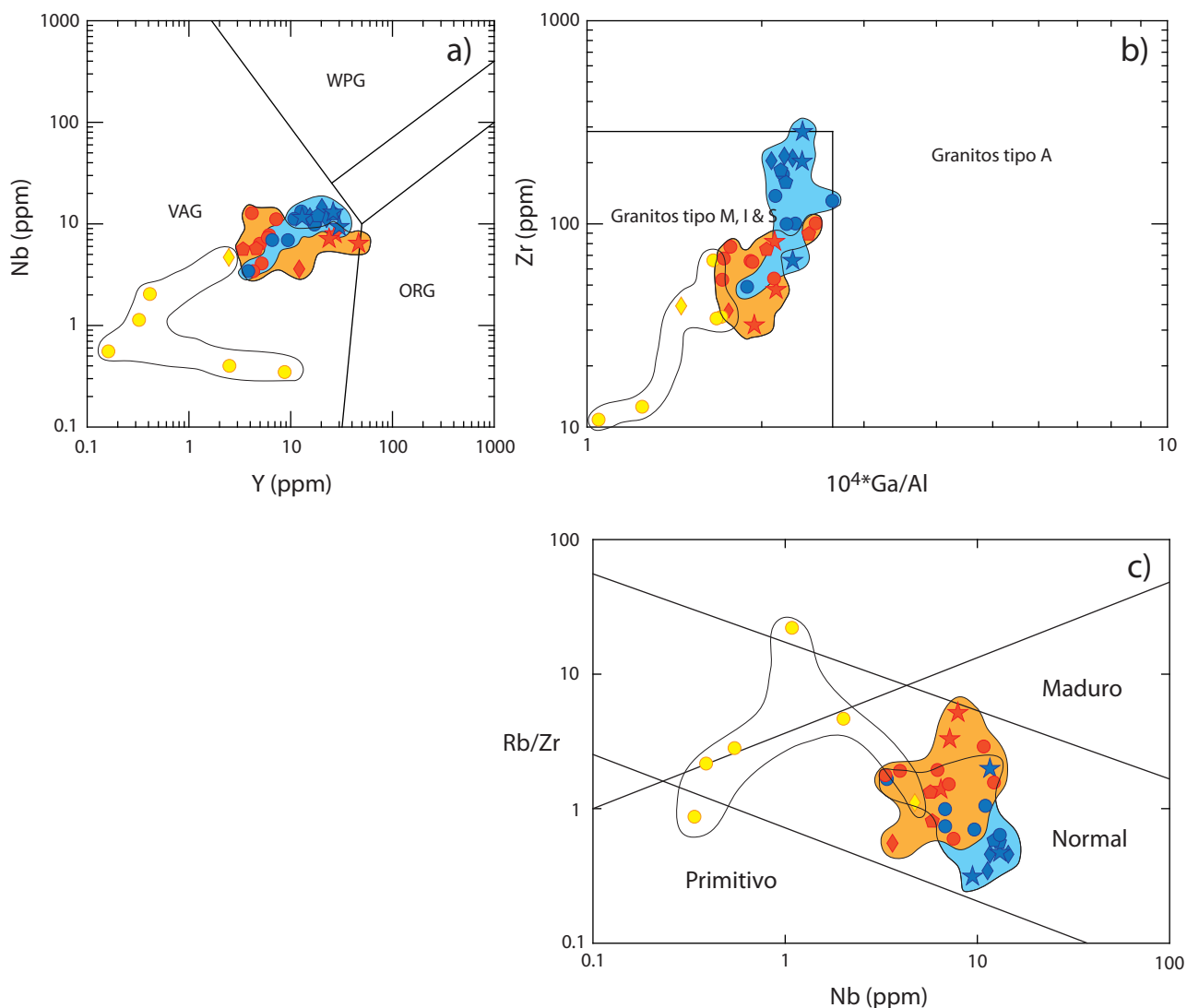


Figura 26. Diagramas de discriminación para granitos utilizando la geoquímica de elementos traza. (a) Diagrama de discriminación tectonomagmática Y vs. Nb según Pearce *et al.* (1984). Ambiente tectónico para los granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques y de otras localidades del NW de Sonora. Abreviaciones para los campos: VAG: Granitos de Arco Volcánico (Volcanic Arc Granites); WPG: Granitos de Intraplaca (Within-Plate Granites); ORG: Granitos de Dorsal Oceánica (Ocean Ridge Granites). (b) Diagrama de discriminación $10^4 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ vs. Zr (según Whalen *et al.*, 1987) para identificar granitos tipo M (origen mantélico), I (origen ígneo), S (origen sedimentario) y A (origen anorogénico). (c) Diagrama Rb/Zr vs. Nb para determinar la madurez de un arco (Brown *et al.*, 1984). Simbología igual a la de la Figura 25.

madurez de un arco. En el caso de los granitoides permo-triásicos, la mayoría cae en el campo de un arco en condiciones normales de madurez, excepto las pegmatitas-aplitas que han sido formadas bajo otras condiciones tectónicas (Figura 26c).

Los elementos traza visualizados en diagramas tipo Harker, al igual que los elementos mayores, son muy útiles para evaluar la evolución magmática, así como también permiten inferir las fases minerales principales que cristalizaron durante la misma. Entre otras cosas, estos elementos en la mayoría de los casos substituyen a elementos mayores en los minerales formadores de rocas y raramente son formadores de minerales por si solos (Rollinson, 1993). La correlación de los elementos traza vs. SiO_2 proporciona una mejor aproximación a las características geoquímicas de las rocas comparada con lo que hacen los elementos mayores partiendo del hecho de que algunos de los elementos traza (ej. HFSE y REE) son menos susceptibles a procesos secundarios como la alteración y/o el metamorfismo.

El comportamiento de los elementos traza en las muestras analizadas se puede observar en los diagramas de variación tipo Harker de la Figura 27 en donde se grafican las concentraciones absolutas (ppm) de algunos elementos traza representativos con respecto al contenido de SiO_2 . En general, la mayoría de los elementos traza muestran correlaciones negativas respecto al sílice (Figura 27), aunque algunos exhiben dispersión o permanecen constantes sin definir una tendencia positiva o negativa clara (e.g., Ba, Rb, Ta y Pb). Este comportamiento dispersivo se acentúa más en el grupo de granitoides leucocráticos y pegmatitas-aplitas.

En el caso del Ba y Rb, sus concentraciones permanecen casi constantes, aunque algunas muestras de los grupos de granitoides leucocráticos y pegmatitas-aplitas presentan valores dispersos (Figuras 27a y b) como ocurre en la mayoría de los elementos. Comúnmente, el Ba y Rb son elementos incompatibles que substituyen al K en los feldespatos potásicos, micas u hornblenda, aunque el Rb substituye menos fácilmente en hornblendas que en feldespatos potásicos y en micas. Por su parte, el Sr muestra una ligera tendencia negativa a medida que el contenido de sílice aumenta substituyendo probablemente al K en los feldespatos potásicos más que al Ca en las plagioclasas (Figura 27c). El Sr se comporta como elemento compatible a baja presión, es decir, en un ambiente con condiciones estables, donde la plagioclasa se forma tempranamente.

Por otra parte, elementos incompatibles como el Zr y Hf se correlacionan negativamente más en los granitoides melanocráticos (Figuras 27d y e). El comportamiento específicamente del Zr indica que fue un elemento compatible desde los estadios iniciales de cristalización en el conjunto de granitoides melanocráticos como lo revelan las altas concentraciones de este elemento en las muestras y como lo

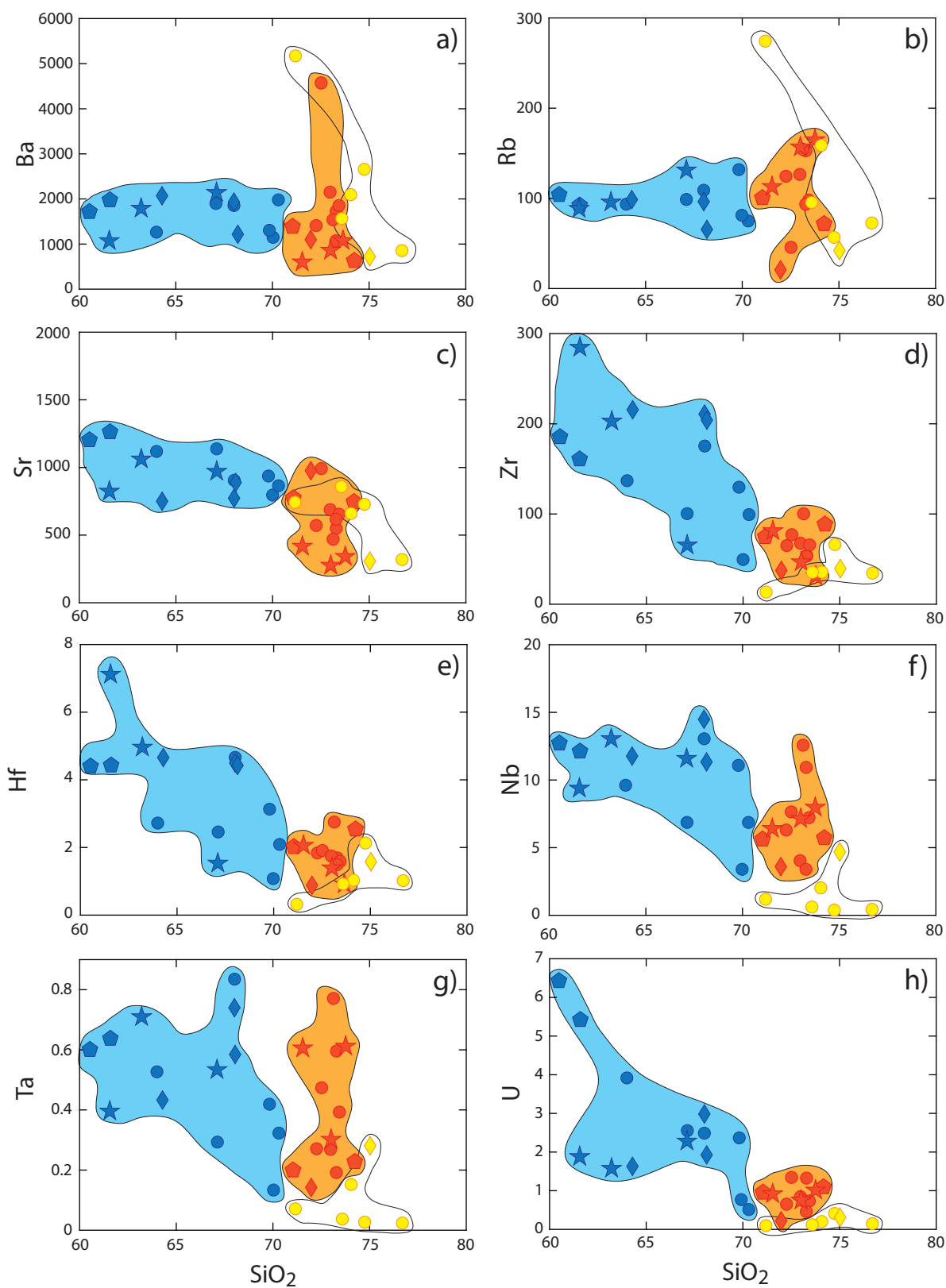


Figura 27. Diagramas de variación tipo Harker para algunos elementos traza representativos contra SiO_2 de las muestras de granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques y de otras localidades del NW de Sonora. Los elementos traza están expresados en ppm, mientras que el óxido de silicio se encuentra como porcentaje en peso (% wt.). Simbología igual a la de la Figura 25. Campos: azul = granitoides melanocráticos, naranja = granitoides leucocráticos, sin relleno = pegmatitas-aplitas leucocráticas.

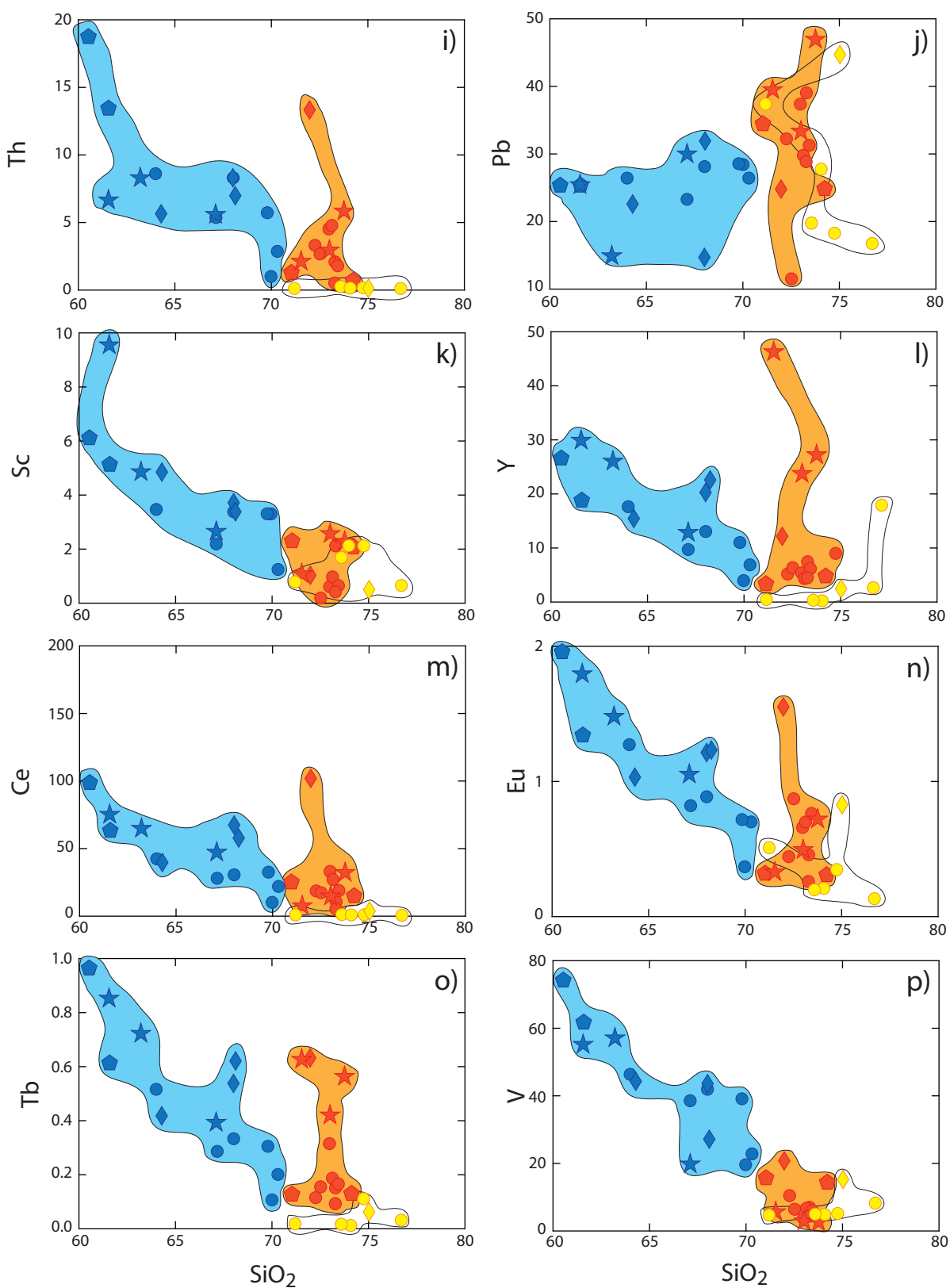


Figura 27. (Cont.). Diagramas de variación tipo Harker para algunos elementos traza representativos contra SiO_2 de las muestras de granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques y de otras localidades del NW de Sonora. Los elementos traza están expresados en ppm, mientras que el óxido de silicio se encuentra como porcentaje en peso (% wt.). Simbología igual a la de la Figura 25. Campos: azul = granitoides melanocráticos, naranja = granitoides leucocráticos, sin relleno = pegmatitas-aplitas leucocráticas.

constata su abundancia en el estudio petrográfico.

Otros elementos traza como el Nb y Ta tienden a ser incompatibles en rocas magmáticas máficas y muestran comportamientos complejos en “suites” magmáticas félsicas, como en el caso de algunas muestras en este estudio. En el diagrama de variación de la [Figura 27f](#), el Nb exhibe una tendencia negativa con respecto a la sílice en los melanocráticos mientras que el Ta no muestra una correlación marcada encontrándose los datos más dispersos en todos los grupos de granitoides ([Figura 27g](#)). En ambos casos, el grupo de granitoides pegmatíticos-aplíticos tienen concentraciones más bajas, en general, con respecto al resto de los granitoides melanocráticos y leucocráticos. Típicamente, el Nb y Ta particionan en fases minerales ricas en Ti como la titanita, anfíbol rico en Ti, óxidos de Fe-Ti (titanomagnetita, ilmenita). Comúnmente, las bajas relaciones de estos elementos indican fluidos relacionados a subducción.

Otros elementos incompatibles como el U y Th exhiben comportamientos que se correlacionan negativamente con la sílice mientras que el Pb lo hace más o menos positivamente a medida que incrementa el contenido de SiO₂ durante la diferenciación magmática dentro del grupo de los granitoides melanocráticos ([Figuras 27h-j](#)). Estos elementos en los grupos de granitoides leucocráticos y pegmatíticos-aplíticos muestran un comportamiento más disperso como sucede con la mayoría de los elementos. En procesos magmáticos, el U y Th y escasamente el Pb se concentran en la fase líquida, revelando así su incompatibilidad. El U y Th tienen concentraciones uniformemente bajas, pero ocurren principalmente en ciertos minerales accesorios, como elementos mayoritarios o bien remplazando a otros. Se encuentran en silicatos como el zircón, thorita, allanita, esfena; en óxidos como uraninita y thorianita; en fosfatos como la monacita, apatito y xenotima. Aunque el U y Th también están concentrados en la corteza continental al igual que el Pb, éste último es un elemento muy perceptible indicativo de contaminación cortical.

El comportamiento del Sc en el diagrama de variación de la [Figura 27k](#) exhibe una clara tendencia negativa a medida que el contenido en sílice aumenta. Las concentraciones de este elemento son mayores en los granitoides melanocráticos que en los granitoides leucocráticos y en las pegmatitas-aplitas, los cuales muestran valores similares. Este elemento traza se concentra en piroxenos y puede ser usado como indicador de su fraccionación, aunque no se encontró evidencia clara de la presencia de piroxeno en la petrografía de las muestras como era de esperarse para rocas tan diferenciadas.

Por su parte, el Y define una tendencia negativa con respecto a la sílice, aunque algunas muestras del grupo de los granitoides leucocráticos presentan valores más altos ([Figura 26l](#)). El Y comúnmente es

un elemento incompatible, aunque está fuertemente particionado en el granate y en el anfíbol, se comporta de la misma manera que las REE. Minerales como la esfena y apatito también concentran Y, por lo tanto, la presencia de estos como minerales accesorios podría tener un efecto significativo en las concentraciones de este elemento. La fraccionación de fases minerales accidentales tales como el zircón, allanita y titanita, pueden reflejarse en el empobrecimiento o disminución de Zr e Y (Figuras 27 y 28). La correlación negativa entre Y y SiO₂ en los granitoides melanocráticos podría explicarse por la fraccionación de la hornblenda.

Las tierras raras (REE) como Ce, Eu y Tb, vistas en los diagramas de variación (Figuras 27m-o), presentan en general tendencias negativas, sin embargo, algunas muestras del grupo de granitoides leucocráticos se encuentran dispersas variando sus concentraciones. Típicamente, las tierras raras son compatibles en algunos minerales como granate que acomoda las tierras raras pesadas (HREE) más que las tierras raras ligeras (LREE). También se alojan en ortopiroxenos y hornblendas, pero en menor proporción. Minerales como la esfena y la plagioclasa acomodan más las tierras raras ligeras (LREE), mientras que el Eu es fuertemente fraccionado por las plagioclasas.

En el caso del vanadio (V), éste se correlaciona negativamente con el SiO₂ definiendo una tendencia muy clara durante la evolución magmática. Se observa que los granitoides melanocráticos tienen una mayor concentración de este elemento con respecto al resto de los granitoides leucocráticos y al grupo de las pegmatitas-aplitas (Figura 27p). Esto se explica debido a que el V es un elemento altamente compatible y fraccionado en óxidos de Fe-Ti como la ilmenita o titanomagnetita.

En la Figura 28 se muestran diagramas multielementales normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las muestras de granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques y de otras localidades del NW de Sonora. Los datos se dividieron en cuatro diagramas con el fin de mostrar por separado cada grupo de granitoides. En el diagrama de la Figura 28a se muestran los tres grupos de granitoides, a modo comparativo. En los subsecuentes diagramas (Figuras 28b-d) se muestran por separado cada uno de estos grupos para visualizar de mejor manera los patrones geoquímicos particulares presentes en las muestras analizadas de cada grupo de granitoides.

El comportamiento de los diagramas multielementales en las muestras analizadas de granitoides permo-triásicos exhibe, en términos generales, una clara firma de arco magmático (Figuras 28a-d). Esta característica queda evidenciada principalmente por el enriquecimiento de los elementos LILE (Large Ion Lithophile Elements = Elementos Litófilos de Radio Iónico Grande) como el Cs, Rb, Ba, K, Pb y Sr, con respecto a los HFSE (High Field Strength Elements = Elementos de Alto Potencial Iónico), y de las

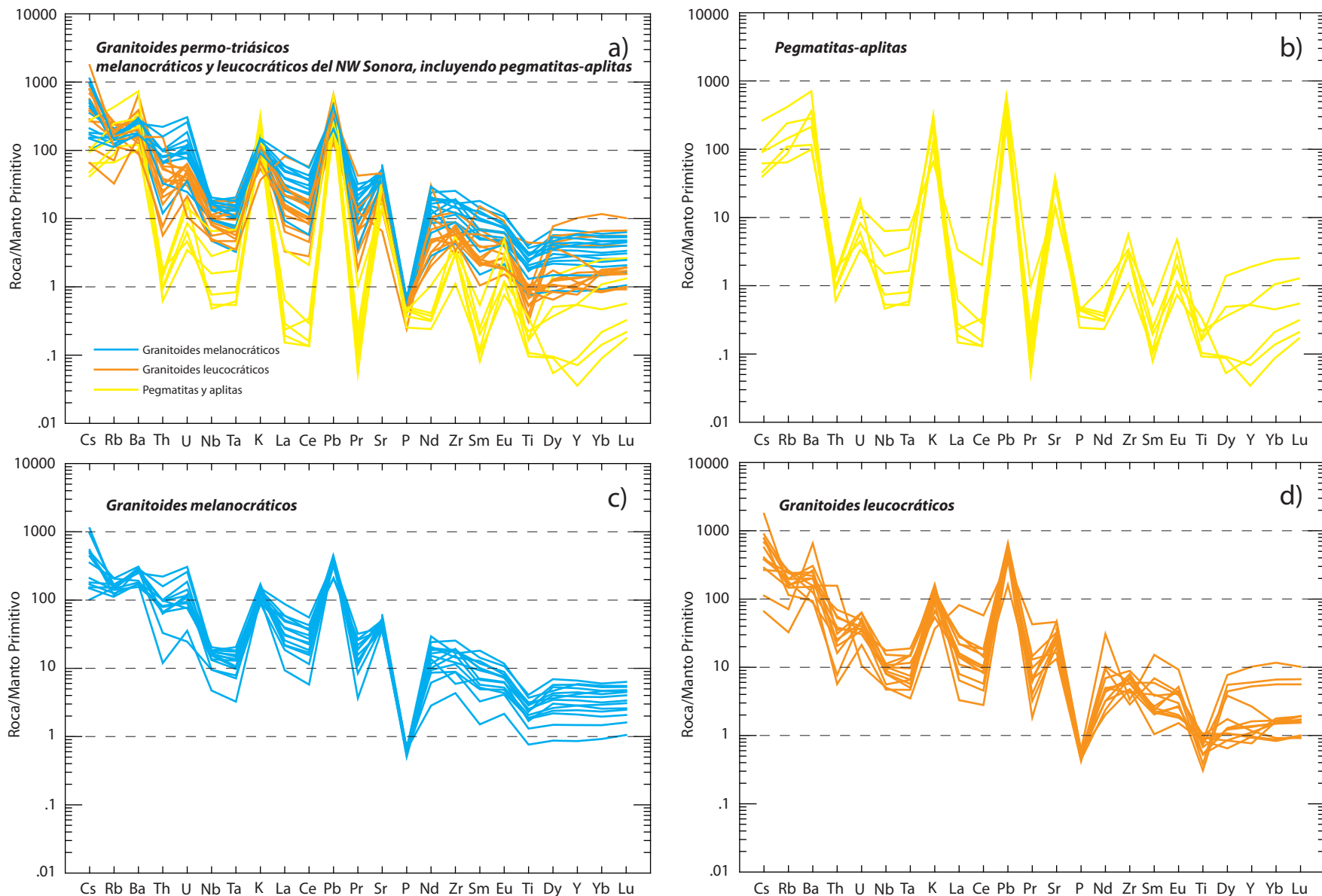


Figura 28. Diagramas multielementos normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las muestras de granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques y de otras localidades del NW de Sonora. a) Diagrama multielementos mostrando todas las muestras de granitoides de edad permo-triásica, incluyendo pegmatitas y aplitas. b) Diagrama mostrando solo las muestras de granitoides, incluyendo los granitoides melanocráticos y leucocráticos. c) y d) Diagramas mostrando los granitoides melanocráticos y leucocráticos, respectivamente.

LREE (Light Rare Earth Elements = Tierras Raras Ligeras) en relación a las HREE (High Rare Earth Elements = Tierras Raras Pesadas), característico de magmas asociados a procesos de subducción. Estos patrones enriquecidos en elementos incompatibles y LREE son debidos principalmente a la alta solubilidad y movilidad que presentan los elementos LILE y LREE para rocas generadas en ambientes de subducción, ya que son elementos enriquecidos en los sedimentos oceánicos (*e.g.*, Plank y Langmuir, 1988; McLennan *et al.*, 1990).

En general, los espectros para el conjunto de los granitoides permo-triásicos estudiados son muy similares, es decir, se presenta una tendencia semejante entre los patrones, aunque en el caso de las pegmatitas-aplitas las concentraciones en general de todos los elementos son las más bajas con relación al resto de los granitoides (melanocráticos y leucocráticos) (Figura 28a–b).

Todas las muestras presentan anomalías negativas importantes, muy bien definidas, destacando la anomalía negativa de Nb-Ta característica de los magmas de arco magmático. También se observan anomalías negativas muy definidas como la de La-Ce, Th, Pr, pero especialmente acentuadas en P y Ti, además de anomalías positivas claras de Ba, U, K, Sr y muy persistente en Pb (Figuras 28c–d). Estas anomalías, aunadas a las elevadas relaciones elementales de Ba/Ta \gg 1000 (1982-9666) (Tablas 5 y 7), sugieren que estas rocas se formaron en un ambiente tectónico de subducción de tipo margen continental activo.

Por otra parte, los espectros para los granitoides pegmatíticos-aplíticos también presentan un arreglo espectral muy uniforme observándose, en general, concentraciones más bajas pero las mismas anomalías positivas muy prominentes de Ba, U, K, Pb y Sr, además de Zr y Eu. También se observan las anomalías negativas muy pronunciadas de Nb-Ta, La-Ce, además las de Th, Pr, P, Nd, Sm y de Ti (Figura 28a–b).

En la Figura 29 se muestran los patrones de variación de los elementos de las tierras raras (REE), normalizados a condrita (Sun y McDonough, 1989), para las muestras de granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques y de otras localidades del NW de Sonora. Se siguió el mismo criterio utilizado para los diagramas multielementales de dividir los datos en cuatro diagramas con el fin de mostrar por separado cada grupo de granitoides (Figuras 29a-d). Los espectros de tierras raras para los granitoides melanocráticos muestran una pendiente con un enriquecimiento de las tierras raras ligeras (LREE) sobre las pesadas (HREE), con espectros muy regulares y paralelos entre sí (Figura 29c), mientras que las tendencias de los espectros en las muestras leucocráticas son parecidas, aunque no tan regulares como en el caso de las melanocráticas (Figura 29d). Tanto el grupo de granitoides melanocráticos como el de los

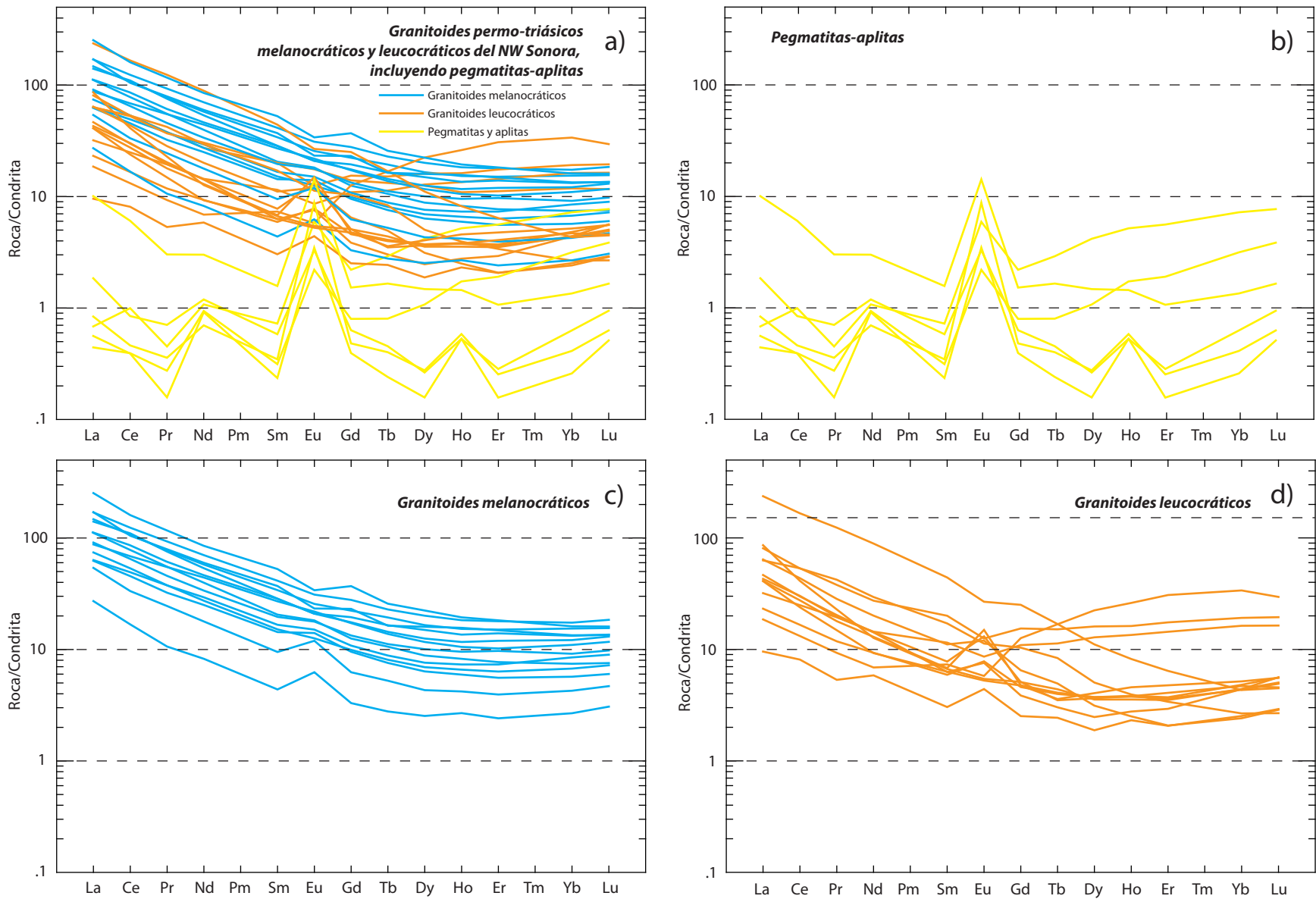


Figura 29. Diagramas de tierras raras (REE) normalizadas a condrita (Sun y McDonough, 1989) para las muestras de granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques y de otras localidades del NW de Sonora. a) Diagrama de tierras raras mostrando todas las muestras de granitoides de edad permo-triásica, incluyendo pegmatitas y aplitas. b) Diagrama mostrando solo las muestras de granitoides, incluyendo los granitoides melanocráticos y leucocráticos. c) y d) Diagramas mostrando los granitoides melanocráticos y leucocráticos, respectivamente.

leucocráticos muestran espectros típicos de zonas de subducción en un ambiente de arco continental (*e.g.*, Wilson, 1989; Tatsumi y Eggins, 1995; Stern, 2002; Zhang *et al.*, 2010). Sin embargo, algunas muestras del grupo de los leucocráticos presentan patrones de REE irregulares denominados en la literatura como “*lanthanide tetrad effect*”, encontrados en rocas graníticas altamente evolucionadas (*e.g.*, Masuda *et al.*, 1987; Masuda y Akagi, 1989). Este bien conocido patrón de distribución irregular en los elementos de las tierras raras en los granitoides leucocráticos se tratará más adelante en el apartado de la discusión.

Por otra parte, ambos conjuntos de granitoides presentan anomalías positivas de Eu, aunque son más notables y abundantes en los leucocráticos con valores de $Eu/Eu^* = 0.80-2.63$ contra $0.77-1.64$ para los melanocráticos (Figuras 29c-d) (Tablas 5 y 7). Las diferencias geoquímicas entre estos dos grupos se muestran más claramente en los valores de sumatoria de REE y en la relación (La/Yb)_N (Tablas 5 y 7). El promedio de la ΣREE para los granitoides melanocráticos es de 104 ppm (25 a 220 ppm) y valores de (La/Yb)_N de 7.02 a 14.74 (10 en promedio), mientras que los valores de (La/Yb)_N para los leucocráticos ronda entre 3.56 y 51.43 (17 en promedio) y el valor promedio de la ΣREE es de 62 ppm (13–231 ppm).

Por su parte, los espectros de las REE para los granitoides pegmatíticos-aplíticos presentan un patrón o comportamiento diferente al resto de los granitoides (Figura 29b). Estos patrones asemejan a los de rocas proterozoicas de composición anortosítica encontradas en muchos lugares del mundo, proponiendo una posible fuente de esta composición para la formación de este grupo de granitoides como se discutirá más adelante. Todas las muestras presentan anomalías positivas muy pronunciadas de Eu con valores de $Eu/Eu^* = 4.41-21.47$, además de anomalías de Pr y Ho para ciertas muestras, producto quizás de artificios analíticos (Figura 29b). Una característica distintiva de estas muestras de pegmatitas-aplitas es que las concentraciones de tierras raras son inusualmente bajas, en comparación con los otros dos grupos de granitoides (Figura 29), con valores de ΣREE entre 1–10 ppm (4 ppm en promedio), mientras que los valores de (La/Yb)_N rondan entre 0.09 y 7.02 (3 en promedio) (Tablas 5, 7 y 9).

7. Estudios isotópicos de Hf en zircones de granitoides pérmicos en Sierra Pinta

7.1 Introducción

En los últimos años, el entendimiento de la sistemática isotópica de Lu-Hf en zircones ha avanzado sustancialmente gracias a recientes adelantos en la espectrometría de masas y en técnicas de microanálisis como la ablación láser (*e.g.*, Thirlwall y Walder, 1995; Griffin *et al.*, 2000, 2002; Woodhead *et al.*, 2004; Iizuka y Hirata, 2005; Wu *et al.*, 2006). Estos avances han permitido mejorar el conocimiento sobre el origen y evolución de la corteza y el manto (*e.g.*, Patchett *et al.*, 1981; Vervoort y Patchett, 1996; Blichert-Toft y Albarede, 1997; Amelin *et al.*, 1999; Vervoort y Blichert-Toft, 1999; Vervoort *et al.*, 1999; Bodet y Schärer, 2000; Chauvel y Blichert-Toft, 2001; Scherer *et al.*, 2001; Griffin *et al.*, 2002; Samson *et al.*, 2003, 2004; Hawkesworth y Kemp, 2006a). Especialmente, estos avances analíticos y la comprensión del sistema isotópico Lu-Hf han jugado un papel importante en estudiar la corteza continental, determinando las composiciones isotópicas de Hf en zircones para intentar descifrar la petrogénesis de granitoides (*e.g.*, Amelin *et al.*, 2000; Griffin *et al.*, 2000; Kemp *et al.*, 2006, 2007; Zhang *et al.*, 2006a; Zheng *et al.*, 2006, 2007, 2008).

7.2 El zircón como trazador isotópico

El zircón ($ZrSiO_4$) es un mineral accesorio común en una amplia variedad de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. La importancia de este mineral es su durabilidad fisicoquímica y su alta resistencia a diversos procesos geológicos, además de su capacidad para albergar altas concentraciones de elementos traza, incluyendo dos radionúclidos de importancia geocronológica, uno el sistema U-Th-Pb y otro el sistema Lu-Hf. Este último está ganando momento como un importante trazador geoquímico (*e.g.*, Heaman *et al.*, 1990; Hoskin y Schaltegger, 2003; Kinny y Maas, 2003).

El zircón no solo es apropiado para el fechamiento U-Pb sino también para estudios isotópicos de hafnio, ya que posee altas concentraciones de este elemento y bajas relaciones de Lu/Hf (típicamente <0.001) (Patchett *et al.*, 1981; Fujimaki, 1986). Los isótopos de Hf se encuentran concentrados en la red cristalina del zircón, mientras que las tierras raras son mucho menos compatibles. Por lo tanto, las correcciones isotópicas de Hf debido al crecimiento radiogénico *in situ* son prácticamente insignificantes. En otras palabras, la composición isotópica de Hf en el zircón corresponde cercanamente a la relación isotópica inicial de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ heredada del magma al tiempo de su formación o crecimiento del zircón (Hawkesworth y Kemp, 2006b; Nebel *et al.*, 2007).

Otra característica importante es que el zircón es un mineral altamente refractario con alto contenido de Hf ($\sim 1\%$), y la metamictización y/o alteración posterior que podría afectarlo, generalmente,

no tiene ningún efecto en los isótopos de hafnio debido a que es un elemento esencial en la estructura cristalina del zircón con una abundancia de ~5,000–20,000 ppm o valores más altos (Patchett *et al.*, 1981; Fujimaki, 1986).

El hafnio funciona como un trazador isotópico en los procesos corticales y mantélicos (*e.g.*, Taylor y McLennan, 1985; Vervoort y Blichert-Toft, 1999) y su sistemática en los zircones es relativamente inmune a eventos tectonotérmicos (Kinny *et al.*, 1991; Kinny y Maas, 2003) proporcionando valiosa información sobre edades de formación cortical para las fuentes de las rocas ígneas (Stevenson y Patchett, 1990). Por lo tanto, la composición isotópica de Hf en zircones es una poderosa herramienta para caracterizar las fuentes de las rocas magmáticas y la proveniencia de sedimentos; incluso, han sido usadas para definir la composición y edad de formación de la corteza más antigua de la Tierra (Patchett *et al.*, 1981; Amelin *et al.*, 1999; Griffin *et al.*, 2004; Davis *et al.*, 2005; Harrison *et al.*, 2005; Nebel-Jacobsen *et al.*, 2005; Schmidberger *et al.*, 2005; Hawkesworth y Kemp, 2006a). El zircón proporciona un registro único de la historia petrogenética de las rocas graníticas que simplemente no es similar al obtenido a partir de técnicas de geoquímica convencional (*e.g.*, elementos mayores y traza) e isotópica de roca total, como en el caso del Sm-Nd, ya que el sistema isotópico Lu-Hf en zircones tiene como ventaja una mayor resolución en comparación con el sistema isotópico Sm-Nd.

La aplicación en este de trabajo de herramientas isotópicas a escala mineral, por ejemplo, fechamientos U-Pb y trazado isotópico de Hf en zircón, constituye un cambio importante en el modo de obtener información de naturaleza petrogenética. Las relaciones isotópicas medidas representan de forma directa las relaciones iniciales propias de la fuente magmática de las rocas. Es por eso que se utilizó el Hf como un trazador isotópico para avanzar en el conocimiento de la petrogénesis de este pulso magmático pérmico.

7.3 Resultados isotópicos de Lu-Hf en zircones de granitoides pérmicos y cretácicos

Cuatro muestras representativas de granitoides pérmicos melanocráticos y leucocráticos, y dos muestras de granitoides cretácicos presentes en la Sierra Pinta fueron seleccionadas y analizadas para determinar las composiciones isotópicas de Lu-Hf en zircones (valores de ϵ_{Hf} inicial y edades modelo corticales de Hf T_{DM}^{C}). Estas muestras fueron fechadas previamente por Arvizu *et al.* (2009a) y Arvizu-Gutiérrez (2008) por el método U-Pb en zircones utilizando la técnica de ablación láser con el fin de determinar su edad de cristalización (Tabla 10). Esto es importante ya que las edades de cristalización son necesarias para calcular las relaciones isotópicas iniciales y, por consiguiente, importantes para la interpretación de los datos isotópicos de Lu-Hf.

Tabla 10. Datos isotópicos de Lu-Hf en zircones de granitoides pérmicos y cretácicos de la Sierra Pinta, NW de Sonora, México.

Número de análisis	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ medido	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ medido	Épsilon Hf* hoy (0)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (CHUR)T	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (DM)T	Edad U-Pb (Ma)**	Épsilon Hf* inicial (T)	T_{DM} (Ma) [®]	$T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$ (Ma) [†]	$T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ (Ma) [†]	$T_{\text{DM3}}^{\text{C}}$ (Ma) [†]
Muestra PIN-07-1 Cuarzomonzodiorita de hornblenda (Norte de la Sierra Pinta) Probeta HARIM-1 (Abril 2008)												
PIN1_1	0.000830	0.282001	0.282019	-26.6	0.282057	0.282422	1142	-2.0	1727	1931	2098	2501
PIN1_5	0.001180	0.282342	0.282348	-15.0	0.282595	0.283046	284	-9.0	1283	1596	1872	2536
PIN1_11	0.001627	0.282335	0.282343	-15.2	0.282599	0.283050	278	-9.4	1305	1611	1892	2566
PIN1_9	0.001360	0.282330	0.282337	-15.4	0.282595	0.283045	285	-9.4	1304	1617	1898	2572
PIN1_12	0.001159	0.282330	0.282336	-15.4	0.282602	0.283053	274	-9.6	1299	1620	1904	2585
PIN1_15	0.001298	0.282329	0.282336	-15.4	0.282601	0.283052	275	-9.6	1303	1622	1905	2586
PIN1_14	0.001299	0.282325	0.282332	-15.6	0.282601	0.283052	275	-9.8	1309	1629	1914	2598
PIN1_7	0.001289	0.282322	0.282329	-15.7	0.282600	0.283051	277	-9.8	1313	1634	1919	2605
PIN1_22	0.001558	0.282322	0.282330	-15.6	0.282605	0.283057	269	-10.0	1321	1637	1924	2616
PIN1_16	0.001689	0.282314	0.282323	-15.9	0.282602	0.283053	274	-10.2	1336	1649	1939	2634
PIN1_4	0.002345	0.282257	0.282270	-17.8	0.282593	0.283043	288	-11.9	1436	1750	2057	2794
PIN1_13	0.001608	0.282218	0.282226	-19.3	0.282601	0.283052	275	-13.6	1470	1826	2152	2934
PIN1_3	0.001510	0.282155	0.282164	-21.5	0.282579	0.283026	311	-15.0	1554	1929	2269	3083
PIN1_8	0.001568	0.282158	0.282166	-21.4	0.282597	0.283048	281	-15.6	1554	1934	2281	3112
PIN1_6	0.001273	0.282150	0.282157	-21.7	0.282600	0.283052	276	-15.9	1554	1949	2300	3141
Muestra PIN-07-4 Granodiorita de hornblenda y biotita (Sur de la Sierra Pinta) Probeta HARIM-2 (Abril 2008)												
PIN4_17	0.001723	0.282236	0.282244	-18.7	0.282612	0.283065	258	-13.3	1449	1799	2123	2899
PIN4_8	0.001868	0.282229	0.282237	-18.9	0.282621	0.283075	243	-13.9	1465	1817	2147	2940
PIN4_24	0.001393	0.282229	0.282235	-19.0	0.282624	0.283078	239	-14.0	1449	1818	2149	2944
PIN4_18	0.001678	0.282218	0.282226	-19.3	0.282613	0.283066	256	-14.0	1473	1832	2163	2957
PIN4_22	0.001800	0.282222	0.282230	-19.2	0.282617	0.283071	249	-14.0	1472	1828	2159	2954
PIN4_1	0.001358	0.282222	0.282228	-19.2	0.282621	0.283075	243	-14.1	1458	1829	2162	2961
PIN4_13	0.001664	0.282202	0.282210	-19.9	0.282609	0.283061	263	-14.4	1495	1859	2194	2998
PIN4_19	0.001934	0.282200	0.282209	-19.9	0.282610	0.283063	260	-14.5	1508	1864	2201	3009
PIN4_25	0.001543	0.282203	0.282210	-19.9	0.282622	0.283076	242	-14.8	1490	1864	2204	3020
PIN4_2	0.001120	0.282194	0.282199	-20.3	0.282616	0.283070	251	-14.9	1489	1878	2219	3038
PIN4_15	0.001284	0.282045	0.282051	-25.5	0.282611	0.283064	259	-20.0	1703	2147	2542	3488
PIN4_9	0.001104	0.281914	0.281919	-30.2	0.282619	0.283073	247	-24.9	1878	2389	2835	3903

(Continuación)

Tabla 10. Datos isotópicos de Lu-Hf en zircones de granitoides pérmicos y cretácicos de la Sierra Pinta, NW de Sonora, México (Continuación).

Número de análisis	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ medido	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ medido	Épsilon Hf* hoy (0)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (CHUR)T	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (DM)T	Edad U-Pb (Ma)**	Épsilon Hf* inicial (T)	T_{DM} (Ma) [®]	$T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$ (Ma) [†]	$T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ (Ma) [†]	$T_{\text{DM3}}^{\text{C}}$ (Ma) [†]
Muestra PIN-07-10 Granodiorita de dos micas (Mina La Pinta) Probeta HARIM-3 (Abril 2008)												
PIN10_16	0.002004	0.282343	0.282353	-14.8	0.282604	0.283056	270	-9.2	1304	1598	1878	2550
PIN10_17	0.002018	0.282323	0.282333	-15.5	0.282603	0.283054	272	-9.9	1333	1635	1921	2610
PIN10_2	0.001241	0.282304	0.282310	-16.3	0.282606	0.283058	267	-10.7	1338	1671	1966	2676
PIN10_14	0.001740	0.282285	0.282294	-16.9	0.282605	0.283057	268	-11.3	1379	1705	2007	2732
PIN10_9	0.002379	0.282269	0.282281	-17.4	0.282606	0.283058	267	-11.9	1422	1735	2043	2784
PIN10_18	0.001336	0.282219	0.282226	-19.3	0.282600	0.283051	277	-13.5	1460	1823	2148	2927
PIN10_1	0.002148	0.282167	0.282178	-21.0	0.282600	0.283051	277	-15.3	1561	1919	2263	3089
PIN10_3	0.001131	0.282027	0.282033	-26.1	0.282605	0.283057	268	-20.5	1721	2176	2575	3531
PIN10_6	0.001227	0.281993	0.282000	-27.3	0.282594	0.283044	286	-21.3	1771	2232	2639	3613
PIN10_20	0.001007	0.281976	0.281981	-28.0	0.282605	0.283057	268	-22.3	1788	2270	2688	3688
PIN10_8	0.000589	0.281649	0.281655	-39.5	0.282454	0.282883	510	-28.5	2213	2787	3261	4394
PIN10_12	0.000457	0.281620	0.281622	-40.7	0.282606	0.283058	267	-34.9	2250	2913	3462	4770
Muestra PIN-07-15 Monzogranito dos micas (Norte de la Sierra Pinta) Probeta HARIM-3 (Abril 2008)												
PIN15_2	0.000067	0.282347	0.282347	-15.0	0.282606	0.283058	267	-9.18	1247	1592	1871	2542
PIN15_3	0.000337	0.282294	0.282296	-16.8	0.282604	0.283055	271	-10.94	1326	1687	1985	2700
PIN15_11	0.000762	0.282290	0.282294	-16.9	0.282606	0.283058	267	-11.18	1343	1696	1996	2718
PIN15_12	0.000953	0.282276	0.282281	-17.4	0.282612	0.283065	257	-11.89	1368	1725	2033	2773
PIN15_16	0.000096	0.282252	0.282252	-18.4	0.282600	0.283051	277	-12.33	1378	1764	2076	2826
PIN15_5	0.000824	0.282245	0.282249	-18.5	0.282608	0.283060	264	-12.85	1408	1780	2098	2863
PIN15_7	0.000975	0.282236	0.282241	-18.8	0.282609	0.283061	263	-13.18	1425	1796	2118	2891
PIN15_20	0.000373	0.282213	0.282215	-19.7	0.282604	0.283056	270	-13.84	1438	1836	2165	2954
PIN15_15	0.000369	0.282211	0.282213	-19.8	0.282603	0.283054	272	-13.87	1441	1839	2168	2958
PIN15_19	0.001268	0.282182	0.282188	-20.7	0.282612	0.283065	257	-15.23	1510	1898	2242	3067
PIN15_1	0.000427	0.282120	0.282122	-23.0	0.282610	0.283063	260	-17.36	1568	2010	2377	3255
PIN15_14	0.000463	0.282058	0.282060	-25.2	0.282610	0.283062	261	-19.54	1654	2123	2513	3446
PIN15_6	0.000678	0.281932	0.281935	-29.6	0.282606	0.283058	267	-23.87	1835	2350	2785	3825
PIN15_10	0.001299	0.281931	0.281937	-29.5	0.282610	0.283063	260	-24.05	1863	2354	2791	3836

(Continuación)

Tabla 10. Datos isotópicos de Lu-Hf en zircones de granitoides pérmicos y cretácicos de la Sierra Pinta, NW de Sonora, México (Continuación).

Número de análisis	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ medido	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ medido	Épsilon Hf* hoy (0)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (CHUR)T	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (DM)T	Edad U-Pb (Ma)**	Épsilon Hf* inicial (T)	T_{DM} (Ma) [®]	$T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$ (Ma) [†]	$T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ (Ma) [†]	$T_{\text{DM3}}^{\text{C}}$ (Ma) [†]
Muestra PIN-07-6 Monzogranito de moscovita (Sur de la Sierra Pinta) Probeta HARIM-3 (Abril 2008)												
PIN6_11	0.000311	0.282486	0.282486	-10.1	0.282733	0.283205	63	-8.7	1064	1402	1684	2362
PIN6_8	0.000221	0.282465	0.282465	-10.9	0.282732	0.283204	64	-9.5	1090	1441	1730	2426
PIN6_6	0.000235	0.282458	0.282458	-11.1	0.282732	0.283203	65	-9.7	1100	1453	1745	2447
PIN6_3	0.000242	0.282451	0.282451	-11.4	0.282732	0.283204	64	-10.0	1110	1466	1761	2470
PIN6_1	0.000289	0.282445	0.282445	-11.6	0.282734	0.283206	62	-10.2	1120	1478	1776	2491
PIN6_14	0.000538	0.282432	0.282433	-12.0	0.282732	0.283203	65	-10.6	1143	1500	1801	2526
Muestra PIN-07-14 Monzogranito de moscovita y granate (Norte de la Sierra Pinta) Probeta HARIM-3 (Abril 2008)												
PIN14_9	0.000138	0.282518	0.282518	-9.0	0.282729	0.283201	69	-7.5	1015	1341	1609	2253
PIN14_18	0.000078	0.282519	0.282519	-8.9	0.282730	0.283202	67	-7.5	1012	1340	1608	2253
PIN14_5	0.000094	0.282518	0.282518	-9.0	0.282730	0.283201	68	-7.5	1014	1342	1610	2255
PIN14_4	0.000086	0.282476	0.282476	-10.5	0.282729	0.283200	70	-8.9	1071	1418	1702	2384
PIN14_19	0.000043	0.282470	0.282470	-10.7	0.282730	0.283202	67	-9.2	1078	1430	1717	2406
PIN14_7	0.000048	0.282468	0.282468	-10.8	0.282730	0.283201	68	-9.3	1081	1433	1721	2411
PIN14_3	0.000100	0.282400	0.282400	-13.2	0.282729	0.283201	69	-11.6	1176	1558	1871	2622

* Errores en los valores épsilon Hf "hoy" e "inicial" estimados a una unidad épsilon (± 1 épsilon).

** Edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ individuales (1-sigma) en zircones. Datos de Arvizu *et al.*, 2009a.

® Edades modelo Hf (T_{DM}) calculadas en un paso ("single-stage model ages") utilizando la relación $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ del zircón.

† Edades modelo Hf (T_{DM}) calculadas en dos pasos ("two-stage model ages") usando una relación $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.010$ para una corteza félsica promedio ($T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$, Amelin *et al.*, 1999), 0.015 para una corteza intermedia promedio ($T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$, Griffin *et al.*, 2002) y 0.022 para una corteza máfica promedio ($T_{\text{DM3}}^{\text{C}}$, Vervoort y Patchett, 1996), respectivamente. Los parámetros usados para los cálculos son: $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}$ años⁻¹; $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ y $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ para el reservorio uniforme condritico (CHUR) (Blichert-Toft y Albarede, 1997; Soderlund *et al.*, 2004); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ y $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ para el manto empobrecido (Griffin *et al.*, 2000; Nowell *et al.*, 1998).

Para cada muestra se seleccionaron, cuidadosamente a partir de imágenes de microscopía óptica y de catodoluminiscencia-SEM, de doce a catorce granos de zircón para su análisis (Figuras 30-34). El número de granos fue limitado ya que cada zircón debe mostrar una morfología cristalina externa característica y tener un tamaño suficientemente grande para acomodar por lo menos dos puntos analíticos de ablación, uno para el fechamiento U-Pb ($\sim 30 \mu\text{m}$) y otro para el análisis isotópico Lu-Hf ($\sim 60 \mu\text{m}$). Los resultados isotópicos de Lu-Hf completos se presentan en la Tabla 10 y se encuentran graficados en los diagramas de las Figuras 35-37.

7.3.1 Granitoides pérmicos

7.3.1.1 Cuarzomonzodiorita de hornblenda (PIN-07-1)

Esta muestra de cuarzomonzodiorita de hornblenda (PIN-07-1) pertenece al grupo de los granitoides pérmicos melanocráticos y aflora en el extremo norte de Sierra Pinta (Tabla 2 y Figura 13). Tiene una edad de cristalización $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de **275.1 \pm 3.6 Ma** (2 sigma).

Un total de quince análisis isotópicos de Lu-Hf en zircones fueron realizados en esta muestra, los cuales presentan composiciones isotópicas de Hf variables. Los resultados muestran valores en las relaciones de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ que varían de 0.000830 a 0.002345 y con valores en las relaciones iniciales de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ desde 0.282001 hasta 0.282342 (Tabla 10). Nueve análisis proporcionan una agrupación de valores de ϵHf inicial de -9.0 a -10.2 con una media ponderada de -9.6 ± 0.7 (MSWD = 0.13; $n = 9$) calculada a 265 Ma y edades modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos o edades modelo corticales de 1.60–1.65 Ga (Figuras 35A y 35B). Esta agrupación de datos forman el pico A que se muestra en el diagrama de probabilidad de la Figura 35A. Por otro lado, cinco análisis arrojan valores más negativos de ϵHf inicial de -11.9 a -15.9 con un valor medio ponderado de -14.4 ± 2.1 (MSWD = 2.8; $n = 5$) con respectivas edades modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos de 1.75–1.95 Ga. Estos cinco análisis definen el pico B mostrado en la Figura 35A. Por último, se analizó un grano de zircón que representa el muestreo de un núcleo heredado (punto de análisis PIN1_1 = 1142 Ma) con un valor bajo en la relación $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0.000830 y 0.282001 para la relación inicial de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$. Este análisis proporciona un valor de ϵHf inicial de -2.0 con una correspondiente edad modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos de 1.93 Ga. Este dato se reporta en la Tabla 10 pero no fue graficado ni utilizado para los cálculos de los valores medios ponderados de ϵHf inicial, pero es de gran importancia para la interpretación como se discutirá más adelante. Con la excepción de este análisis de edad mesoproterozoica, las imágenes de catodoluminiscencia (Figura 30) revelan que dentro de los zircones analizados no existen herencias significativas o diferentes dominios de crecimiento magmático. Los zircones muestran una homogeneidad en el patrón de zoneamiento o crecimiento del zircón, con edades U-Pb similares, salvo el análisis PIN1_3 que muestra una edad un poco más vieja de 311 Ma con respecto al resto de los zircones (Tabla 10; Figura 30). Según los datos isotópicos de Hf, esta muestra presenta los valores de ϵHf iniciales menos negativos comparados

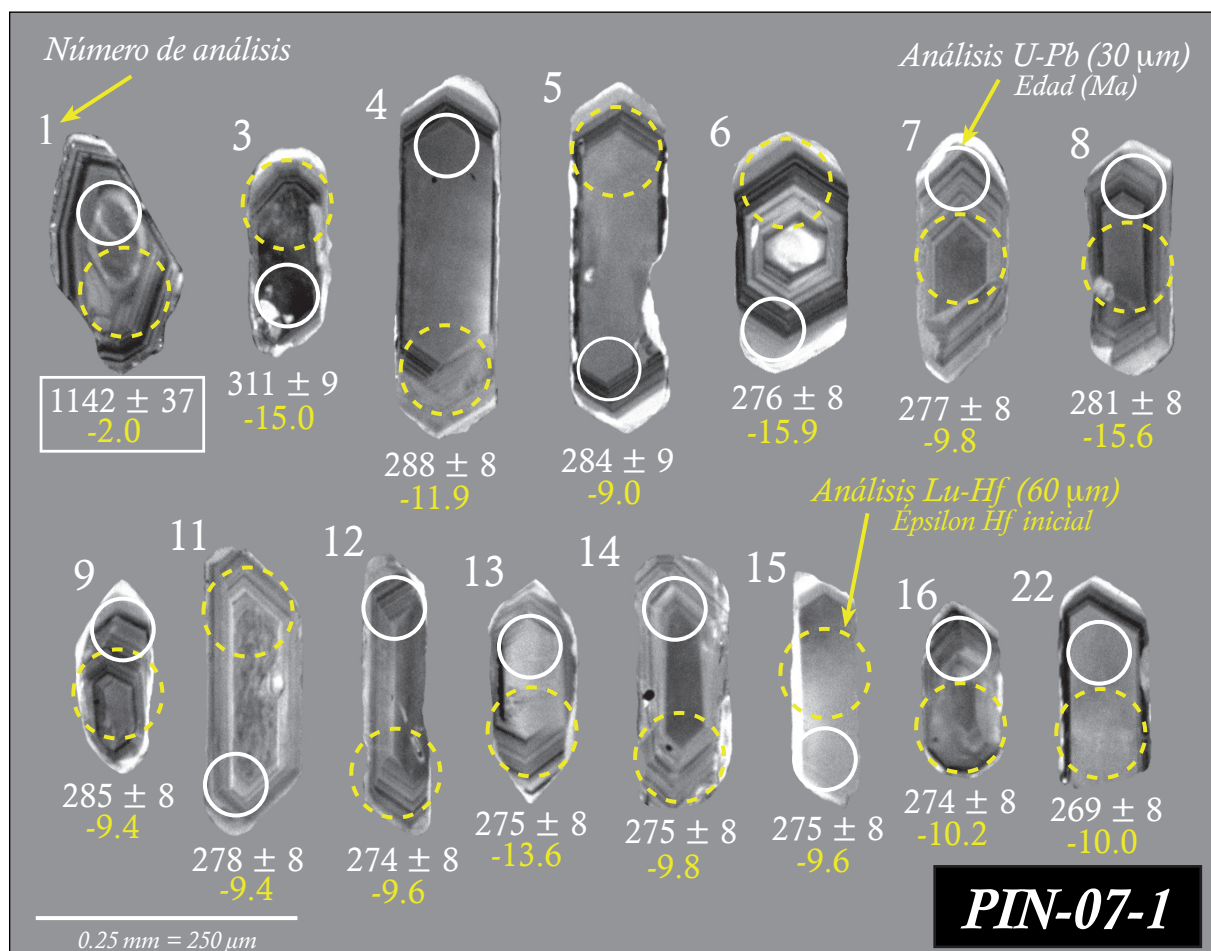


Figura 30. Imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de zirrones de la muestra melanocrática PIN-07-1 (cuarzomonzodiorita de hornblenda) mostrando los valores de épsilon Hf inicial y la edad U-Pb de los zirrones analizados. También se observa el punto de ablación en donde se llevó a cabo cada análisis para los estudios de U-Pb ($\sim 30 \mu\text{m}$) y Lu-Hf ($\sim 60 \mu\text{m}$).

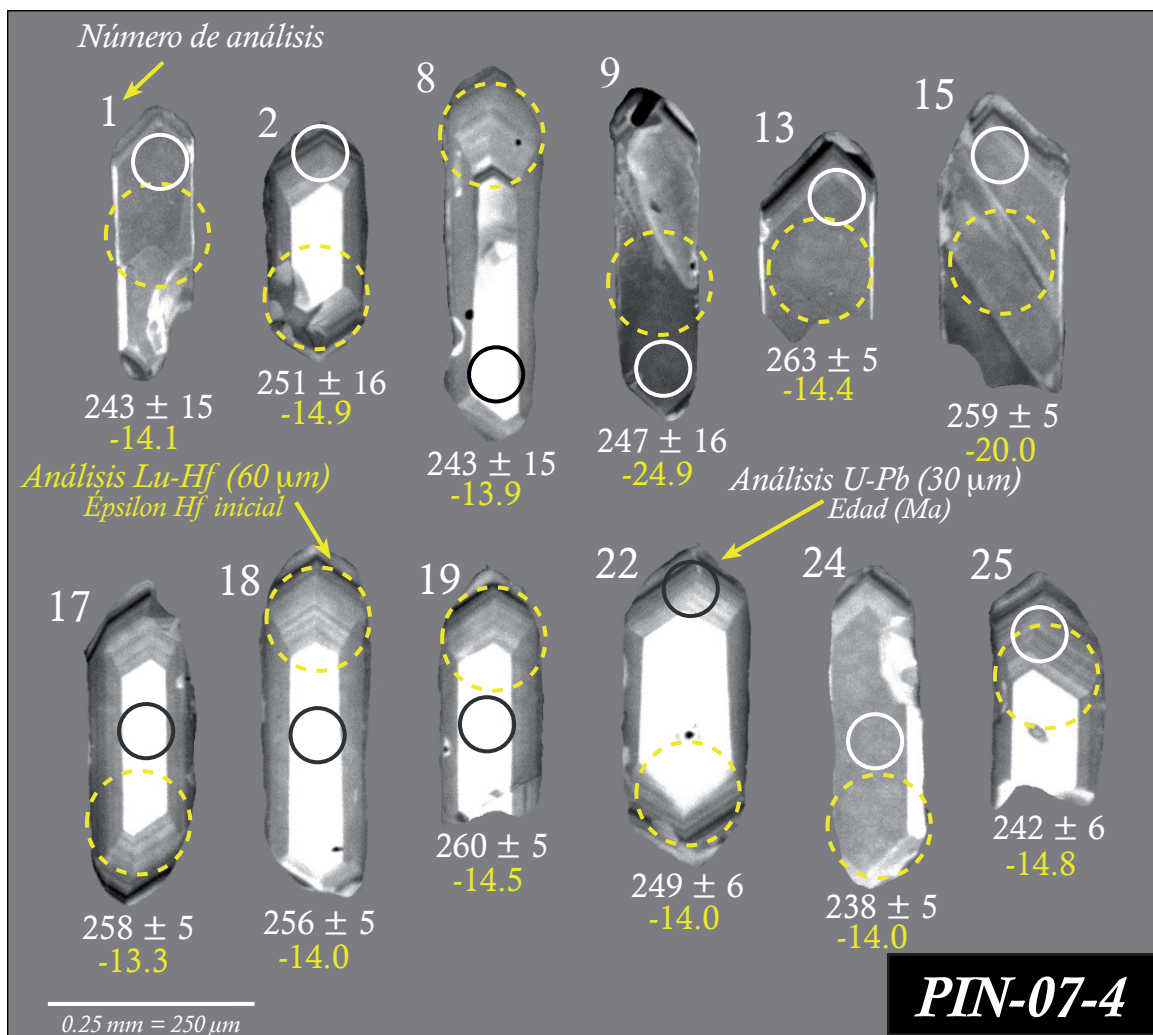


Figura 31. Imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de zirrones de la muestra melanocrática PIN-07-4 (granodiorita de hornblenda y biotita) mostrando los valores de épsilon Hf inicial y la edad U-Pb de los zirrones analizados. También se observa el punto de ablación en donde se llevó a cabo cada análisis para los estudios de U-Pb ($\sim 30 \mu\text{m}$) y Lu-Hf ($\sim 60 \mu\text{m}$).

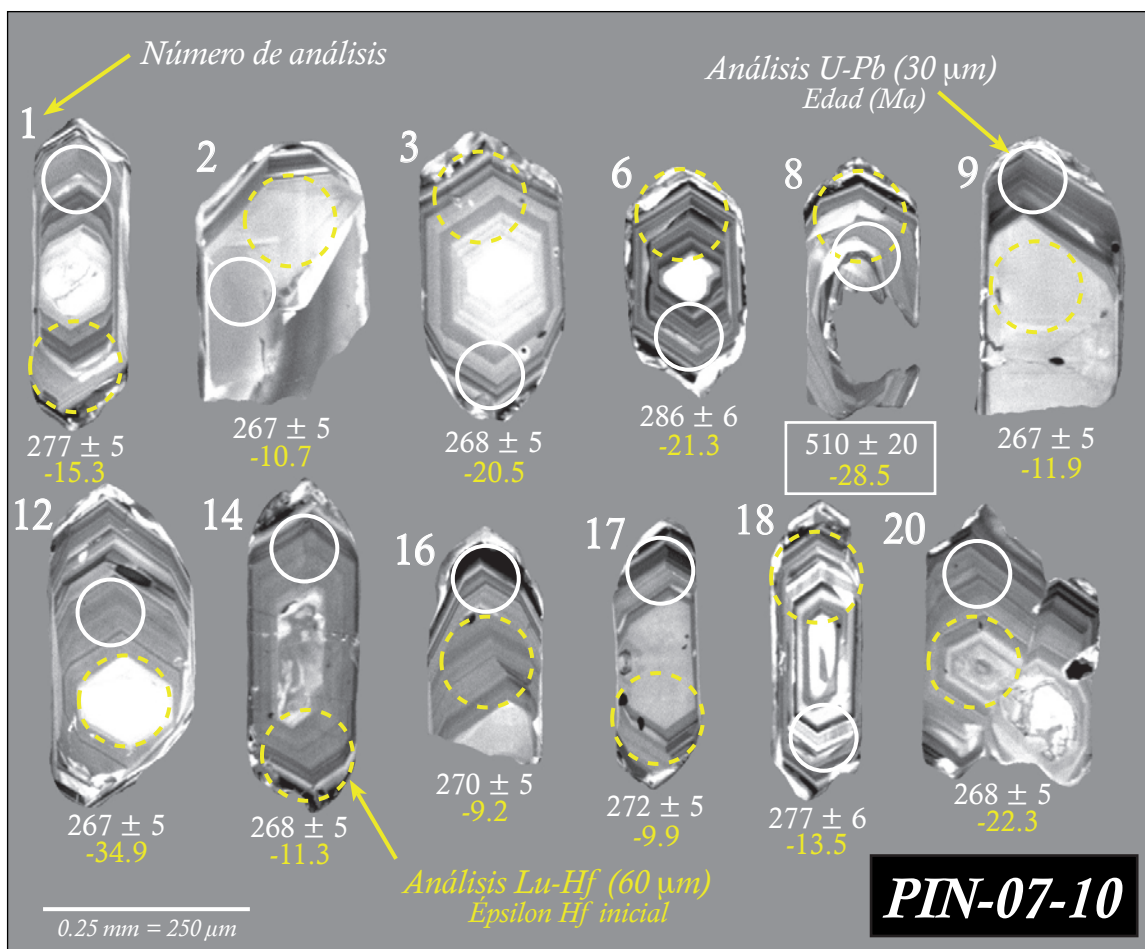


Figura 32. Imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de zirrones de la muestra melanocrática PIN-07-10 (granodiorita de dos micas) mostrando los valores de épsilon Hf inicial y la edad U-Pb de los zirrones analizados. También se observa el punto de ablación en donde se llevó a cabo cada análisis para los estudios de U-Pb ($\sim 30 \mu\text{m}$) y Lu-Hf ($\sim 60 \mu\text{m}$).

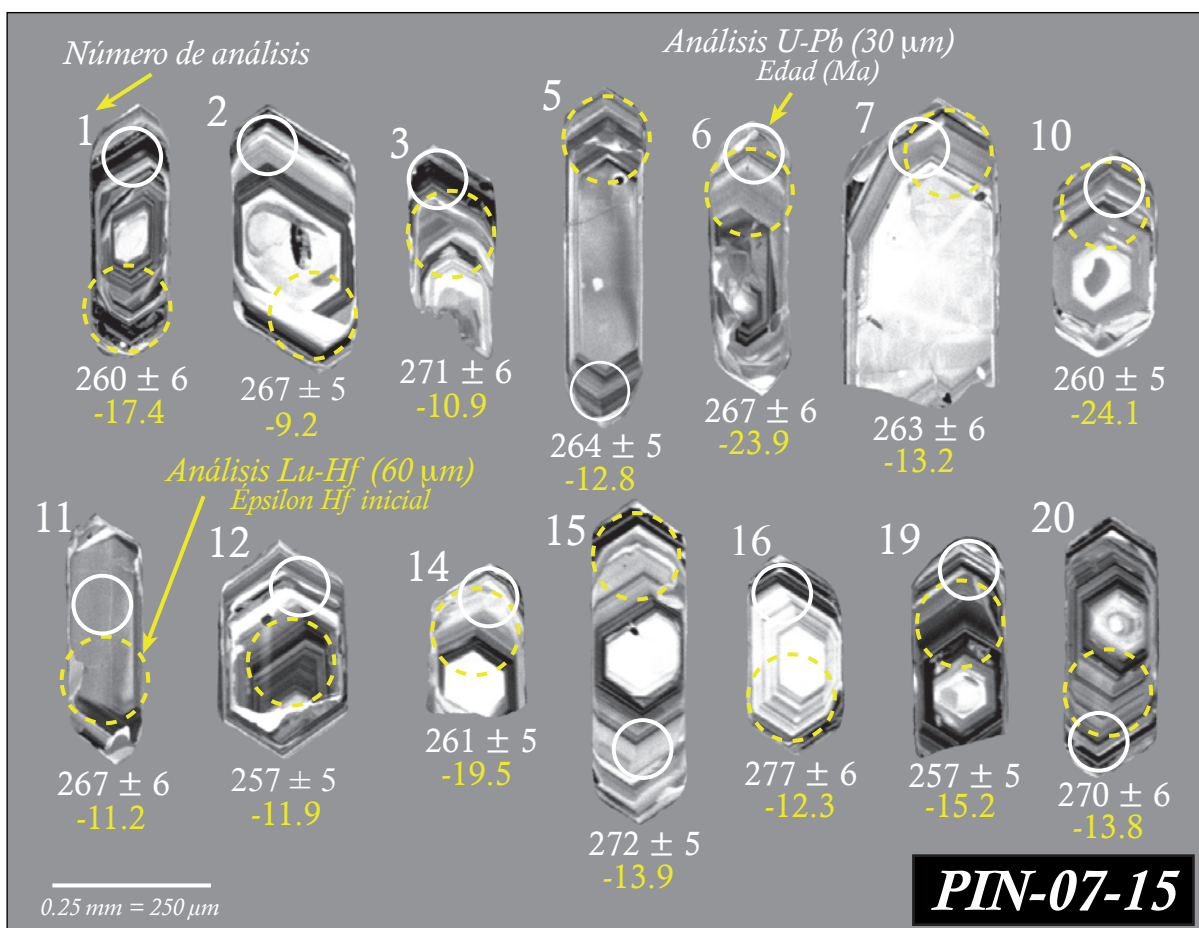


Figura 33. Imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de zirrones de la muestra leucocrática PIN-07-15 (monzogranito de dos micas) mostrando los valores de épsilon Hf inicial y la edad U-Pb de los zirrones analizados. También se observa el punto de ablación en donde se llevó a cabo cada análisis para los estudios de U-Pb ($\sim 30 \mu\text{m}$) y Lu-Hf ($\sim 60 \mu\text{m}$).

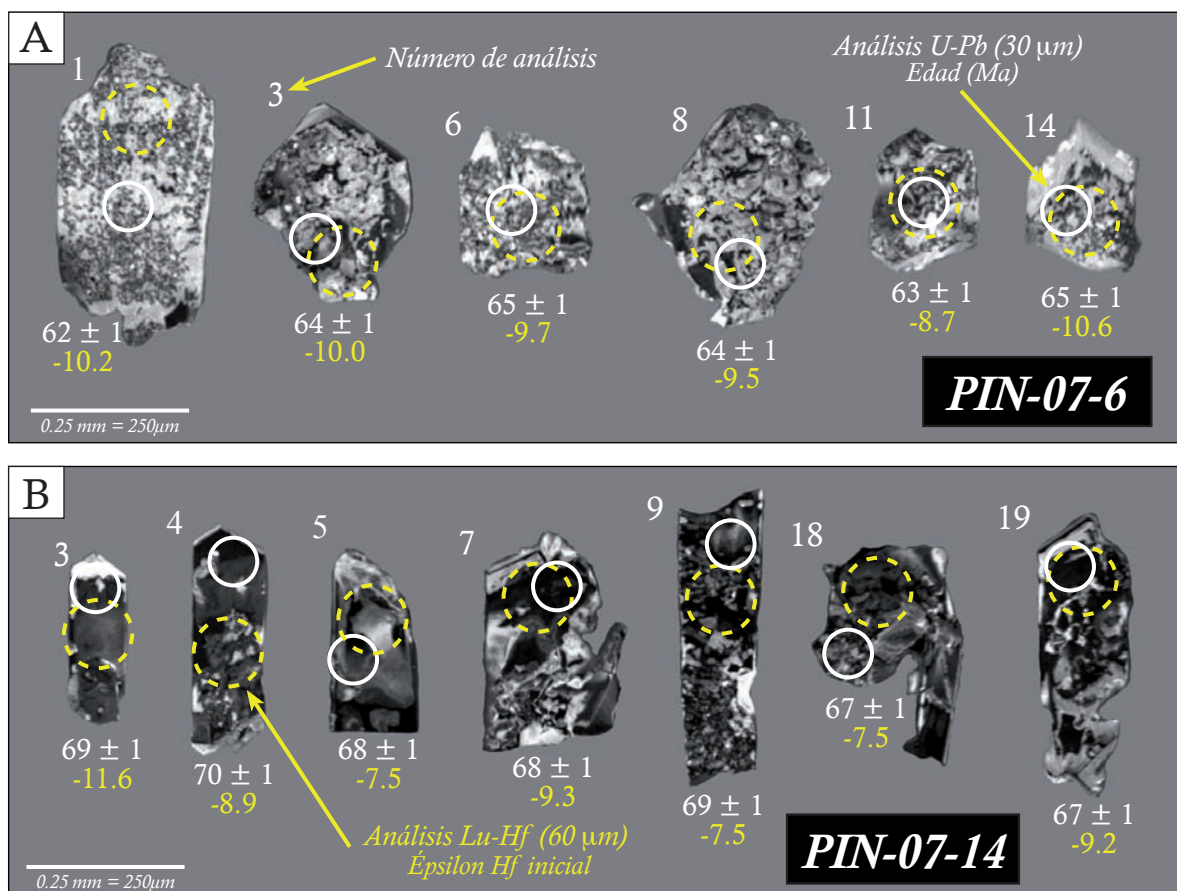


Figura 34. (A) y (B) Imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de zircones de la muestra pegmatítica PIN-07-6 (monzogranito de moscovita) y PIN-07-14 (monzogranito de moscovita y granate) mostrando los valores de épsilon Hf inicial y la edad U-Pb de los zircones analizados. También se observa el punto de ablación en donde se llevó a cabo cada análisis para los estudios de U - P b (~ 3 0 μm) y L u - H f (~ 6 0 μm).

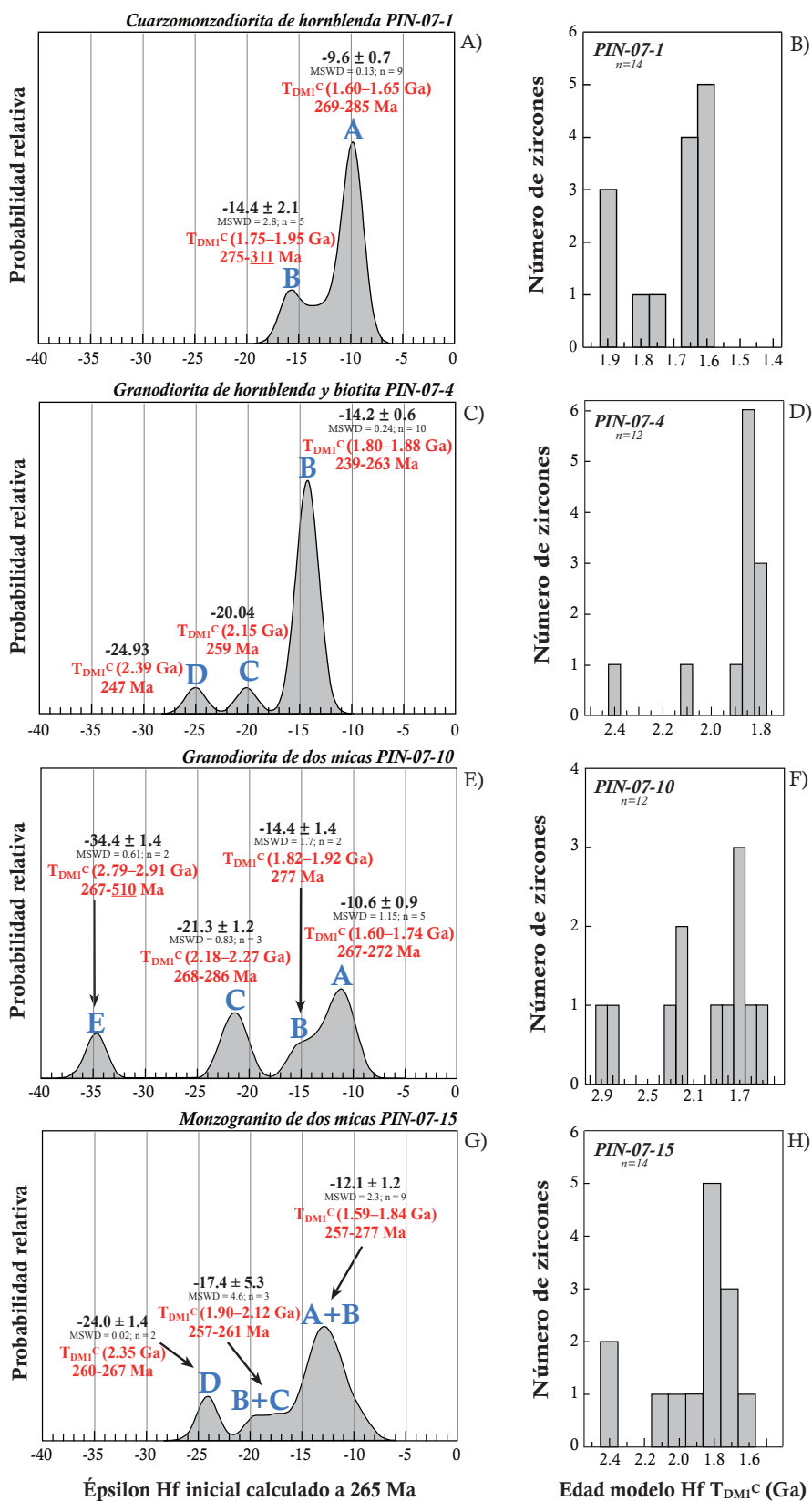


Figura 35. Datos de Hf en zirrones de granitoides pérmicos de la Sierra Pinta. (A), (C), (E) y (G) Curvas de probabilidad relativa de los valores de épsilon Hf inicial calculados a 265 Ma. También se muestran las medias ponderadas de los valores de épsilon Hf inicial de los análisis realizados. El error para estos valores individuales es de ± 1 unidad épsilon. También se muestran las agrupaciones isotópicas de las posibles fuentes de fusión (A, B, C, D y E). (B), (D), (F) y (H) Histogramas graficando la edad modelo Hf T_{DM1C} (Ga) individual en dos pasos obtenida para cada análisis y el número de zirrones analizados.

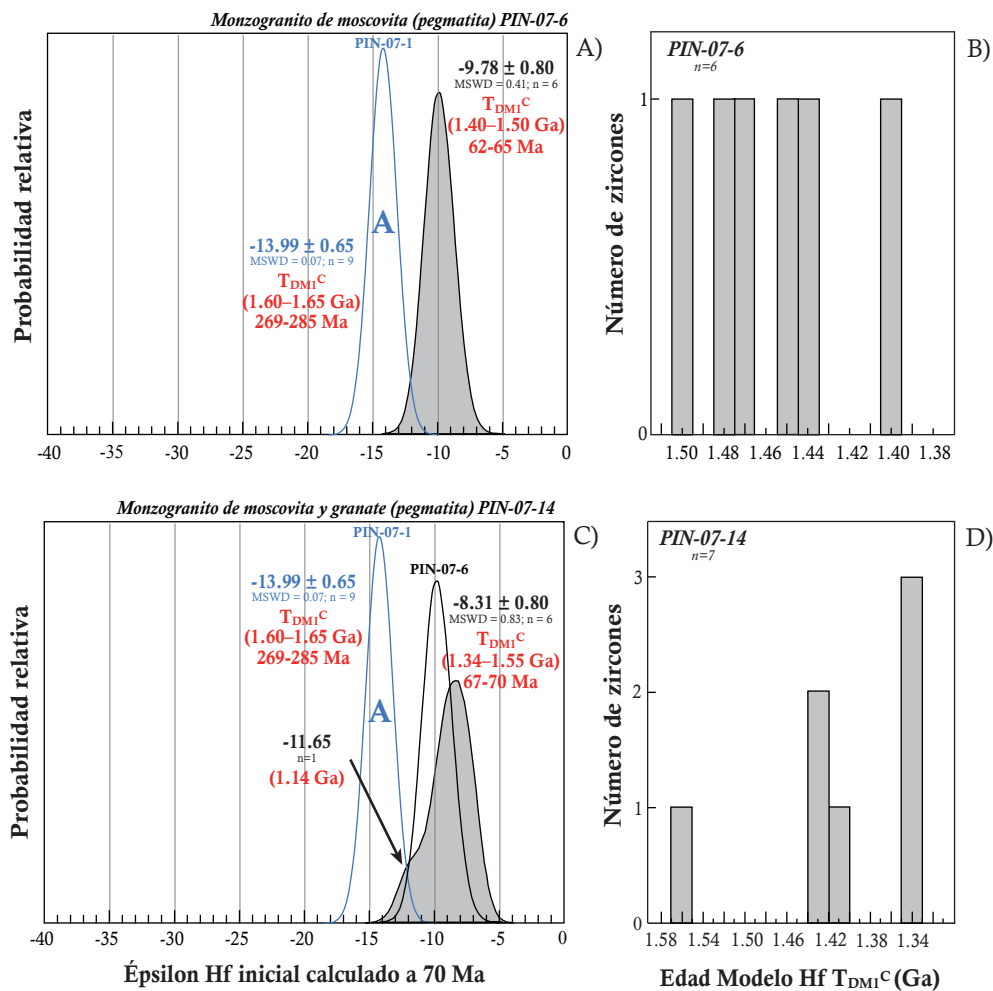


Figura 36. Datos de Hf en zircones de granitoides cretácicos de la Sierra Pinta. (A) y (C) Curvas de probabilidad relativa de los valores de épsilon Hf inicial calculados a 70 Ma. También se muestran las medias ponderadas de los valores de épsilon Hf inicial de los análisis realizados. El error para estos valores individuales es de ± 1 unidad épsilon. También, como referencia, se muestran los datos de épsilon Hf inicial, calculados a 70 Ma, que forman el pico A de la muestra de granitoide pérmico melanocrático PIN-07-1. (B) y (D) Histogramas graficando la edad modelo Hf T_{DM1C} (Ga) individual en dos pasos obtenida para cada análisis y el número de zircones analizados.

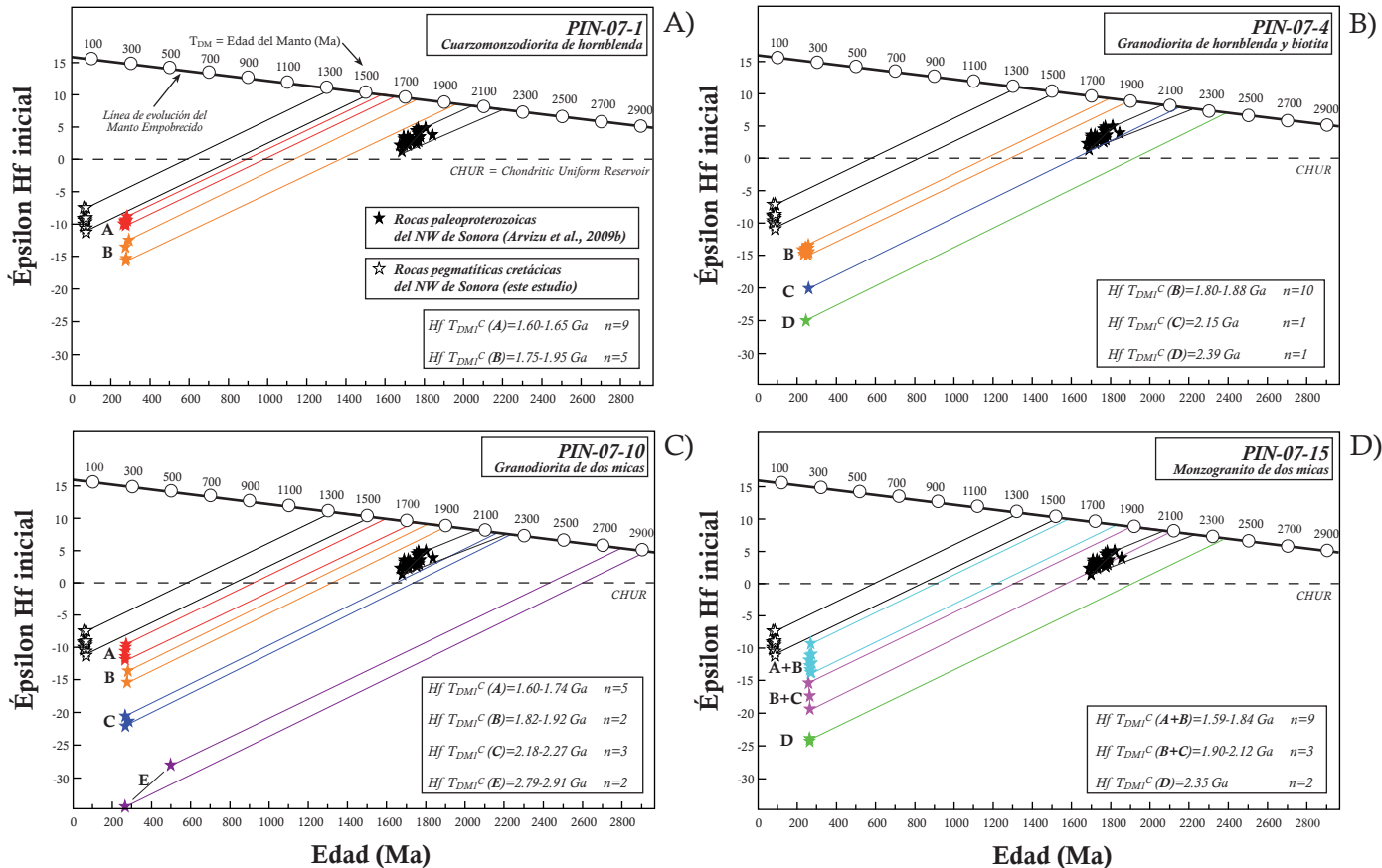


Figura 37. Diagramas de evolución del Hf para los zircones de granitoides pérmicos de la Sierra Pinta, en donde se grafica la edad U-Pb (Ma) contra el valor de épsilon Hf inicial, mostrando además los datos de zircones de los granitoides cretácicos y los únicos valores de Hf publicados para zircones de rocas de basamento paleoproterozoico de la provincia del Yavapai en el NW de Sonora (Arvizu *et al.*, 2009b). Las letras A, B, C, D, A+B y B+C corresponden a los picos descritos en el texto y que se encuentran ilustrados en las Figuras 35 y 36.

con el resto de los granitoides estudiados que van desde -9.0 a -15.9 con una variación de ~7 unidades épsilon Hf (Tabla 2).

7.3.1.2 Granodiorita de hornblenda y biotita (PIN-07-4)

Esta roca melanocrática pérmica es una granodiorita de hornblenda y biotita (PIN-07-4) con una edad de cristalización $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de **258.3 ± 3.4 Ma** (2 sigma) (Tabla 2 y Figura 13).

En esta muestra se realizaron doce análisis de Lu-Hf, cada uno en un grano individual de zircón. Las imágenes de cátodoluminiscencia (Figura 31) indican que la mayoría de los zircons muestra una gran homogeneidad en su estructura interna, sin aparentes zoneamientos marcados, ni dominios de edad diferente o herencias. Esta homogeneidad en las imágenes de cátodoluminiscencia es consistente con las edades similares de U-Pb para todos los zircons (Tabla 10).

Los doce datos proporcionan valores en la relación de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ entre 0.001104 y 0.001934, con valores iniciales de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ variando de 0.281914 a 0.282236 (Tabla 10). El valor de ϵHf inicial medio ponderado de -14.2 ± 0.6 (MSWD = 0.24; n = 10) fue calculado a 265 Ma y obtenido a partir de diez análisis que arrojan valores negativos de ϵHf inicial entre -13.3 y -14.9 con correspondientes edades modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos de 1.80–1.88 Ga (Figura 35D). Estos datos definen un pico B (Figura 35C), similar al de la muestra anterior ilustrado en la Figura 35A. El análisis de dos zircons (PIN4_15 y PIN4_9) proporciona valores de ϵHf inicial de -20.0 y -24.9 con sus respectivas edades modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos de 2.15 y 2.39 Ga, que definen los picos C y D, en el diagrama de probabilidad de la Figura 35C, respectivamente. Estos dos análisis fueron realizados en un dominio de crecimiento del zircón diferente al resto de los granos individuales de esta muestra (Figura 31) repercutiendo en la magnificación de los valores de épsilon Hf inicial. De los cuatro granitoides pérmicos analizados, esta muestra presenta composiciones isotópicas de Hf más homogéneas sin ninguna variación significativa en los valores de épsilon Hf inicial, salvo los dos últimos análisis discutidos anteriormente. No obstante, esta muestra tiene valores iniciales de épsilon Hf que varían de -13.3 a -24.9 con una variación de ~12 unidades épsilon Hf (Tabla 2).

7.3.1.3 Granodiorita de dos micas (PIN-07-10)

Esta muestra pérmica de granodiorita de dos micas (PIN-07-10) es representativa del grupo de los granitoides melanocráticos y tiene una edad de cristalización $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de **271.0 ± 2.5 Ma** (2 sigma) (Tabla 2 y Figura 13).

Los zircons muestran patrones de cátodoluminiscencia homogéneos (Figura 32) con zoneamiento

magmático bien marcado; sin embargo, algunos cristales presentan posibles dominios de herencia inferidos por los núcleos con alta luminiscencia.

Se analizaron doce granos de zircón en esta muestra, los cuales tienen relaciones de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ y de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ iniciales de 0.000457–0.002379 y 0.281620–0.282343, respectivamente (Tabla 10). En el diagrama de probabilidad de la Figura 35E se puede observar el pico A, similar al de las otras muestras. En esta muestra el pico está representado por la agrupación de cinco análisis con valores de ϵHf inicial de -9.2 a -11.9 que proporcionan un valor medio ponderado de -10.6 ± 0.9 (MSWD = 1.15; $n = 5$) y con edades modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos de 1.60–1.74 Ga (Figura 35F). También se puede observar un pico B, similar al de las muestras anteriores, representado por dos análisis con valores ϵHf inicial de -13.5 y -15.3 proporcionando una media ponderada de -14.4 ± 1.4 (MSWD = 1.7; $n = 2$; Figura 35E). Sus correspondientes edades modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos son de 1.82 y 1.92 Ga, respectivamente (diagramas E y F de la Figura 35). De la misma manera, se aprecia un pico C en la Figura 35E formado por tres análisis, los cuales proporcionan un valor de ϵHf inicial medio ponderado de -21.3 ± 1.2 (MSWD = 0.83; $n = 3$) obtenido de valores entre -20.5 y -22.3 con edades modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos de 2.18–2.27 Ga. Por último, agrupamos dos análisis para formar el pico E con un valor ϵHf inicial medio ponderado de -34.4 ± 1.4 (MSWD = 0.61; $n = 2$) con correspondientes edades modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos de 2.79–2.91 Ga.

Ésta muestra tiene las composiciones isotópicas de Hf menos homogéneas con respecto al resto de los granitoides, con valores iniciales de ϵHf que van desde -9.2 a -34.9 con una variación de ~ 26 unidades ϵHf (Tabla 2). Esta variación podría estimarse de mejor manera, descartando ciertos análisis que pudieran representar el muestreo de herencias que claramente interferirían en la interpretación de los datos. Estos dos últimos análisis, que definen el pico E, son motivo de discusión ya que se puede observar en las imágenes de catodoluminiscencia que son resultado del muestreo de dominios diferentes a los puntos de muestreo del resto de los granos individuales de zircón analizados para esta roca (Figura 32). Por ejemplo, el análisis PIN10_8 (Tabla 10; Figura 32) claramente corresponde al muestreo de un dominio de herencia, ya que el análisis geocronológico constata una edad U-Pb de 510 Ma para ese punto de dominio de zircón. Por su parte, el análisis PIN10_12 (Tabla 10; Figura 32) podría corresponder al muestreo de Hf de un núcleo heredado como lo revela la imagen de catodoluminiscencia. De aquí la importancia de realizar sistemáticamente los estudios de U-Pb y Lu-Hf en el mismo dominio o punto de ablación, problemática que se discutirá en un apartado más adelante. De acuerdo a esto, podríamos reestimar el rango de variación de las composiciones isotópicas de Hf descartando estos dos últimos valores discutidos previamente, ajustando los valores de ϵHf inicial desde -9.2 hasta -22.3, con una variación de ~ 13 unidades ϵHf para los zircones con crecimientos

magmáticos más homogéneos (Tabla 2).

7.3.1.4 Monzogranito de dos micas (PIN-07-15)

La muestra de monzogranito de dos micas (PIN-07-15) es la única muestra analizada del grupo de los granitoides leucocráticos. Tiene una edad de cristalización $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de **265.4 ± 3.1 Ma** (2 sigma) (Tabla 2 y Figura 13).

Los granos individuales de zircón de este granito muestran patrones homogéneos de catodoluminiscencia con apariencia similar, destacando sus fuertes zoneamientos magmáticos y algunos dominios que podrían corresponder a núcleos heredados (Figura 33).

Un total de catorce análisis indican valores en las relaciones de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0.000067–0.001299 y de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ iniciales entre 0.281931 y 0.282347 (Tabla 10). Nueve análisis tienen un valor de ϵHf inicial medio ponderado de -12.1 ± 1.2 (MSWD = 2.3; n = 9) obtenido de valores de ϵHf inicial de -9.2 a -13.9 con correspondientes edades modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos de 1.59–1.84 Ga (diagramas G y H de la Figura 35). Estos análisis los agrupamos en un pico que denominamos A+B, producto posiblemente de una mezcla de los valores de ϵHf inicial medios ponderados de los picos A y B anteriormente definidos para las muestras melanocráticas. Por su parte, tres análisis con valores de ϵHf inicial de -15.2 a -19.5, que proporcionan un valor medio ponderado de -17.4 ± 5.3 (MSWD = 4.6; n = 3) y con edades modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos de 1.90–2.12 Ga, definen un pico que denominamos B+C, que representa una posible mezcla de lo que hemos descrito previamente como picos B y C (Figura 35G). Dos análisis más, con valores de ϵHf inicial de -23.9 y -24.1, forman un pico D (Figura 35G), como el que se definió inicialmente en la Figura 35C, representado por un valor de ϵHf inicial medio ponderado de -24.0 ± 1.4 (MSWD = 0.02; n = 2) con correspondientes edades modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos de 2.35 Ga.

Claramente, las composiciones isotópicas de Hf en estos zircones no son homogéneas y varían entre -9.2 y -24.1 con una variación de ~15 unidades epsilon Hf; la mayor variación en unidades de los granitoides estudiados (Tablas 2 y 10), no obstante todos los zircones de esta muestra tienen la misma edad pérmica.

7.3.2 Granitoides cretácicos

7.3.2.1 Monzogranito de moscovita (PIN-07-6)

Esta muestra es una pegmatita de composición monzogranítica que intruye a los granitoides pérmicos. La pegmatita tiene una edad de cristalización $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de **67.0 ± 1.3 Ma** (2 sigma; Tabla 2 y Figura 13; ver detalles en Arvizu-Gutiérrez, 2008). Para esta muestra se realizaron un total de seis análisis

isotópicos de Lu-Hf en zircones, los cuales muestran valores en la relación de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ entre 0.000221 y 0.000538 y valores en las relaciones iniciales de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ que varían desde 0.282432 hasta 0.282486 (Tabla 10). Los seis datos proporcionan un valor de ϵHf inicial medio ponderado de -9.78 ± 0.80 (MSWD = 0.41; n = 6; Figura 36A) calculado a 70 Ma con correspondientes edades modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos o edades modelo corticales de Hf de 1.40–1.50 Ga (histograma de la Figura 36B). Las imágenes de catodoluminiscencia de la Figura 34A muestran los zircones analizados, los cuales presentan una textura característica, quizás producto de una alteración por metasomatismo durante el mismo proceso de formación de los cuerpos pegmatíticos. También se revela que no existen dominios aparentes de herencia ni se observa un patrón de zoneamiento o crecimiento del zircón homogéneo como lo presentarían zircones ígneos comunes. Cabe señalar que a pesar de mostrar una estructura interna diferente, tal vez composicional, los zircones tienen edades similares y composiciones isotópicas de Hf homogéneas en un rango de -8.7 a -10.2 unidades ϵHf .

7.3.2.2 Monzogranito de moscovita y granate (PIN-07-14)

Este monzogranito pegmatítico también muestra relaciones de corte con los granitoides pérmicos y tiene una edad de cristalización $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de **68.34 ± 0.74 Ma** (2 sigma; Tabla 2 y Figura 13; Arvizu-Gutiérrez, 2008). Un total de siete análisis isotópicos de Lu-Hf en zircones fueron realizados para esta muestra. Los resultados presentan valores en las relaciones de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ que varían de 0.000043 a 0.000138 y valores en las relaciones iniciales de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ entre 0.282400 y 0.282519 (Tabla 10). Seis de los siete análisis proporcionan edades modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos entre 1.34–1.55 Ga con un valor de ϵHf inicial medio ponderado de -8.31 ± 0.80 (MSWD = 0.83; n = 6; Figura 36C) calculado a 70 Ma. Sólo un zircón proporcionó una edad modelo Hf $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$ en dos pasos de 1.56 Ga con un valor de ϵHf inicial de -11.65 (Tabla 10 y Figura 36D). Los zircones de esta muestra también presentan texturas similares a la muestra pegmatítica anterior (Figura 34B), sin herencias ni un patrón de zoneamiento relacionado al crecimiento del zircón. Los granos muestran edades similares con composiciones isotópicas de Hf en un rango de -7.5 a -11.6 unidades ϵHf .

8. Discusión

8.1 Granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques

8.1.1 Relaciones de campo y características mineralógicas de los granitoides permo-triásicos

Las litologías de los granitoides son variadas pero, en general, en campo se han identificado y diferenciado dos grupos principales. Por un lado, se encuentran los granitoides melanocráticos, y por el otro, el grupo de los granitoides leucocráticos. En diferentes afloramientos, la relación de campo que prevalece entre los dos grupos sugiere que los melanocráticos son más antiguos, ya que son siempre intruidos por los leucocráticos cortando a la foliación de los melanocráticos (*e.g.*, Arvizu *et al.*, 2009a; y en este estudio, Figura 10). Cabe destacar que en algunas ocasiones los leucocráticos también se encuentran foliados. Estas relaciones de campo se constatan con algunas de las edades radiométricas obtenidas como se discutirá más adelante, aunque en algunos casos no se cumple, ya que las edades de los dos grupos se traslapan, pero entre los límites de error en las edades U-Pb en zircones se puede validar que las muestras melanocráticas sean más antiguas. Este es un buen ejemplo de la importancia del contexto geológico para hacer interpretaciones geocronológicas.

El ensamble mineralógico general que se observa en los granitoides melanocráticos está constituido por los minerales esenciales: plagioclasa+cuarzo+feldespato alcalino, seguido por los minerales accesorios más máficos como la biotita+hornblenda (Tabla 1). Los granitoides leucocráticos, incluyendo las pegmatitas-aplitas, tienen básicamente la misma mineralogía en lo que respecta a los esenciales, aunque variando en mayor o menor proporción cada uno de los constituyentes minerales. A esta paragénesis se le añade la moscovita como mineral esencial característico de este grupo de granitoides leucocráticos. La biotita también está presente pero en menor proporción con respecto a los melanocráticos. Entre los minerales secundarios presentes en ambos conjuntos de granitoides se encuentran la epidota, la clorita y la sericita, básicamente reemplazando a plagioclasas y feldespatos alcalinos; mientras que como minerales minoritarios predomina la esfena, el apatito, el zircón y en algunas muestras, el granate (Tabla 1; Figura 8). La moscovitización del feldespato y la cloritización de la biotita en estas muestras sugieren alteración hidrotermal de algunos de los granitoides.

La presencia de texturas porfídicas foliadas y/o esquistosas en la mayoría de los granitoides, caracterizadas por la alineación preferencial de los minerales máficos y félsicos, aunado a la aparición de minerales secundarios como la epidota y clorita, son consistentes con el metamorfismo presente en ambos grupos de granitoides.

La existencia de moscovita en la mayoría de los granitoides leucocráticos es un rasgo característico en este grupo. Determinar si tiene un origen primario (mágmató) o secundario es de mucha ayuda, ya

que es un indicador de este mineral ha podido cristalizar a partir de un magma peraluminoso (Speer, 1984). Miller *et al.* (1981) han descrito características petrográficas para determinar si la moscovita es primaria o secundaria a saber: (a) tamaño de grano comparable a las otras fases minerales magmáticas de la roca, (b) forma subhedral o euhedral, (c) la moscovita primaria no debe estar encerrada por otra fase mineral a partir de la cual puede formarse como producto de alteración, (d) la roca debe presentar textura ígnea con ausencia o pocos signos de alteración. Las observaciones petrográficas sugieren que ambos tipos de micas están presentes en los granitoides leucocráticos (Figura 8).

La presencia de granate también es una característica distintiva en la mayoría de las facies leucocráticas, inclusive predominando en las pegmatitas-aplitas. Las características texturales como tamaño de grano y euhedralismo, etc., sugieren un origen magmático para el granate y son muy similares a las propuestas para granates ígneos alojados en rocas graníticas (*e.g.*, Miller y Stoddard, 1981; DuBray, 1988; Kebede *et al.*, 2001) (Figura 8).

La amplia bibliografía existente (*e.g.*, Clemens y Wall, 1981; Clarke, 1995; Dahlquist *et al.*, 2005, 2006; Alasino *et al.*, 2005; Dahlquist y Alasino, 2005) indica que los granitoides con minerales magmáticos saturados en aluminio (*e.g.*, granate y moscovita) son cristalizados a partir de magmas primordiales derivados de la fusión principalmente de metasedimentos. En este sentido, la presencia de granate y moscovita, aunado a la composición peraluminosa de todas las facies leucocráticas en la región, sugieren un origen del magma por fusión parcial de una roca de basamento cortical, posiblemente una fuente metasedimentaria. En contraste, el origen de los granitoides melanocráticos podría estar más relacionado a la fusión mantélica con participación de la corteza continental.

En lo que respecta a los granitoides leucocráticos, incluyendo a las pegmatitas-aplitas, la moscovita y el granate, indican que se trata de rocas fuertemente peraluminosas, mientras que la biotita y hornblenda son características de rocas metaluminosas. En vista de estas observaciones, los granitoides leucocráticos se clasifican dentro del tipo de granitoides peraluminosos (Figura 24); lo que induce a pensar, más como una hipótesis de trabajo que como una conclusión definitiva, que su origen esté relacionado a la fusión parcial de rocas de una composición peraluminosa, aunque para las pegmatitas-aplitas no se descarta una fuente de composición anortosítica por la razones que se expondrán más adelante en el apartado de geoquímica.

En resumen, de la mineralogía se destaca, por un lado, el carácter máfico para los melanocráticos con asociaciones de hornblenda+biotita, típicas de granitoides metaluminosos tipo-I, derivados posiblemente de la fusión del manto con aporte cortical y, por otro, la afinidad félsica para los

leucocráticos con asociaciones de biotita+moscovita+granate, típicas de granitoides peraluminosos tipo-S, derivados de la fusión probable de una fuente metasedimentaria rica en alúmina. Esto hace improbable que la cristalización fraccionada derivada de una sola fuente magmática sea la causa del origen de estos granitoides. Procesos más complejos que incluyen asimilación y mezcla de magmas podrían ser causas más factibles que pudieron intervenir en su generación como se discutirá más adelante.

8.1.2 Edad del magmatismo permo-triásico y complejidad en los fechamientos U-Pb en zircones

El magmatismo permo-triásico del NW de Sonora se encuentra representado por la ocurrencia de un conjunto de granitoides con edades de cristalización U-Pb en zircones en un rango aproximado de 284– 221 Ma (Figura 38). Estas rocas afloran en diversas localidades del NW de Sonora como en el área de estudio de Sierra Los Tanques (este estudio; Enríquez, com. escrita, 2011), Sierra Pinta (Arvizu *et al.*, 2009a), Sierra San Francisco (Velázquez-Santeliz, com. escrita, 2011), Sierra Enterrada (Iriondo, com. pers., 2011) y Sierra Blanca (Iriondo, com. pers., 2011) (Figura 1). Como se puede observar, el rango de edad de este magmatismo es muy amplio y se ha ido incrementando paulatinamente a medida que se han ido descubriendo nuevos afloramientos de este pulso magmático en la región. Cabe señalar que la mayoría de estas rocas permo-triásicas distribuidas en las zonas antes mencionadas estaban cartografiadas como de edad proterozoica o incluso como rocas cretácicas-terciarias (*e.g.*, SGM, 2002). En el histograma de la Figura 39 se muestran los periodos, rangos y *gaps* magmáticos en el NW de Sonora, además del tipo de tectonismo dominante desde el Proterozoico hasta el Cenozoico. A grandes rasgos, se observa que en el NW de Sonora existen diversos pulsos y “*gaps*” magmáticos representados por ausencia de magmatismo y por rocas ígneas con características calcialcalinas asociadas a subducción para formar el arco magmático continental cordillerano desde el Pérmico hasta básicamente el Mioceno, estableciéndose éste en un basamento de edad proterozoica y paleozoica (Figura 39).

La mayoría de los análisis de zircón obtenidos para determinar las edades de cristalización U-Pb de los granitoides permo-triásicos fechados en este estudio son complejos. Algunos de los análisis más jóvenes, con altas concentraciones de U, representan zircones que han sufrido diferentes grados de pérdida de Pb (Figura 40a–b; Tabla 3), o en el caso de zircones más viejos, estos podrían representar zircones con diferentes grados de herencia en los cuales se muestreó parte de un núcleo o simplemente dominios más viejos del zircón como lo revelan las imágenes de cátodoluminiscencia (Figuras B9–20). No se puede descartar que también exista una combinación de análisis de herencia/núcleo o dominio más viejo + borde al momento del muestreo (ablación del zircón) como se observa en las imágenes de cátodoluminiscencia (Figuras B9–20), y sea por este efecto que existan análisis con edades ligeramente más viejas con respecto a los análisis empleados para calcular las edades medias ponderadas (Figuras 14–19; Tabla 3). De aquí, la importancia de realizar los estudios de cátodoluminiscencia pre-ablación de

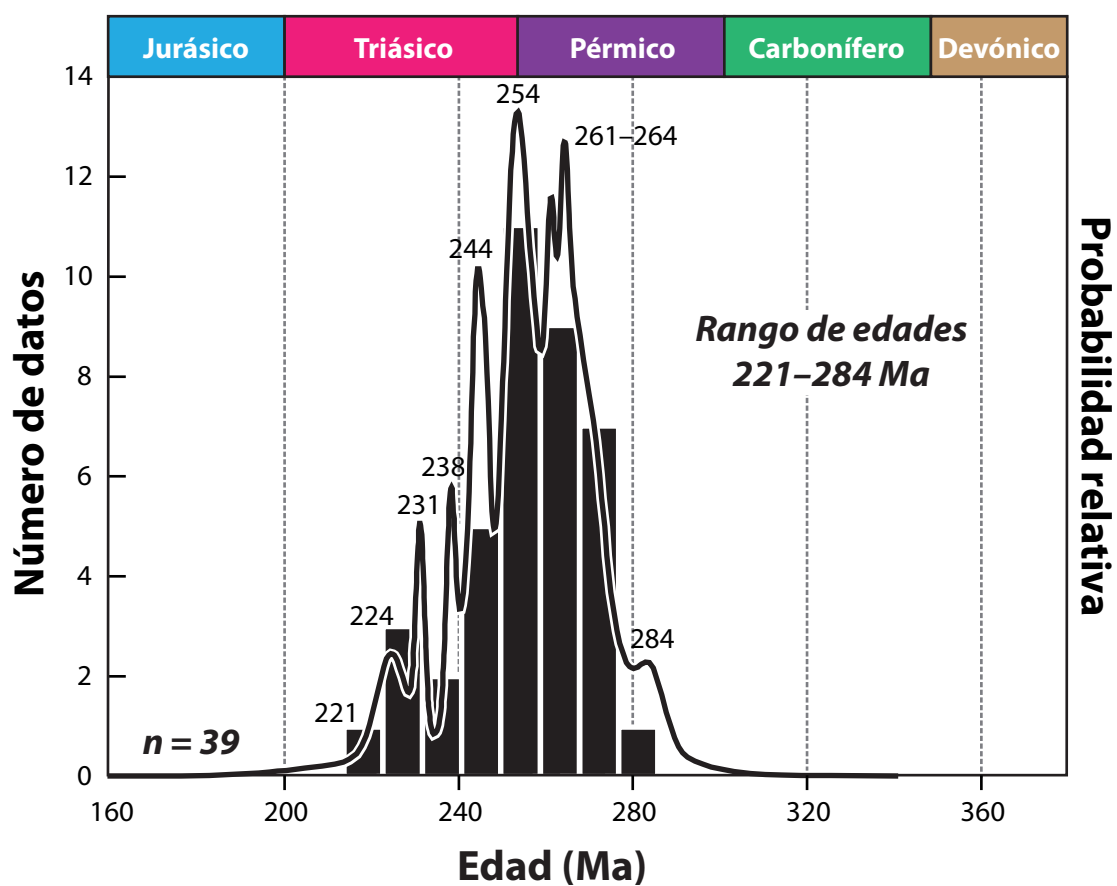


Figura 38. Histograma y diagrama de probabilidad de edades de cristalización U-Pb de zircones de granitoides permo-triásicos del NW de Sonora (datos de este trabajo y referencias mencionadas en el texto).

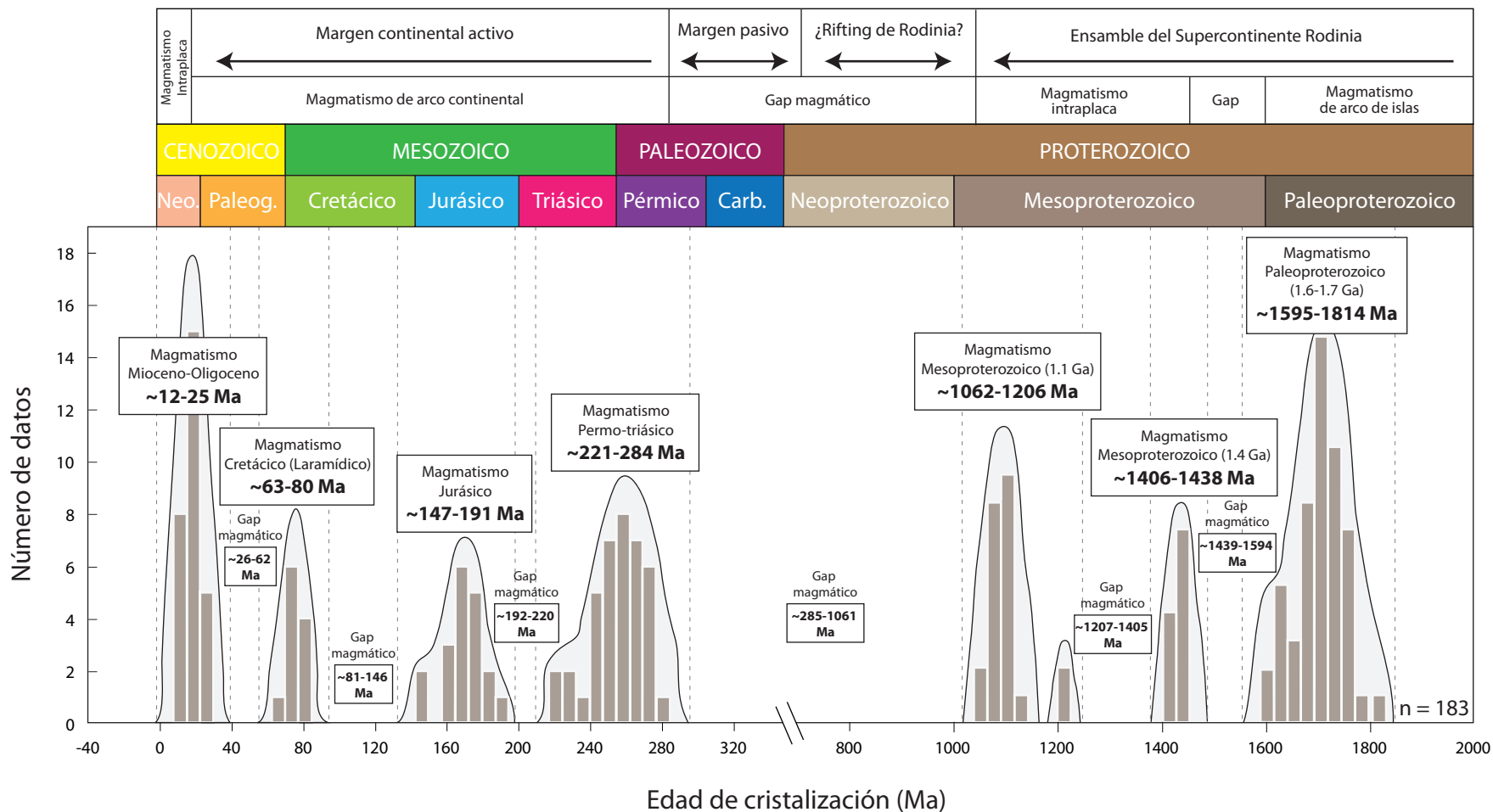


Figura 39. Histograma mostrando los periodos, rangos y “gaps” de magmatismo en el NW de Sonora empleando principalmente la edades U-Pb de cristalización en zircones de rocas ígneas. También se observa el tipo de tectonismo dominante desde el Proterozoico al Cenozoico relacionado a cada pulso o periodo de magmatismo y ausencia del mismo durante la evolución geológica de la región. La mayor parte de la base de datos utilizada para el desarrollo del histograma se encuentra recopilada en Izaguirre-Pompa (2009) y sus referencias, mientras que el resto son datos generados en este estudio.

buena calidad para seleccionar los lugares o dominios a fechar y post-ablación para realizar interpretaciones geocronológicas de los datos.

La presencia de análisis concordantes con edades proterozoicas, que corresponden a núcleos heredados como se muestra en las imágenes de catodoluminiscencia (Figuras B9–20), puede ser fácilmente explicada ya que estas edades son comunes para el basamento granítico metaígneo de la región de ~1.7–1.6 Ga, ~1.4 y ~1.1 Ga (*e.g.*, Iriondo *et al.*, 2004, 2005; Nourse *et al.*, 2005; Izaguirre *et al.*, 2008; Arvizu *et al.*, 2009b; Iriondo y Premo, 2010).

La mayoría de los zircones más jóvenes en estas muestras permo-triásicas son zircones con valores altos en U (ppm) (Figura 40a–b) considerándose que estos zircones, normalmente ricos en U, han sufrido mayor número de desintegraciones de U (isótopo padre) a Pb (isótopo hijo) en el transcurso de la historia del zircón emitiendo partículas radioactivas alfa que dañan su red cristalina. El debilitamiento así producido en la red cristalina, sumado al hecho de que el Pb tiene un radio iónico mayor al del U, hace que algunos átomos de Pb tengan una tendencia a escapar de la red cristalina, produciéndose una perturbación en el reloj isotópico U/Pb, con un efecto de rejuvenecimiento en las edades obtenidas (*i.e.*, pérdida de Pb). En algunos casos, se observa que estos zircones más jóvenes, muchas veces concordantes, grafican a lo largo de la línea de concordia, algunos muy dispersos y otros agrupados formando poblaciones, dificultándose la interpretación de los datos de algunas de las muestras (Figuras 14–19). No se descarta que algunos análisis de edades triásicas pudieran haber sido zircones pérmicos con pérdida generalizada de Pb siguiendo una trayectoria a lo largo de la línea de concordia.

En los gráficos de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma) vs. concentración de U (ppm) de la Figura 40a–b se observan en a) todos los análisis de zircón más jóvenes con edades <300 Ma y en b) un acercamiento a los zircones de edad permo-triásica (200–300 Ma) realizados en las muestras de granitoides. En ambos gráficos se observa una tendencia al incremento en las concentraciones de U a medida que el zircón/análisis es más joven.

Las relaciones Th/U se han convertido en un criterio comúnmente empleado para distinguir entre ambientes magmáticos, metamórficos e hidrotermales de formación del zircón (Harley *et al.*, 2007). Incluso, algunos geocronólogos han reconocido por algún tiempo que la relación Th/U podría ser usada como un discriminante de primer orden entre zircones magmáticos y metamórficos (*e.g.*, Bibikova, 1984; Pidgeon *et al.*, 2000). Por ejemplo, un valor <0.1 ha sido ampliamente citado como un discriminante de zircones metamórficos (*e.g.*, Rubatto, 2002). Empíricamente, las relaciones Th/U de zircones magmáticos tienden a ser >0.1 (Vavra *et al.*, 1999; Hoskin e Ireland, 2000; Pidgeon *et al.*, 2000; Belousova *et al.*,

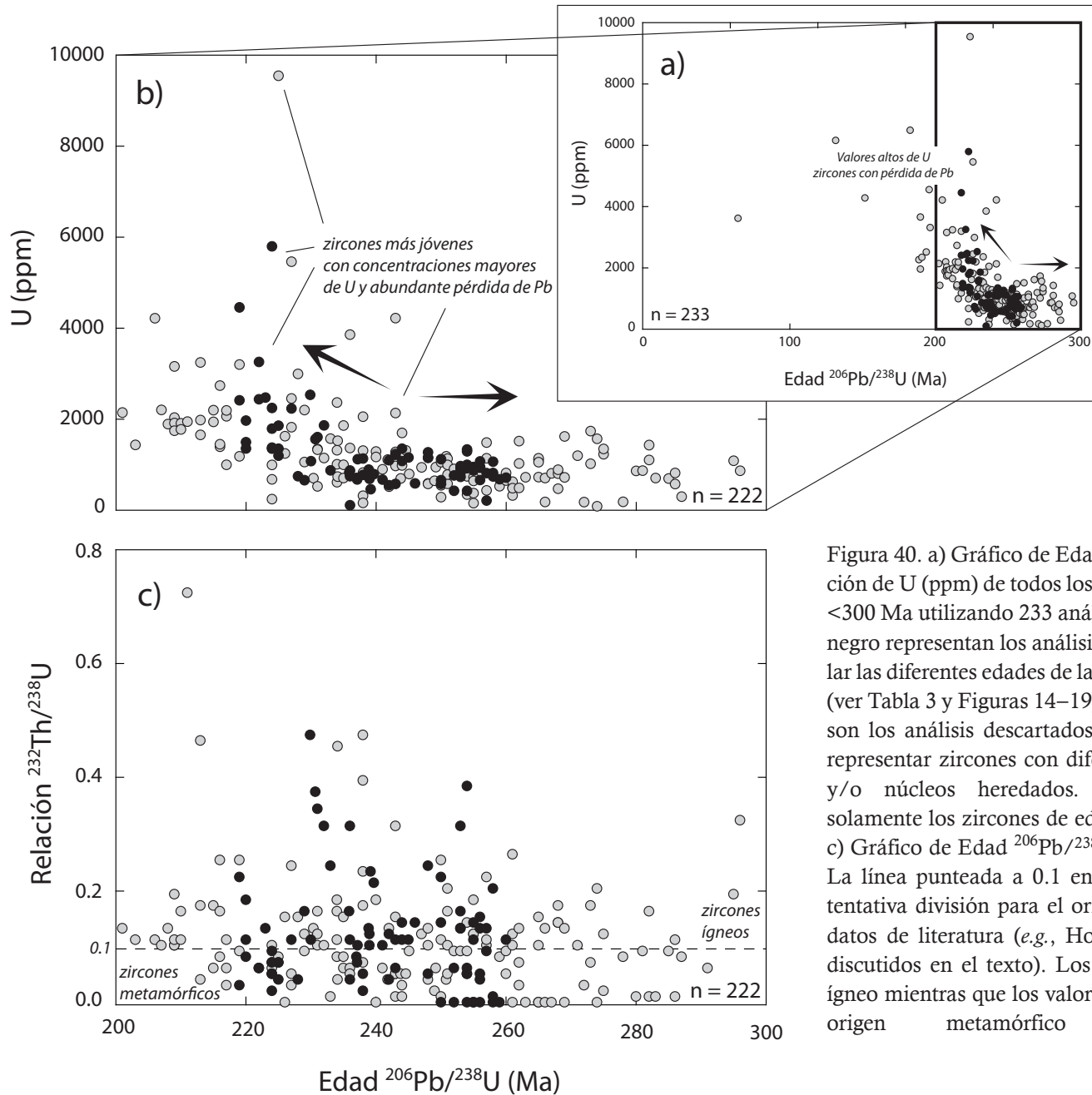


Figura 40. a) Gráfico de Edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma) vs. concentración de U (ppm) de todos los zircones analizados más jóvenes <300 Ma utilizando 233 análisis individuales. Los círculos en negro representan los análisis de zircón utilizados para calcular las diferentes edades de las rocas reportadas en este trabajo (ver Tabla 3 y Figuras 14–19), mientras que los círculos grises son los análisis descartados para el cálculo de la edad por representar zircones con diferentes grados de pérdida de Pb y/o núcleos heredados. b) Acercamiento mostrando solamente los zircones de edad permo-triásica (222 análisis). c) Gráfico de Edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma) vs. relación $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$. La línea punteada a 0.1 en la relación Th/U muestra una tentativa división para el origen de los zircones apoyada de datos de literatura (e.g., Hoskin y Black, 2000; entre otros discutidos en el texto). Los valores >0.1 indican un origen ígneo mientras que los valores <0.1 indican posiblemente un origen metamórfico para los zircones.

2002; Hidaka *et al.*, 2002), mientras que las relaciones Th/U de los zircones metamórficos suelen ser <0.1 (Hoskin e Ireland, 2000; Hidaka *et al.*, 2002). Sin embargo, existen muchas situaciones con relaciones >0.1 para zircones metamórficos (Vavra *et al.*, 1999; Kröner *et al.*, 2000; Wilde *et al.*, 2001) y <0.1 para zircones magmáticos (Young *et al.*, 1995; Compston, 1995; Elburg, 1996; Muir *et al.*, 1996; Singh *et al.*, 2002; Lund *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2003; Zhai *et al.*, 2005). Las causas de las variaciones de tales relaciones Th/U son altamente controversiales (Klötzli, 1999) y su uso ha sido re-evaluado recientemente en vista de observaciones texturales y otros criterios químicos (*e.g.*, Möller *et al.*, 2003).

Aunque algunas de las relaciones Th/U en los zircones permo-triásicos analizados en este estudio son muy bajas (<0.1) (Figura 40c; Tabla 3), valores muy similares a las relaciones típicas para los zircones metamórficos, las texturas de los zircones observadas en las imágenes de cátodoluminiscencia indican que la mayoría de los zircones son fácilmente asignados a un origen ígneo, ya que se aprecian zonaciones oscilatorias, típicas de crecimiento magmático (Figuras B9-20). Sin embargo, algunos zircones exhiben texturas o estructuras internas complejas (*p.ej.*, zircones 11, 12 y 18, Figura B10), no muy comunes en zircones magmáticos, quizá producto de recristalización por metamorfismo o disolución por actividad hidrotermal como lo revelan algunas de las relaciones muy bajas de Th/U (≤ 0.02 , Figura 40c; Tabla 3). Se han documentado que estas relaciones tan bajas de Th/U son típicas de zircones que se han formado durante metamorfismo de alto grado (*e.g.*, Williams y Claesson, 1987; Maas *et al.*, 1992; Rubatto, 2002; entre otros) o zircones asociados con interacciones fluido-mineral en estadios tardíos, a temperaturas moderadas a altas, durante la cristalización de los zircones (*e.g.*, Vavra *et al.*, 1999; Harley *et al.*, 2001; Carson *et al.*, 2002). Algunos otros zircones no muestran una zonación clara, sino dominios más oscuros ricos en U (*p.ej.*, zircones/análisis #2, 19 y 30, Figura B10) como lo indican las concentraciones altas de este elemento (Tabla 3). Se infiere que esta zonación ha podido ser obliterada por el metamorfismo de los granitoides.

Las altas variaciones en los contenidos de Th ($\sim 1-1503$) y U ($\sim 47-9508$) (Figura 41; Tabla 3) en los zircones permo-triásicos analizados también podrían indicar que existe una zonación química dentro de los cristales de zircón como los demuestran las imágenes de cátodoluminiscencia. Existen algunos reportes sobre relaciones bajas de Th/U en zircones magmáticos (*e.g.*, Zheng *et al.*, 1999), los cuales sugieren que los valores bajos en estas relaciones en los zircones magmáticos son razonables. Para evaluar esta situación, es útil considerar los factores que controlan la relación Th/U en el zircón. Las concentraciones de Th y U están principalmente influenciadas por dos factores tales como sus abundancias en el fundido y los coeficientes de partición entre el zircón y los minerales coexistentes, además de los fundidos y fluidos (Harley *et al.*, 2007). Cabe señalar, que estos factores son motivo de una discusión más amplia, la cual no es objeto de este trabajo y que está más allá del alcance de este estudio

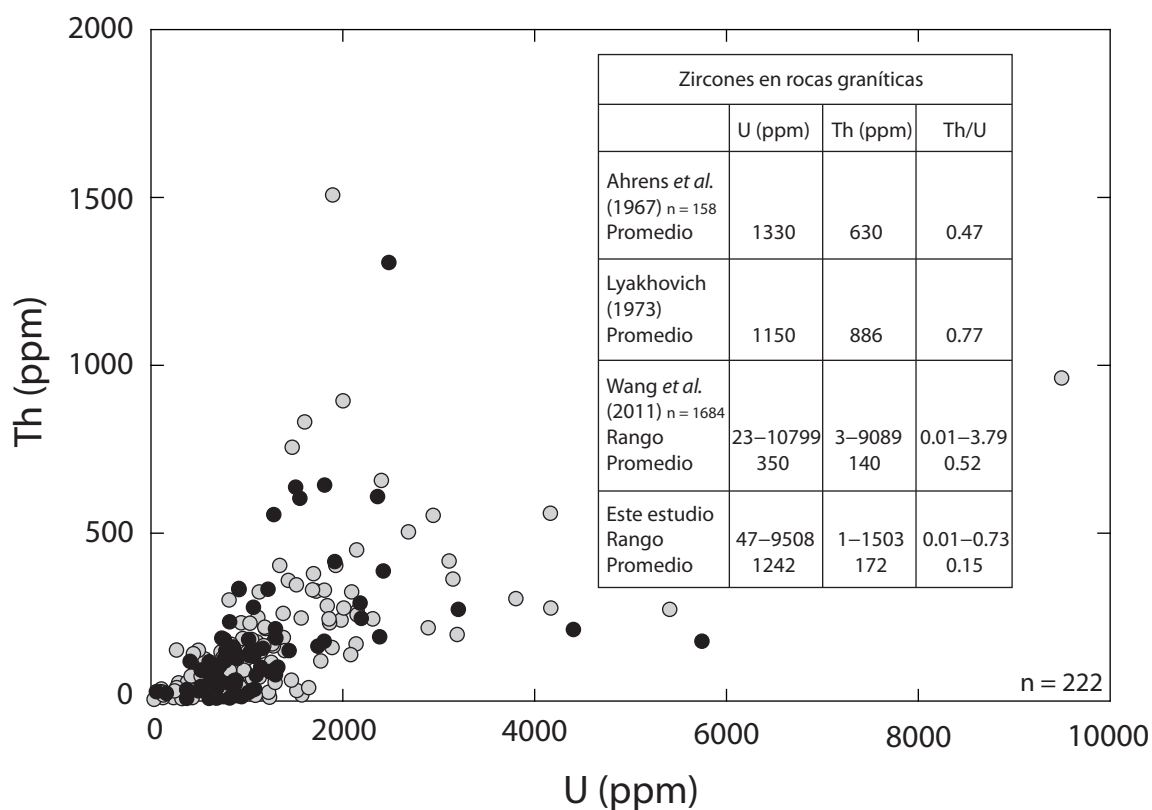


Figura 41. Gráfico de concentraciones de U (ppm) vs. Th (ppm) de todos los zircones permo-triásicos analizados (222 análisis). Los círculos negros representan los análisis de zircón utilizados para calcular las diferentes edades de las rocas reportadas en este trabajo (ver Tabla 3 y Figuras 14–19), mientras que los círculos en gris son los análisis descartados para el cálculo de la edad pero son graficados en este diagrama para mostrar los contenidos y/o valores de estos elementos que se discuten en el texto.

tratar de abordar, pero que es, sin embargo, importante mencionar.

Como es sabido, el U y Th son los elementos traza más estudiados en el zircón, pero no son generalmente considerados como indicativos de la petrogénesis de sus rocas huésped como lo podría ser el Hf (*e.g.*, Wang *et al.*, 2011). No obstante, las concentraciones en los zirrones pueden ser usadas como un indicador geoquímico para determinar su origen y ambiente de cristalización. Por ejemplo, desde hace décadas, las concentraciones de U y Th promedio en zirrones graníticos han sido propuestas en 1330 ppm y 630 ppm, respectivamente (Ahrens *et al.*, 1967; Figura 41). Un resultado similar fue obtenido por Lyakhovich (1973), mostrando promedios de U y Th para zirrones graníticos de 1150 ppm y 886 ppm, respectivamente (Figura 41). Sin embargo, análisis más recientes muestran que los valores de U y Th en zirrones graníticos son mucho menores que los valores aceptados antes mencionados (Wilde y Youssef, 2000; Claesson *et al.*, 2000; Da Silva *et al.*, 2000; Eichhorn *et al.*, 2000; Sing *et al.*, 2002; Lund *et al.*, 2002; Zhou *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2002; Thrane, 2002; Li *et al.*, 2003; Liu *et al.*, 2004; Zhai *et al.*, 2005). Inclusive, en un trabajo recientemente publicado por Wang *et al.* (2011), donde se hace una compilación de datos de literatura, muestra que los contenidos de U y Th en zirrones de rocas graníticas están mejor representados por valores promedio de 350 ppm y 140 ppm, respectivamente (Figura 41). Aunque, como se mencionó anteriormente, valores mucho más altos de U y Th (>1000 ppm para ambos) en zirrones magmáticos han sido reportados en la literatura.

De acuerdo a esto, existen dos probables explicaciones para tales variaciones en las concentraciones de U y Th en los zirrones magmáticos presentados en este estudio: (1) cristalización del zircón de un magma residual enriquecido u empobrecido en U y Th por cristalización fraccionada y (2) cristalización en desequilibrio, en la cual los contenidos de U y Th del zircón no son controlados por los coeficientes de partición en el fundido-zircón. La primera posibilidad parece improbable ya que se requerirían magmas residuales con contenidos altos y/o bajos de U y Th durante la cristalización del zircón. En este caso, el previo o simultáneo crecimiento de un mineral como la monacita, en el cual el constituyente principal es el Th (*e.g.*, Hermann y Rubatto, 2003), podría resultar en una baja concentración de Th en el zircón y por lo tanto en una relación baja de Th/U. En contraste, un zircón cristalizado de un fundido parcial previo a la cristalización de la monacita podría tener una concentración más alta de Th y por lo tanto una relación moderada de Th/U. También esta posibilidad parece improbable ya que dados los ensambles mineralógicos presentes en estos granitoides permo-triásicos no se tiene registro de la existencia de monacita. De ser así, las concentraciones Th-U en los zirrones no están controladas por la presencia de monacita como se documenta en otros casos en la literatura (*e.g.*, Villaseca *et al.*, 1999, 2003). La segunda posibilidad es soportada por las heterogeneidades químicas y estructurales dentro de los zirrones permotriásicos como lo revelan los tipos de zonación en zirrones

magmáticos (*e.g.*, zonación continua, oscilatoria, por sectores; Wang y Kienast, 1999; Wang *et al.*, 2002; Belousova *et al.*, 2002). Estas zonaciones han sido comúnmente consideradas como reflejo de una cristalización bajo condiciones de desequilibrio (*e.g.*, Klötzli, 1999; Wang y Kienast, 1999; Fowler *et al.*, 2002; Wang *et al.*, 2002, 2007). En este caso, los contenidos de U y Th del zircón podrían variar significativamente como los datos obtenidos en este estudio.

El criterio propuesto para distinguir entre zircones magmáticos y metamórficos utilizando las relaciones Th/U (*e.g.*, Rubatto, 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003) no es infalible de acuerdo a las variaciones considerables de este parámetro marcadas en varios trabajos (*e.g.*, Carson *et al.*, 2002; Kelly y Harley, 2005). Nuestro estudio está claramente de acuerdo con esta conclusión, ya que los zircones permo-triásicos muestran relaciones Th/U altamente variables (0.01–0.73) en la Figura 41, variaciones similares a los valores propuestos para zircones magmáticos y/o metamórficos reportados en literatura (*e.g.*, Ahrens *et al.*, 1967; Lyakhovich, 1973; Wang *et al.*, 2011).

Dado este hecho y la evidencia de relaciones variables de Th/U descritas anteriormente, los valores de Th/U pueden solo ser usados con precaución y en colaboración con otros criterios químicos para valorar el origen del zircón dentro de su contexto textural como lo podría ser la geoquímica de REE en el zircón. Las características de las REE en el zircón también reflejan y proporcionan importante información sobre su ambiente de crecimiento. Aunque no se reportan en este estudio, la mayoría de los patrones de REE en los zircones permo-triásicos analizados muestran empobrecimientos de LREE con un incremento o enriquecimiento fuerte de las HREE, con claras anomalías positivas altas de Ce y anomalías negativas pequeñas de Eu, características típicas de zircones magmáticos (*e.g.*, Hinton y Upton, 1991; Schaltegger *et al.*, 1999; Hoskin e Ireland, 2000; Hoskin *et al.*, 2000; Hanchar *et al.*, 2001; Rubatto, 2002; Sano *et al.*, 2002; Thomas *et al.*, 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003; Kelly y Harley, 2005), en contraste con el típico patrón plano de HREE esperado para zircones de origen metamórfico (*e.g.*, Bea *et al.*, 1997; Harley *et al.*, 2001; Schaltegger *et al.*, 1999; Whitehouse y Platt, 2003). Estas características en los patrones de REE encontradas en la mayoría de los zircones permo-triásicos, más la forma prismática euhedral a subhedral elongada de los cristales, junto con la zonación oscilatoria interna son consistentes con la interpretación de que los zircones son de origen ígneo (Vavra, 1990; Vavra *et al.*, 1996; Rubatto y Gebauer, 2000).

8.1.3 Características geoquímicas y consideraciones petrogenéticas del magmatismo granitoide permo-triásico del NW de Sonora

8.1.3.1 Carácter aluminoso de los granitoides

El carácter metaluminoso, peraluminoso y peralcalino se asocia a la génesis de los granitos,

considerándose que los metaluminosos tienen una afinidad marcada con ambientes de arco volcánico (*i.e.*, asociados a zonas de subducción; granitos Tipo I); los peraluminosos pudieran ser producto de fusión de corteza continental evolucionada y/o materiales pelíticos durante colisión continental (granitos de dos micas, fuertemente enriquecidos en aluminio; Tipo S) y, finalmente, los peralcalinos son asociados a ambientes intraplaca (Barbarin, 1999; Chappell, 1999; Frost *et al.*, 2001).

El carácter metaluminoso de los granitoides melanocráticos (Figura 24) descarta un origen por la fusión de una fuente metasedimentaria, sugiriendo un protolito metaluminoso como el manto o incluso una fuente ígnea cortical posiblemente similar a la de la corteza inferior. Mientras tanto, el carácter peraluminoso de los granitoides leucocráticos, además de las pegmatitas-aplitas (Figura 24), sugiere la fusión de una fuente enriquecida fuertemente en alúmina, probablemente la fusión de una fuente metasedimentaria o incluso rocas ígneas muy evolucionadas altamente aluminosas de la corteza superior.

8.1.3.2 Ambiente tectónico: Evidencia de magmas de arco continental y madurez del arco

Aplicando el criterio de discriminación tectonomagmática de Pearce *et al.* (1984), todos los granitoides caen dentro del campo de formación de granitos de arco volcánico (VAG) (Figura 26a). Estos VAG pertenecen al grupo de rocas formadas en un ambiente de margen continental activo (Grupo C, según Pearce *et al.*, 1984); contienen biotita y hornblenda, son metaluminosos a débilmente peraluminosos, y tienen las características de granitos tipo I (White y Chappell, 1983; Chappell y White, 1992). Existen otros diagramas como el de Ta vs. Yb, Rb vs. Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) y Pearce (1996), respectivamente, que señalan una diferenciación entre los granitos de arco volcánico (VAG) y los granitos sin-colisionales (synCOLG). Sin embargo, tales resultados deben de ser considerados con extrema precaución, puesto que la discriminación entre ambientes tectónicos de granitoides usando concentraciones o relaciones de elementos traza puede ser ambigua y a menudo engañosa. Como en el caso particular de los granitos post-colisionales, las características de los elementos traza son fuertemente dependientes de las composiciones de la fuente de fusión y son, en gran medida, afectadas por diferenciación progresiva (*e.g.*, Roberts y Clemens, 1993; Pearce, 1996; Forster *et al.*, 1997).

Similar a los magmas de arco reportados por Hart y Reid (1991), todos los granitoides de este estudio muestran relaciones bajas de Rb/Cs. Valores bajos en las relaciones Rb/Zr en casi todas las muestras, algunas con valores ligeramente más altos, son también compatibles con ambientes de arco volcánico (Harris *et al.*, 1986). Brown *et al.* (1984) demostraron que el incremento de la relación Rb/Zr con el aumento de Nb e Y corresponde al grado de madurez de un arco. En el caso de los granitoides permo-triásicos, una relación $Rb/Zr < 1.8$ es indicativa de un arco en condiciones normales de madurez (Figura 26c). La mayoría de los granitoides caen en el campo de arco normal, interpretándose según

Brown *et al.* (1984) como granitoides calcialcalinos de arco continental con elevadas concentraciones de elementos LILE (K, Rb, Th, U, LREEs, etc.) y bajas relaciones HFSE/LILE (Ta, Nb, Hf, Y/K, Rb, La, etc.). Estas características son consistentes con las determinadas en este estudio.

Cabe mencionar que las composiciones de elementos traza de los magmas son también dependientes de la composición de la fuente de fusión, por lo tanto, no podrían necesariamente ser indicativos del ambiente tectónico de formación del magma (*e.g.*, Roberts y Clemens, 1993). Sin embargo, la relación espacial y temporal de los granitoides, en conjunción con sus datos geoquímicos y mineralógicos, indica un origen relacionado a subducción.

8.1.3.3 Otras clasificaciones de granitoides

Otros esquemas de clasificación de granitos han sido desarrollados y utilizados en las últimas décadas; un esquema de clasificación ampliamente usado es el de la clasificación alfabética, el cual subdivide granitos en I, S, M y A de acuerdo a su protolito (Pitcher, 1993). Sin embargo, la distinción entre los diferentes tipos no siempre es sencilla. La razón se encuentra en el hecho de que composiciones graníticas similares pueden ser producidas por fusión parcial de un variedad de fuentes o puede ser lograda por un número de diferentes procesos (*e.g.*, Frost *et al.*, 2001), o hasta incluso, composiciones graníticas diferentes pueden tener una misma fuente pero ser el resultado de diferentes grados de fusión parcial. Sin embargo, los granitoides permo-triásicos del NW de Sonora, al tratarse de rocas tan diferenciadas, pueden estar empañadas por alguno de estos fenómenos o la combinación de ambos. En el diagrama de discriminación de Whalen *et al.* (1987) (Figura 26b) los granitoides permo-triásicos se clasifican como granitos tipo M, I & S, producto de una fuente mantélica, ígnea o sedimentaria, descartándose totalmente un origen anorogénico (*i.e.*, granitos tipo A). Esto se confirma con las relaciones relativamente bajas de FeO/MgO (<5), cuyos valores son usualmente empleados para discriminar entre granitos tipo A y tipo I, en donde valores en la relación Fe/Mg muy altos (>10) son típicos de granitos anorogénicos (Whalen *et al.*, 1987). En realidad, la diferencia en las relaciones Fe/Mg entre granitos tipo A y tipo I solamente se manifiesta cuando el porcentaje de SiO₂ es <70%, ya que cuando SiO₂ es >70% las relaciones Fe/Mg de ambos tipos se traslapan significativamente (Frost *et al.*, 2001). Es claro que varios diagramas de discriminación no pueden distinguir efectivamente granitos tipo A fraccionados de granitos tipo I altamente fraccionados (Jiang *et al.*, 2009). Por lo tanto, la clasificación puede solo ser hecha con confianza cuando existe una asociación con rocas menos evolucionadas dentro de una misma suite (King *et al.*, 1997). Es importante mencionar que los diagramas de discriminación tectónica no son infalibles y deben de establecerse otro tipo de evidencias geológicas e isotópicas que complementen o refuten las interpretaciones obtenidas con ellos (Forster *et al.*, 1997; Barbarin, 1999; Frost *et al.*, 2001).

8.1.3.4 Esquemas de clasificación de Frost et al. (2001): Evidencia de mezcla de magmas

De acuerdo a Frost et al. (2001), las rocas de un plutón, o plutones genéticamente relacionados, normalmente grafican dentro de una banda estrecha en el diagrama SiO₂ vs. MALI (Modified Alkali-Lime Index: Na₂O+K₂O–CaO), esencialmente dentro de la banda de una serie magmática determinada. Claramente, los granitoides en cuestión en este estudio no obedecen a esta regla (Figura 23C). Es más, las diferentes series identificadas por Frost et al. (2001), comúnmente suelen tener un significado tectónico. Por ejemplo, se dice que para la serie magnésiana, las rocas cálcicas son típicas de arcos de islas y/o plutones emplazados en las partes laterales o externas de los arcos cordilleranos, mientras que la serie calci-alkalina se considera ser típica de los núcleos principales de los arcos continentales. Por su parte, la serie álcali-cálcica se dice que ocurre en las secciones interiores de los arcos cordilleranos y en plutones asociados con delaminación de corteza más gruesa. Finalmente, la serie alcalina se supone que se produce también en los interiores de los arcos. Es evidente que los granitoides permo-triásicos del NW de Sonora no pudieron haber sido producidos en todos estos ambientes de forma simultánea, por lo que parece cuestionable atribuir un significado tectónico a estos diferentes tipos de series geoquímicas.

Como lo han señalado Roberts y Clemens (1993), la diferenciación magmática por cristalización fraccionada tiende a producir una serie de rocas que grafican con una tendencia dentro de un mismo campo composicional en un diagrama SiO₂ vs. K₂O, sin cruzar los límites entre las diferentes series, cosa que no sucede con los granitoides permo-triásicos (Figura 22b), excepto cuando los magmas son inicialmente transicionales químicamente. Este comportamiento normal debería ser similar en el diagrama SiO₂ vs. MALI (Figura 23C). El hecho de que los granitoides permo-triásicos en cuestión grafiquen a través de todos los campos en arreglos o tendencias que ni siquiera son sub-parallelas a los límites de series composicionales, sugiere que procesos de mezcla de magmas fueron involucrados, o que estuvieron implicadas múltiples fuentes de fusión, por lo tanto, las tendencias observadas no se explicarían con un simple proceso de diferenciación. Esto no indica que la diferenciación no ocurriera por separado en cada grupo de granitoides (melanocráticos y leucocráticos), pero sí sugiere que las arreglos geoquímicos irregulares, sin ninguna tendencia, principalmente parecen tener otro origen. Estas tendencias composicionales ya han sido descritas anteriormente en rocas graníticas por Clemens et al. (2009), sugiriendo que tales distribuciones irregulares, que abarcan amplios campos composicionales, podrían reflejar diferentes escenarios petrogenéticos de mezcla de magmas o fusión parcial de una mezcla de diferentes protolitos. Esta es una hipótesis factible que podría explicar la petrogénesis de los granitoides permo-triásicos, ya que es difícil conciliar, por simple diferenciación, las variaciones composicionales que existen dentro de un mismo grupo de granitoides como sucede en este estudio.

8.1.3.5 Características y evidencia de magmas generados en un margen continental activo

En el estudio de magmas relacionados a subducción, los diagramas bivariados basados en las relaciones de elementos traza han sido útiles para separar componentes relacionados a subducción de componentes mantélicos en la petrogénesis de magmas (Pearce, 1982). La Figura 42 muestra un diagrama de variación de Ta/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 1982, 1983), en donde el Yb es el denominador en ambas relaciones y el cual tiene la capacidad de eliminar en gran medida las variaciones composicionales debido a los procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada, permitiendo que la atención se centre en la composición de la fuente como una importante variable petrogenética. En este diagrama, el cual fue usado para identificar el papel de los fluidos relacionados a subducción en la génesis de los magmas de arco continental, la mayoría de los granitoides permo-triásicos grafican en el campo de margen continental activo, sugiriendo la participación de la litosfera subcontinental, con un posible aporte de corteza continental en su petrogénesis. Los magmas en márgenes continentales activos y arcos de islas tienen relaciones Th/Yb altas, reflejando el mayor aporte de sedimentos terrígenos, o en este caso, un mayor aporte de rocas corticales a través de su asimilación. El hecho que los magmas de margen continental activo grafiquen por encima del manto enriquecido en la Figura 42 pareciera proporcionar fuerte sustento para la participación de litosfera subcontinental en su petrogénesis. En general, los magmas producidos en márgenes continentales activos parecen mostrar grandes grados de enriquecimiento de elementos trazas incompatibles, en este caso de Th, en comparación a los magmas de arco de isla, los cuales podrían reflejar los efectos combinados de derivación de una fuente mantélica enriquecida y/o contaminación cortical.

8.1.3.6 Características multielementales y anomalías geoquímicas de magmas relacionados a subducción: Indicios de contaminación cortical

Todos los patrones de los granitoides en los diagramas multielementos (Figura 28) muestran un enriquecimiento general en los elementos litófilos más incompatibles (LILE; *e.g.*, Rb, Ba, Th, U, K) con respecto a las LREE y una disminución bastante regular del factor de enriquecimiento con el incremento de la compatibilidad de los elementos (hacia la derecha del arcnidiagrama). Se observan anomalías negativas prominentes de los elementos de alto potencial iónico (HFSE) de Nb, Ta y Ti, esta última más pronunciada en la mayoría de los granitoides más evolucionados (leucocráticos) (Figura 28). Este enriquecimiento de LILE y LREE, y el empobrecimiento que existe en los HFSE conduce a relaciones altas de Ba/Nb y Zr/Nb y relaciones bajas de Ce/Pb (Tablas 5, 7 y 9), similares a los valores de rocas típicas de arco volcánico (*e.g.*, Stern, 2002). Estas características geoquímicas, aunque en parte se atribuyen a contaminación cortical derivada durante el ascenso y emplazamiento del magma a niveles más superficiales de la corteza, son características de magmas relacionados a subducción y se piensa que son el resultado de la fusión parcial de una fuente mantélica que fue previamente enriquecida en elementos

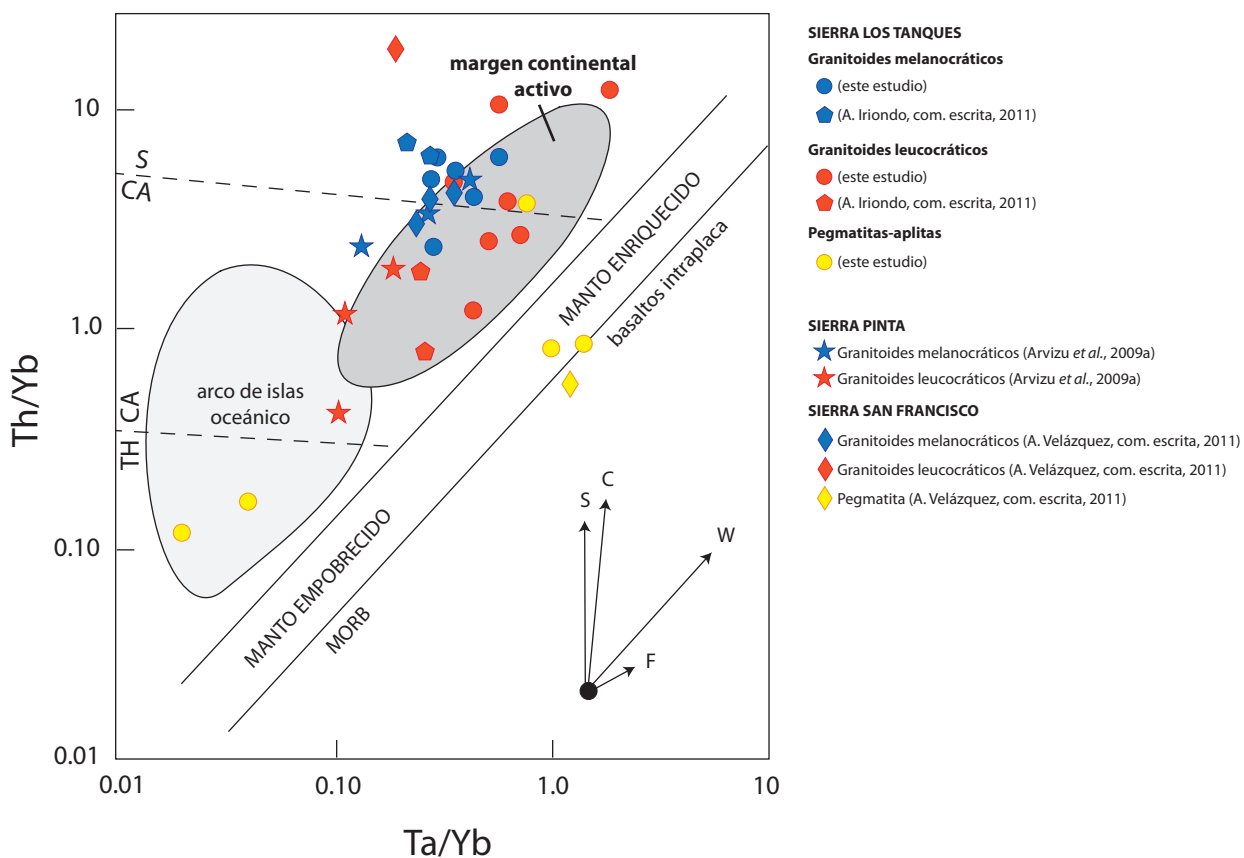


Figura 42. Diagrama de relaciones de elementos inmóviles Ta/Yb vs. Th/Yb mostrando la diferencia entre magmas generados en diferentes ambientes geodinámicos como los relacionados a subducción en un margen continental activo y los derivados de fuentes empobrecidas (MORB) en un arco de islas oceánico. Los vectores indican la influencia de los componentes de subducción (S), el enriquecimiento intraplaca (W), la contaminación cortical (C) y cristalización fraccionada (F). Las líneas punteadas separan los límites de los campos tholeítico (TH), calcialcalino (CA) y shoshonítico (S), según Pearce (1983). Las líneas continuas inclinadas reflejan el área que ocupan los magmas en equilibrio con el manto.

LILE y LREE por el aporte de fluidos y/o fundidos hidratados derivados de la placa en subducción antes de la generación del magma (*e.g.*, McCulloch y Gamble, 1991). La relación elevada de La/Nb es un indicador de la contaminación cortical en magmas, por lo tanto, la mayoría de los granitoides melanocráticos y leucocráticos permo-triásicos con relaciones La/Nb > 1 (Tablas 5, 7 y 9), variando de 1.2–4.7 para el grupo melanocrático y de 0.5–15.6 para el leucocrático, con valores mucho menores para la pegmatitasaplitas (0.1–0.8), sugieren grados variables de contaminación.

La relativa anomalía positiva y/o la alta concentración de Ba en los dos grupos de granitoides (Figuras 27 y 28) podría haber sido causada por la fraccionación de biotita durante el proceso magmático de diferenciación. La anomalía negativa de Nb y la positiva de K, y sobre todo la relación elevada de Ba/Nb, por lo general, Ba/Nb >> 105, (Figura 28; Tablas 5, 7 y 9), se puede interpretar como producto de la contaminación cortical que experimentaron los magmas precursores de los granitoides.

Los contenidos de Pb y La (Figura 28) también son típicos de magmas relacionados a subducción o magmas derivados del manto modificados por subducción (*e.g.*, Aldanmaz *et al.*, 2000), aunque la fuerte anomalía positiva en Pb, presente en todos los arcnidiagramas de los granitoides (Figura 28) puede además ser indicador del efecto de una contaminación cortical. Por su parte, la anomalía negativa prominente y persistente de P, podría indicar la influencia del apatito y/u hornblenda (Figura 28); aunque no se puede descartar que este efecto sea debido a un problema analítico por la falta de una buena digestión del refractario apatito.

El enriquecimiento de los elementos de bajo potencial iónico como el Ba, K, Pb y Sr, según Wilson (1989), comúnmente se interpreta como el efecto de los fluidos provenientes de la deshidratación de los metasedimentos oceánicos, similares a las de los sedimentos subducidos; es decir, metasomatismo de la fuente mantélica por fluidos liberados de la placa subducida (Anderson *et al.*, 1980; Hawkesworth y Powell, 1980; Wilson y Davidson, 1984). Las anomalías positivas de Ba y Sr son típicas de rocas de arco magmático indicando la participación de fluidos liberados de los sedimentos o la fusión misma de sedimentos. La anomalía positiva de K también podría interpretarse como el efecto de contaminación cortical. En contraste, el empobrecimiento de los elementos de alto potencial iónico se podría atribuir a altos grados de fusión parcial y/o a la estabilidad de las fases mantélicas residuales (Pearce, 1982). La anomalía negativa de Nb (y para otros casos Ta), y sobre todo la relación elevada de Ba/Nb (Tablas 5, 7 y 9), se pueden interpretar como producto de contaminación de la corteza continental o como resultado del efecto de retención de Nb en la placa subducida, debido a que las rocas analizadas no corresponden a magmas primarios. La anomalía negativa de Ti puede ser explicada por la retención de una fase refractaria en la fuente en la cual este elemento es altamente compatible, como el rutilo. En general,

también se interpreta como producto del efecto de la cristalización temprana o del fraccionamiento de fases de óxidos de Ti de alta temperatura, como la titanomagnetita e ilmenita.

8.1.3.7 El papel de las REE: Posible explicación e interpretación a los comportamientos geoquímicos

El enriquecimiento de las tierras raras ligeras sobre las pesadas es también característico de rocas de arco volcánico (Figura 29). Tanto el grupo de granitoides melanocrático como el leucocrático muestran espectros típicos de zonas de subducción en un ambiente de arco continental (*e.g.*, Wilson, 1989; Tatsumi y Eggins, 1995; Stern, 2002; Zhang *et al.*, 2010). Algunas muestras del grupo de los granitoides melanocráticos muestran ligeros patrones convexos de REE con relativo empobrecimiento de MREE con respecto a HREE, consistentes con la fraccionación de hornblenda (Figura 29c). Esta característica se atribuye a la hornblenda, ya que es el constituyente principal para las MREE (*e.g.*, Romick *et al.*, 1992; Hoskin *et al.*, 2000).

Los diagramas de REE muestran una disminución en la fraccionación de La a Lu. Los patrones de REE en todos los granitoides están caracterizados por una fraccionación entre las LREE y las HREE (Figura 29). Los granitoides melanocráticos exhiben patrones de REE moderadamente fraccionados ($[La/Yb_N] = 7.02-14.74$) con ligeras anomalías de Eu ($Eu/Eu^* = 0.77-1.64$). Por su parte, los granitoides leucocráticos, están caracterizados por patrones de REE variables, unos altamente fraccionados ($[La/Yb_N] = 17.28-51.43$) y otros con bajo grado de fraccionación ($[La/Yb_N] = 3.56-9.96$), mostrando anomalías positivas más pronunciadas de Eu con respecto a los granitoides melanocráticos ($Eu/Eu^* = 0.80-2.63$). Las anomalías positivas de Eu se interpretan como el efecto de la retención de la plagioclasa durante la evolución magmática.

Los espectros de tierras raras para los granitoides melanocráticos muestran patrones muy regulares y paralelos entre sí (Figura 29c), mientras que en comparación los espectros de los leucocráticos no son tan regulares (Figura 29d). Algunos espectros de los granitoides leucocráticos exhiben patrones de REE irregulares como los reportados en rocas graníticas altamente evolucionadas (*e.g.*, Masuda *et al.*, 1987; Masuda y Akagi, 1989). Este efecto en los patrones de distribución irregular observados en algunos de los espectros de las REE en los granitoides leucocráticos (Figura 29d) es nombrado en la literatura como “lanthanide tetrad effect”. Como lo señalan Jahn *et al.* (2001), este efecto en las REE fue reconocido inicialmente por Peppard *et al.* (1969) y, posteriormente, documentado por varios autores en muestras naturales de sistemas geoquímicos marinos y terrestres (*e.g.*, Masuda y Ikeuchi, 1979; Kawabe, 1995; Bau, 1996). La presencia del efecto “lanthanide tetrad” ha sido explicada teóricamente; sin embargo, aún es incierto como se forma en muestras geológicas (*e.g.*, Kawabe, 1995; Irber, 1999; Zhao *et al.*, 2002; Monecke *et al.*, 2007), aunque algunos autores lo han atribuido a artificios analíticos o a la cristalización

fraccionada de minerales accesorios ricos en REE tales como la monacita y granate (*e.g.*, McLennan, 1994; Pan, 1997). Investigaciones posteriores han sugerido que este efecto es debido a la interacción de un fundido silicatado con un fluido coexistente rico en H₂O, CO₂, Li, B, F, P y/o Cl en un estadio tardío de diferenciación magmática (*e.g.*, Bau, 1996, 1997; Irber, 1999; Zhao *et al.*, 2002). Aunque poco se sabe del origen de este fluido, también como del proceso de interacción fundido-fluido, el efecto “*lanthanide tetrad*” se considera importante para entender la evolución química de un sistema magmático (Nakamura *et al.*, 2007). Recientemente, este comportamiento geoquímico ha sido observado en sistemas magmáticos altamente evolucionados con fuerte interacción hidrotermal entre fundidos residuales y fluidos hidrotermales (Bau, 1996; Irber, 1999; Jahn *et al.*, 2001, 2004; Wu *et al.*, 2004; Liu y Zhang, 2005; Zhang *et al.*, 2008). Esto podría sugerir, a manera de hipótesis, que una interacción fluido-fundido podría haber jugado un papel importante en la petrogénesis del conjunto de granitoides leucocráticos permotriásicos. Además de los espectros irregulares de las REE, una característica típica del efecto “*lanthanide tetrad*” es que estos granitoides poseen una anomalía negativa muy pronunciada de Eu, rasgo que no se presenta en las muestras leucocráticas ni melanocráticas. Aunque no se puede descartar que algunos de los patrones irregulares de REE observados en este estudio (Figura 29d) sean producto de un proceso petrogenético más complejo, este efecto “*lanthanide tetrad*” es una posible explicación a este comportamiento geoquímico.

Por su parte, los patrones de REE para las pegmatitas-aplitas muestran un comportamiento completamente diferente al resto de las rocas granitoides con relaciones [La/Yb]_N muy bajas (0.09–7.02) y con anomalías positivas muy pronunciadas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 4.41\text{--}21.47$), además de contenidos de ΣREE considerablemente bajos entre 1–10 ppm. Algunas muestras presentan anomalías de Pr y Ho que son posiblemente debido a artilugios analíticos. Los espectros de la REE de este grupo de granitoides asemejan al comportamiento geoquímico de rocas de composición anortosítica, sugiriendo a una composición de este tipo como posible fuente para la generación de los magmas que generaron las pegmatitas-aplitas. Es bien sabido que las rocas anortosíticas casi siempre se encuentran asociadas con rocas granitoides ricas en piroxeno (usualmente hiperstena) llamadas charnockitas. Esta “*serie o suite*” es un grupo de rocas ígneas que incluye rocas de diferentes tipos de variedades composicionales entre las cuales se encuentra la mangerita. Esta asociación de anortosita-mangerita es bien conocida (*e.g.*, Philpotts, 1966; Philpotts *et al.*, 1966). Las anortositas tienen, en general, contenidos bajos de ΣREE y muestran un patrón uniforme de enriquecimiento de LREE y patrones de HREE de planos a empobrecidos, con anomalías positivas muy prominentes de Eu. Por su parte, las mangeritas muestran ligeramente anomalías positivas de Eu y patrones enriquecidos de HREE ligeramente convexos (*e.g.*, Chakrabarti *et al.*, 2011). Si se hace una analogía de las características observadas en los patrones de REE en ambas rocas, mencionadas previamente, con las pegmatitas-aplitas de este estudio se encuentra que

estas últimas, en general, presentan un ligero enriquecimiento de LREE con anomalías positivas muy marcadas de Eu y patrones enriquecidos de HREE cóncavos hacia arriba debido a la presencia de abundante granate en las muestras. Esto podría sugerir que las pegmatitas-aplitas son derivadas de una fuente anortosíticamangerítica, lo cual puede ser una hipótesis factible ya que rocas anortosíticas con edades mesoproterozoicas entre 1095–1075 Ma y con estas características geoquímicas particulares han sido reportadas en diferentes localidades en el NW de Sonora (*e.g.*, [Koenken, 1976](#); [Espinoza *et al.*, 2003](#); [Izaguirre e Iriondo, 2007](#); [Enríquez-Castillo *et al.*, 2009](#)).

8.1.3.8 Asimilación y mezcla de magmas: Descartando una simple diferenciación magmática

En cuanto a los granitoides permo-triásicos en general, a pesar de su coexistencia en el campo, las relaciones de corte entre ambos grupos y sus características mineralógicas, indujo a pensar simplemente en dos fuentes de origen contrastantes (corteza y manto). Los procesos de mezcla de magmas y asimilación y cristalización fraccionada (AFC; [DePaolo, 1981](#)) que pudieron ocurrir durante el ascenso y emplazamiento de estos granitoides, no pudieron ser constatados con evidencias de campo, aunque en algunas zonas se pudieron observar pequeños enclaves de rocas gnéisicas de basamento paleoproterozoico. Sin embargo, de acuerdo a la geoquímica, estos procesos de mezcla de magmas parecen haber jugado un papel importante en la generación de ambos grupos de granitoides por las razones que han sido discutidas anteriormente y por las señaladas a continuación. Por ejemplo, la presencia de zircones heredados en ambos conjuntos de granitoides, en este caso con mayor abundancia en el grupo leucocrático (ver imágenes de cátodoluminiscencia en [Apéndice B](#)), es un indicador típico de mezcla de magmas y asimilación cortical (*e.g.*, [Zhang *et al.*, 2010](#)).

Es concebible que los magmas más félsicos pudieran ser diferenciados a partir de grandes volúmenes de magmas máficos. Sin embargo, los granitoides permo-triásicos en conjunto no pudieron haber sido producidos por un simple proceso de fraccionación de un magma basáltico derivado del manto y generar ambas suites, ya que de ser así, un volumen significativo de rocas de composición más máfica debería estar presente en el área de estudio. Además, existen varios argumentos que descartan una simple diferenciación (cristalización fraccionada). En primer lugar, algunas características geoquímicas tales como las que muestran los diagramas de variación tipo Harker de los elementos mayores y traza, en donde no se observa una tendencia típica de diferenciación sino de mezcla, además del empobrecimiento en general de los elementos HFSE y la ausencia de una anomalía negativa de Eu significativa en los granitoides parece excluir un origen por simple fraccionación de un magma basáltico derivado del manto. En segundo lugar, los granitoides permo-triásicos carecen de una composición continua y tipo de roca de máfica a félsica que se esperaría observar generalmente en un modelo de diferenciación magmática (*e.g.*, [Frost *et al.*, 1999](#)) como en el caso de algunas investigaciones previas en donde se ejemplifica muy bien

este hecho (*e.g.*, [Mushkin et al., 2003](#); [Chen y Arakawa, 2005](#)). En tercer lugar, algunos trabajos experimentales recientes han mostrado que una fraccionación extrema (96–97% en volumen) de un magma parental de composición máfica sería requerida para producir líquidos residuales de composición riolítica potásica de bajo sílice ($\leq 68\%$ en peso de SiO_2), con los productos más voluminosos siendo de composición intermedia ([Sisson et al., 2005](#); [Whitaker et al., 2008](#)). La relativa escasez de rocas de composición intermedia en el área de estudio está obviamente en desacuerdo con un simple modelo de diferenciación magmática. Después de todo, los magmas de composición intermedia tendrían una viscosidad inferior que los magmas graníticos, facilitando su movilidad; sin embargo, al final, los de composición granítica fueron los que intruyeron y se emplazaron en la región. Por último, las tendencias irregulares en el diagrama SiO_2 -MALI ([Figura 23c](#)), en donde se observa que los granitoides abarcan todos los campos composicionales, no reflejan tampoco un proceso de diferenciación, pero implica que existieron diferentes fuentes magmáticas mezcladas, o también que procesos de mezcla de magmas estuvieron implicados en la generación de los granitoides (*e.g.*, [Roberts y Clemens, 1993](#); [Clemens et al., 2009](#)).

De acuerdo a los razonamientos anteriores, se descarta un origen por una simple diferenciación, sugiriendo una mezcla de magmas como posible alternativa al origen para estos granitoides. Parece más probable, y más fácil de conciliar, que los granitoides permo-triásicos se hayan formado directamente por la fusión parcial de una mezcla de diferentes protolitos mantélicos y corticales.

8.1.3.9 Consideraciones petrogenéticas

La generación de magmas de arco de composición félsica es ampliamente atribuida a dos procesos principales: diferenciación de magmas primarios por cristalización dentro de la corteza o manto superior (*e.g.*, [Gill, 1981](#); [Grove y Kinzler, 1986](#); [Musselwhite et al., 1989](#); [Rogers y Hawkesworth, 1989](#); [Müntener et al., 2001](#); [Grove et al., 2002, 2003](#)) y fusión parcial de rocas corticales antiguas (*e.g.*, [Smith y Leeman, 1987](#); [Atherton y Petford, 1993](#); [Tepper et al., 1993](#); [Rapp y Watson, 1995](#); [Petford y Atherton, 1996](#); [Chappell y White, 2001](#); [Izbekov et al., 2004](#)). Estos procesos pueden ocurrir simultáneamente con el calor y los volátiles, principalmente H_2O , liberados de los magmas primarios desencadenando fusión cortical ([Petford y Gallagher, 2001](#); [Annen y Sparks, 2002](#)). Adicionalmente, las rocas de la corteza pueden ser asimiladas dentro de magmas derivados del manto ([DePaolo, 1981](#)). Los componentes asimilados podrían ser mucho más antiguos, y petrogenéticamente no relacionados, que los magmas de arco y poseer distintivas características geoquímicas e isotópicas. Evidencia de asimilación cortical y mezcla de fundidos y cristales de diferentes fuentes es muy común (*e.g.*, [Grove et al., 1988, 1997](#); [Musselwhite et al., 1989](#); [DePaolo et al., 1992](#)). Estos procesos son primordiales para los modelos de (1) asimilación y cristalización fraccionada (AFC; [DePaolo, 1981](#)) y (2) mezcla, asimilación, almacenamiento e hibridación (MASH; [Hildreth y Moor bath, 1988](#)).

Los modelos petrogenéticos para el origen de los magmas félsicos de arco ($>60\%$ SiO_2) que dieron origen a los granitoides permo-triásicos pueden incurrir dentro de dos amplias categorías. En primer lugar, los magmas félsicos serían derivados de magmas parentales basálticos por procesos de cristalización fraccionada o AFC (DePaolo, 1981). En segundo lugar, un caso en que los magmas basálticos proporcionarían calor para la fusión parcial de rocas corticales. El primer caso es considerado como improbable, debido a que los granitoides de composición félsica son voluminosos y ninguno es de composición basáltica, ya que todos los granitoides tiene contenidos de $\text{SiO}_2 >60\%$ en peso. Por lo tanto, tales magmas félsicos voluminosos no pudieron ser generados por diferenciación de magmas máficos derivados del manto. Es más, la composición de los granitoides no representa una secuencia de fraccionación de basalto a granodiorita o leucogranito. Aunque existe abundante evidencia experimental sobre que la fusión hidratada de un basalto podría producir magmas tonalíticos-trondhjémíticos (*e.g.*, Wyllie, 1984) que podrían evolucionar, por fraccionación y/o contaminación cortical, hacia composiciones más graníticas.

Tepper *et al.* (1993) reportaron que la fusión parcial de un metabasalto de la corteza inferior proporciona una variedad de granitoides, cuya composición es controlada por la variación en el contenido de H_2O . Roberts y Clemens (1993), en base a los datos sobre fusiones parciales experimentales de rocas comunes de la corteza, señalaron que los magmas granitoides calcialcalinos de alto potasio tipo I pueden ser derivados de la fusión parcial de rocas metamórficas hidratadas calcialcalinas de composición máfica-intermedia de la corteza. Considerando estos argumentos experimentales, pensamos que el modelo más razonable para el origen de los granitoides permo-triásicos supone fusión parcial de diversos protolitos corticales de diferentes composiciones, permitiendo la formación de las diferentes composiciones de granitoides presentes en el NW de Sonora.

Se sabe que los magmas basálticos derivados del manto y emplazados dentro de la corteza inferior son las fuentes de calor más probables para la fusión parcial de la corteza. La cristalización fraccionada de los fundidos en el camino hacia niveles corticales más superficiales (corteza superior) puede generar el espectro completo de los tipos de granitoides observados en la zona de estudio. De este modo, se piensa que la contaminación con la corteza superior jugó un papel importante en la formación de los granitoides permo-triásicos, debido a que el basamento en la región está expuesto, facilitando la evaluación del papel de este en el origen de los granitoides.

En conclusión, la petrogénesis de los granitoides metaluminosos a ligeramente peraluminosos (Figura 24), representados por el conjunto melanocrático, puede ser atribuida ya sea a (1) la interacción de magmas inicialmente derivados del manto con corteza continental y con subsecuentes procesos de mezcla

de magmas. Por su parte, el origen de los granitoides leucocráticos parece estar asociado a la fusión parcial de una fuente altamente rica en aluminio atribuida a rocas metasedimentarias alojadas posiblemente en la corteza superior; esto es consistente con la presencia de minerales magmáticos saturados en aluminio (moscovita y granate).

8.1.4 Implicaciones tectónicas del magmatismo permo-triásico en el NW de México (zona de debilidad cortical Yavapai)

El estudio de las rocas paleoproterozoicas del SW de Norteamérica ha permitido caracterizar y proponer una división del basamento paleoproterozoico en el margen continental del SW de Laurentia en tres diferentes provincias: Mojave, Yavapai y Mazatzal (Figura 43a) (e.g., Karlstrom *et al.*, 1987; Karlstrom y Bowring, 1988; Karlstrom y Bowring, 1993; Wooden y Miller, 1990; Iriondo *et al.*, 2004; Iriondo y Premo, 2010 y sus referencias). La presencia de rocas paleoproterozoicas aflorantes en el NW de Sonora, como en las regiones de Quitovac, Cabeza Prieta-Pinacate, Cerros San Luisito, Cerro Prieto y Zona Canteras-Puerto Peñasco (Iriondo *et al.*, 2004; Nourse *et al.*, 2005; Gutiérrez-Coronado *et al.*, 2008; Izaguirre *et al.*, 2008; Arvizu *et al.*, 2009b) sugiere mediante estudios geocronológicos, geoquímicos e isotópicos que el basamento cristalino en esta región presenta similitudes con rocas asociadas a la provincia Yavapai, por lo que se propone la extensión de estas provincias hacia México (Figura 43a y b).

Iriondo (2005, 2007) sugiere que la agrupación de rocas paleoproterozoicas con características Yavapai en Sonora, que mantienen una dirección estructural predominantemente NW-SE (Figura 43), han podido actuar como una zona de debilidad cortical (sutura) desde el Paleoproterozoico. Esta debilidad pudo haber condicionado notablemente algunos eventos geológicos subsecuentes presentes en Sonora: la orientación del *rifting* continental durante la ruptura del supercontinente Rodinia; la ubicación preferencial para el emplazamiento del magmatismo y la formación de cuencas sedimentarias mesozoicas; la canalización de fluidos metamórficos para la formación del cinturón de Au orogénico laramídico; la ubicación preferencial para el magmatismo terciario, principalmente volcanismo; la orientación de la apertura (*rifting*) del Golfo de California y quizá, la presencia de magmatismo máfico cuaternario (e.g., Campos volcánicos del Pinacate y Moctezuma) a lo largo de la franja de corteza Yavapai.

Algunos autores (e.g., Arvizu *et al.*, 2009a; 2009b; Iriondo y Premo, 2010) sugieren que esta zona representada por la franja de Yavapai mexicano (Figura 43) también sirvió para que los primeros magmas asociados a la subducción permo-triásica y al inicio del arco magmático continental cordillerano del SW de Norteamérica ascendieran hacia la superficie con mayor facilidad (Figura 43). Esto a través de una corteza continental comparativamente fría después de cientos de millones de años como corteza de margen continental pasiva generada posteriormente al *rifting* o ruptura del supercontinente Rodinia en el

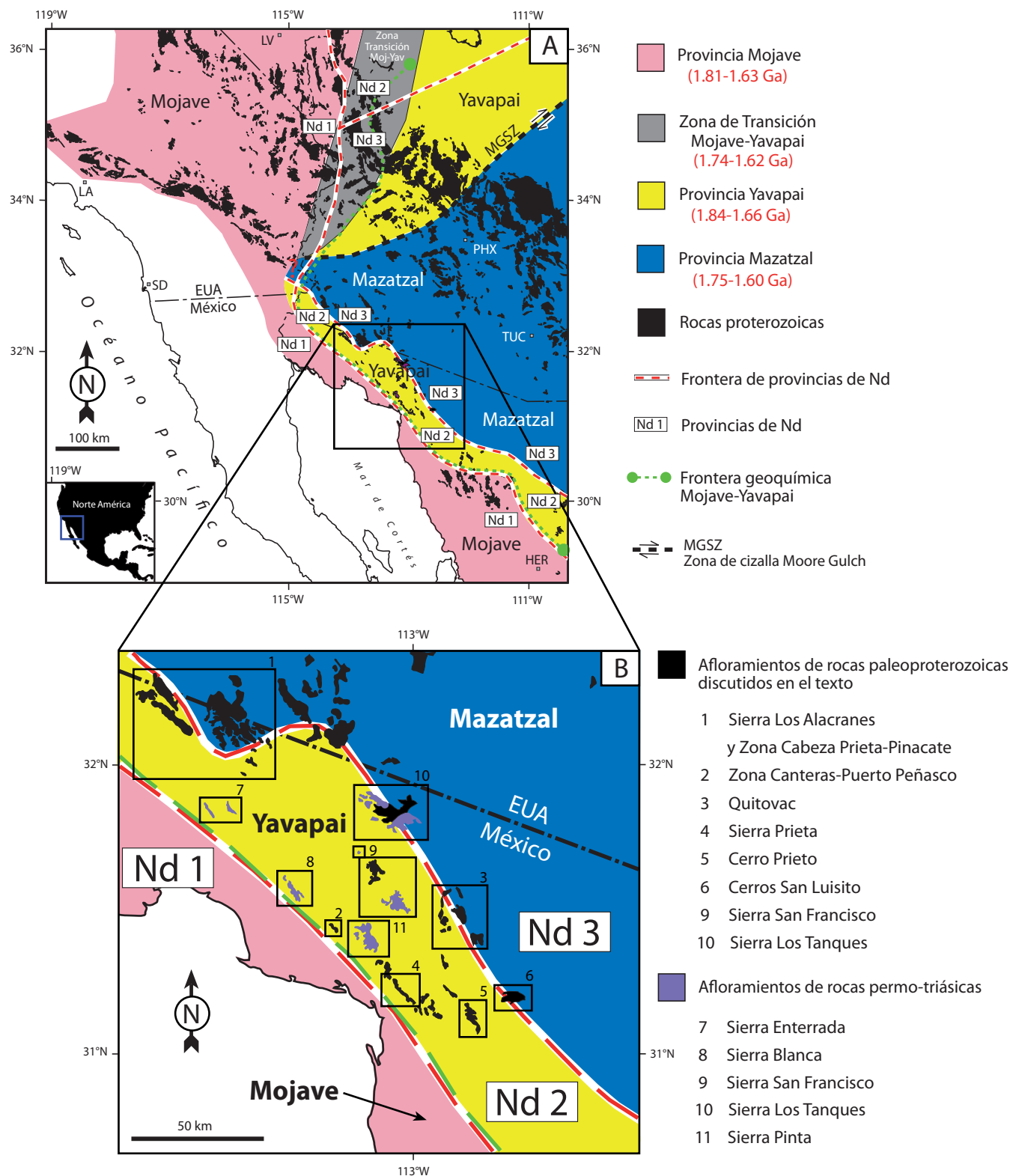


Figura 43. (A) Distribución tentativa de las provincias paleoproterozoicas Mojave, Yavapai y Mazatzal en el SW de Laurentia, incluyendo los afloramientos del NW de México (Iriondo y Premo, 2010). El rango de edades de cristalización (en rojo) para rocas ígneas de cada una de las provincias está basado en la recopilación de edades de Iriondo *et al.* (2004). También se presenta, de forma tentativa, la extensión de la traza de fronteras de Nd y de las series geoquímicas al internarse en México (Iriondo y Premo, 2010). Las abreviaciones son LA: Los Ángeles, SD: San Diego, LV: Las Vegas, PHX: Phoenix, TUC: Tucson, HER: Hermosillo. (B) Acercamiento al NW de Sonora mostrando los afloramientos de rocas graníticas permo-triásicas encontrados hasta la fecha en la región y que se encuentran espacialmente asociadas a la franja del Yavapai mexicano (este estudio y referencias mencionadas en el texto).

Neoproterozoico y/o Paleozoico Inferior (Stewart, 1976, 1988; Li *et al.*, 2008) (Figura 39).

Cabe aclarar que lo que se considera como zona de debilidad cortical Yavapai es sólo una hipótesis para explicar el conducto por el cual los magmas generados por subducción durante el permo-triásico ascendieron hacia la superficie. Sin embargo, aún no se puede demostrar, pero estudios recientes antes mencionados indican que esta hipótesis podría ser factible para explicar la presencia de las rocas ígneas permo-triásicas en el NW de Sonora como en las localidades de Sierra Enterrada, Sierra Blanca, Sierra San Francisco, Sierra Los Tanques y Sierra Pinta (Figura 43).

8.1.5 Proveniencia de zircones detríticos en cuencas mesozoicas y cenozoicas del SW de Norteamérica (Sonora y Arizona)

Los estudios de proveniencia sedimentaria, utilizando edades U-Pb en granos individuales de zircones detríticos, combinados con estudios de estratigrafía, sedimentología y bioestratigrafía, proveen información muy importante que contribuye al entendimiento y resolución de diversos problemas tectónicos. Estos incluyen: (1) reconstrucciones paleogeográficas y (2) localización de fuentes en unidades sedimentarias (*e.g.*, Murphy *et al.*, 1996; Haas *et al.*, 1999; González-León *et al.*, 2009), (3) evolución de cuencas (*e.g.*, Schmitt y Steidtmann, 1990; González-León *et al.*, 2009), (4) correlaciones de secuencias estratigráficas (*e.g.*, Stattegger y Morton, 1992; Bingen *et al.*, 2001), (5) tiempos de depositación de sedimentos (*e.g.*, Knudsen *et al.*, 1997; Williams, 2001; Bingen *et al.*, 2001; Rainbird *et al.*, 2001; Dickinson y Gehrels 2009), (6) discriminación de ambientes tectónicos (*e.g.*, Dickinson y Suczek 1979; Dickinson *et al.*, 1983; Dickinson, 1985), (7) tasas de levantamientos tectónicos regionales (*e.g.*, Bernet y Spiegel, 2004), (8) descripción de sistemas de sedimentos dispersos (*e.g.*, Rainbird *et al.*, 1992) y (9) procesos de evolución cortical a escala continental (*e.g.*, Davis, 2002; Goodge *et al.*, 2002; Barr *et al.*, 2003; van Wyck y Williams, 2002; Griffin *et al.*, 2004).

Los fechamientos U-Pb en zircones detríticos de (meta) sedimentos realizados por TIMS-ID, SIMS y/o LA-ICPMS se han convertido en un método convencional para determinar edades U-Pb, las cuales son indicadores potenciales de la proveniencia sedimentaria y de la evolución cortical (*e.g.*, Fedo *et al.*, 2003 y sus referencias; Andersen, 2005). Sin embargo, el uso de la ablación láser (LA-ICPMS) y la sonda iónica (SIMS) se han convertido en las técnicas de datación más empleadas para resolver la proveniencia de sedimentos en una gran variedad de ambientes tectónicos. Aunque comparando los resultados de fechamientos por ambas técnicas de las mismas muestras de zircones detríticos, se ha demostrado que son igualmente precisas y apropiadas para los estudios de proveniencia (Košler *et al.*, 2002). La ventaja de la sonda iónica (SIMS) es que las edades obtenidas son ligeramente más precisas, además de que existe menos daño a la muestra y se obtiene una mejor resolución espacial del fechamiento. En comparación con la sonda iónica, incluidos los instrumentos de alta sensibilidad (*e.g.*, SHRIMP), la ablación láser (LA-

ICPMS) representa la técnica más rentable cuyo potencial es el de analizar un número mayor de muestras en un menor tiempo, especialmente para los estudios de procedencias de zircones detríticos en donde la exigencia de un gran número de análisis es a menudo el factor que limita el número de muestras que pueden ser estudiadas. Estudios previos de proveniencia sedimentaria, en donde utilizaron fechamientos U-Pb de zircones detríticos (Morton *et al.*, 1996; Whitehouse *et al.*, 1997; Fernández-Suárez *et al.*, 2000), han demostrado que se necesitan por lo menos de ~80-100 granos de zircón en cada muestra para asegurar que las principales fuentes han sido detectadas mediante la geocronología U-Pb (Dodson *et al.*, 1988). Un número tan grande de análisis U-Pb es difícil de obtener por técnicas convencionales de datación U-Pb de dilución isotópica (*e.g.*, TIMS) en forma oportuna y rentable, es por eso que ésta técnica no es muy utilizada en la actualidad para este propósito.

El entendimiento del pulso magmático permo-triásico presente en el NW de Sonora tiene particular importancia para explicar la abundancia de zircones detríticos con edades U-Pb permo-triásicas encontrados en diversas unidades geológicas dentro de las cuencas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas de Sonora y Arizona (*e.g.*, Gehrels y Dickinson, 1995; Riggs *et al.*, 1996; Gehrels y Stewart, 1998; Gehrels, 2000; Gross *et al.*, 2000; Stewart *et al.*, 2001, 2002; Riggs *et al.*, 2003; Fox *et al.*, 2005, 2006; González-León *et al.*, 2005, 2009; Dickinson y Gehrels, 2008; Poole *et al.*, 2008). Un ejemplo de ello son las formaciones sedimentarias de los Grupos El Antimonio y Barranca del Triásico-Jurásico (Figura 44a), así como de las formaciones jurásicas Basomari y Lily de Sonora, las cuales indican que una de las poblaciones de edad U-Pb en los zircones detríticos muy característica y presente en todas las unidades sedimentarias analizadas consiste de zircones de edad Pérmico Tardío (269 Ma) a Triásico Tardío (227 Ma) (Figura 44c-d). Esta población de zircones detríticos es prominente en las formaciones sedimentarias triásicas, pero disminuyendo su abundancia en las jurásicas. Cabe señalar que aunque la población de zircones detríticos de edad permo-triásica encontrada en estas unidades sedimentarias es distintiva, una población de zircones proterozoicos cuya abundancia representa entre el 50–90% de los zircones analizados es la población predominante con picos de edades alrededor de 1.8–1.6 Ga, 1.4 y 1.1 Ga. Éstas poblaciones proterozoicas fueron probablemente derivadas del basamento metaígneo presente en la región del SW de Norteamérica (Figura 43) (*e.g.*, Karlstrom *et al.*, 1990, 2004; Castiñeiras *et al.*, 2004a, 2004b; Dórame-Navarro *et al.*, 2004; Iriondo *et al.*, 2004; Anderson y Silver, 2005; Farmer *et al.*, 2005; Nourse *et al.*, 2005; Soto-Verdugo, 2006; Izaguirre e Iriondo, 2007; Amato *et al.*, 2008; Gutiérrez-Coronado *et al.*, 2008; Izaguirre *et al.*, 2008; Arvizu *et al.*, 2009b).

Los granos permo-triásicos son más abundantes en el Grupo Barranca, con más del 50% de los zircones analizados, mientras que en el Grupo El Antimonio los zircones permo-triásicos constituyen aproximadamente el 22% de los zircones analizados (González-León *et al.*, 2009). En las formaciones

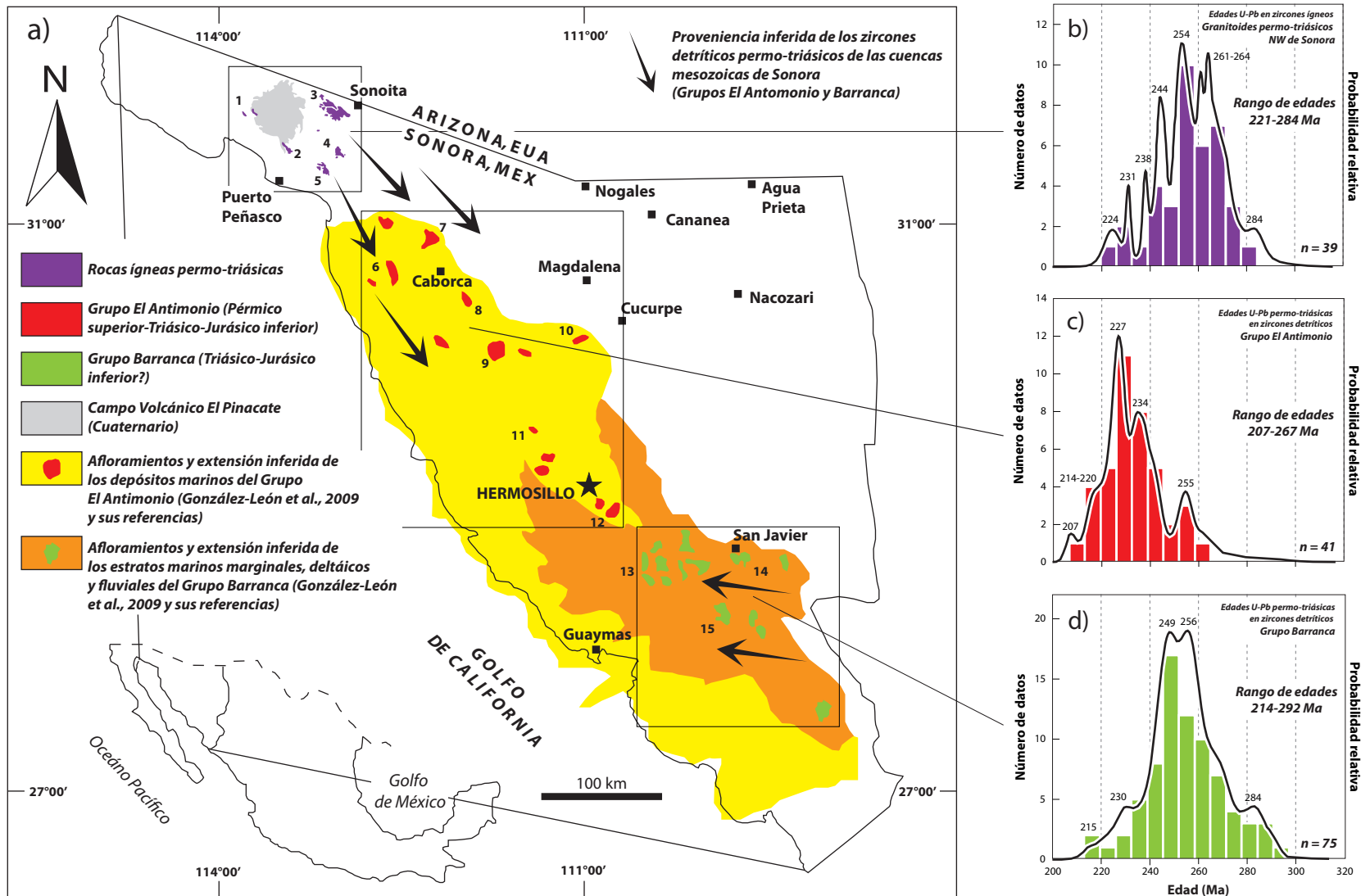


Figura 44. a) Mapa de Sonora mostrando los principales afloramientos de rocas ígneas permo-triásicas encontrados en el NW de Sonora (Arvizu *et al.*, 2009a; este trabajo y sus referencias). También se muestran los afloramientos y extensiones inferidas de los depósitos de las unidades sedimentarias de los Grupos El Antimonio y Barranca que contienen zircones detríticos de edad permo-triásica (según González-León *et al.*, 2009 y sus referencias). b) Histograma y diagrama de probabilidad de edades de muestras de granitoides permo-triásicos (datos de este trabajo y referencias mencionadas en el texto). c) y d) Histogramas y diagramas de probabilidad de edades de zircones detríticos de edad permo-triásica de muestras de los Grupos El Antimonio y Barranca (datos de González-León *et al.*, 2009). Localidades: 1 Sierra Enterrada, 2 Sierra Blanca, 3 Sierra Los Tanques, 4 Sierra San Francisco, 5 Sierra Pinta, 6 Sierra del Álamo, 7 Cerro Basura, 8 Cerro Rajón, 9 Sierra de Santa Rosa, 10 Caracahui, 11 Cerro Carnero, 12 Sierra Santa Teresa, 13 La Lourdes, 14 Sierra San Javier-La Barranca, 15 Sierra San Marcial.

jurásicas (Basomari y Lily) la población de edad permo-triásica representa entre el 10–13% de los granos analizados, aunque los de edad triásica son escasos. El Grupo El Antimonio tiene picos permo-triásicos de edades de aproximadamente 255, 234, 227, 214–220 y 207 Ma (Figura 44c); por su parte, el Grupo Barranca muestra picos de 284, 256, 249, 20 y 215 Ma (Figura 44d), mientras que las formaciones jurásicas presentan picos entre 257–243 Ma y ~217 Ma (González-León *et al.*, 2009). Estas edades de zircones detríticos reportadas en estas cuencas triásicas-jurásicas de Sonora indican que fueron abastecidas con detritos derivados de una fuente magmática de edad permo-triásica relativamente cercana, sugiriendo la posibilidad de que el cinturón granitoide permo-triásico del noreste de México y/o el arco magmático de la misma edad del SW de EUA podrían haber continuado hasta Sonora (*e.g.*, Torres *et al.*, 1999; Barth y Wooden, 2006).

Hasta ese entonces, antes de la realización de los estudios de detritos antes mencionados (González-León *et al.*, 2005, 2009), la única roca ígnea conocida en el NW de Sonora con edad cercana era la de un cuerpo plutónico en Sierra Los Tanques (Figuras 1 y 43) fechada en ~233 Ma (edad U-Pb en zircones; Campbell y Anderson, 2003). Sin embargo, ésta edad triásica no permitiría explicar las edades pérmicas de zircones detríticos encontradas en estas cuencas. Cabe señalar que antes de encontrar evidencias del magmatismo permo-triásico en el NW de Sonora (*e.g.*, Arvizu *et al.*, 2009a; y en este estudio), las fuentes de zircones detríticos más cercanas se encontraban en el noreste de México y suroeste de EUA (California), en donde existen rocas ígneas de estas edades, implicando una gran complejidad para explicar el transporte de dichos detritos, y dificultando considerablemente las reconstrucciones paleogeográficas post-pérmicas del NW de México (*e.g.*, Dickinson y Lawton, 2001).

González-León *et al.* (2009) proponen que las posibles áreas fuente para los zircones permo-triásicos en los Grupos Barranca y El Antimonio son controversiales e inciertas, aunque señalan como fuentes principales al arco magmático permo-triásico del Desierto de Mojave en California (Barth y Wooden, 2006) y al arco permo-triásico del noreste de México en Chihuahua y Coahuila (Torres *et al.*, 1999). Ambas regiones han sido consideradas para ser las fuentes de los zircones detríticos permo-triásicos, considerándose la primera región, para el Grupo El Antimonio por González-León *et al.* (2005), y la segunda, para el Grupo Barranca según Gehrels y Stewart (1998), esta última inferida de acuerdo a un estudio de paleocorrientes que soportan predominantemente direcciones hacia el SW (Stewart y Roldán-Quintana, 1991) (Figura 44a). Otra evidencia que apoyaría esta idea sería que los zircones detríticos pérmicos del Grupo Barranca (~292–250 Ma; González-León *et al.*, 2009) (Figura 44d) se parecen más en edad al magmatismo de arco continental del noreste de México, cuyas edades pérmicas son más antiguas (~284–220 Ma; Torres *et al.*, 1999 y sus referencias), comparadas con las del arco del suroeste de los EUA, específicamente en el Desierto de Mojave en California (~260–207 Ma; Barth y Wooden,

2006 y sus referencias).

Por su parte, los zircones detríticos más jóvenes de edad triásica de los Grupos El Antimonio y Barranca han sido interpretados por varios autores (*e.g.*, [González-León *et al.*, 2009](#)) como derivados ya sea del arco de California o del arco del noreste de México, cuyas edades permo-triásicas se traslapan. Aunque ambas regiones son consideradas como entidades separadas, las ocurrencias de magmatismo de arco permo-triásico en el noreste, centro y sur de México han permitido a algunos autores (*e.g.*, [Torres *et al.*, 1999](#); [Solari *et al.*, 2001](#); [Weber *et al.*, 2007](#); [Arvizu *et al.*, 2009a](#)), incluyendo este trabajo, proponer una conexión de este arco permo-triásico de México con el del SW de Norteamérica. Sin embargo, en estas propuestas siempre había existido el problema del NW de México para establecer dicha conexión, por la ausencia de rocas de esta edad, quizás debida a la amplia cobertura de rocas terciarias asociadas al volcanismo de la Sierra Madre Occidental o a la obliteración por rocas más jóvenes durante el desarrollo del arco magmático jurásico; o simplemente, debido a que no habían sido datadas rocas de edades permo-triásicas en Sonora como lo sugeriría [González-León *et al.* \(2009\)](#). Los resultados de esta tesis sugieren que no se puede descartar que los zircones detríticos más antiguos de edad pérmica encontrados en las unidades sedimentarias del Grupo Barranca y/o El Antimonio provengan del magmatismo permo-triásico descubierto recientemente en el NW de Sonora (*e.g.*, [Arvizu *et al.*, 2009a](#); este estudio y sus referencias) ([Figura 44a](#)) en donde afloran rocas graníticas con edades U-Pb en zircones ígneos en un rango entre 284– 224 Ma, con picos de edades de 284, 264–261, 254, 244, 238, 231 y 224 Ma ([Figura 44b](#)), parecidos a los documentados en los Grupos El Antimonio y Barranca ([Figura 44c–d](#)). Pareciera probable que la ocurrencia de este magmatismo de arco permo-triásico en el NW de Sonora fuera la fuente de proveniencia de estos zircones detríticos. Para comprobar esta hipótesis se necesitaría información adicional como estudios más detallados de elementos traza e isotópicos de Hf en los zircones detríticos de ambas cuencas y en los zircones ígneos de las posibles fuentes magmáticas que sirvan como discriminantes para discernir cual podría ser su verdadera fuente. De poderse llevar a cabo, este representaría un estudio muy contundente sobre proveniencia sedimentaria de zircones detríticos de estas cuencas.

Por otra parte, la Formación Chinle del Triásico superior, expuesta principalmente sobre el *Plateau* de Colorado, es una sucesión sedimentaria continental que originalmente se extendió en gran parte del SW de Norteamérica, específicamente en el suroeste y sur-centro de EUA ([Stewart *et al.*, 1972, 1986](#)). Se correlaciona litológicamente y estratigráficamente con rocas equivalentes en edad de algunas unidades sedimentarias triásicas en los estados de Nevada y Arizona, y con el Grupo Dockum en el este de Nuevo México y noroeste de Texas ([Stewart *et al.*, 1972](#)) ([Figura 45](#)). Esta importante formación sedimentaria depositada al este y norte del arco magmático cordillerano del SW de Norteamérica ([Figura 45a](#)) contiene abundantes detritos volcánicos y zircones detríticos de edad permo-triásica ([Gehrels y Dickinson, 1995](#);

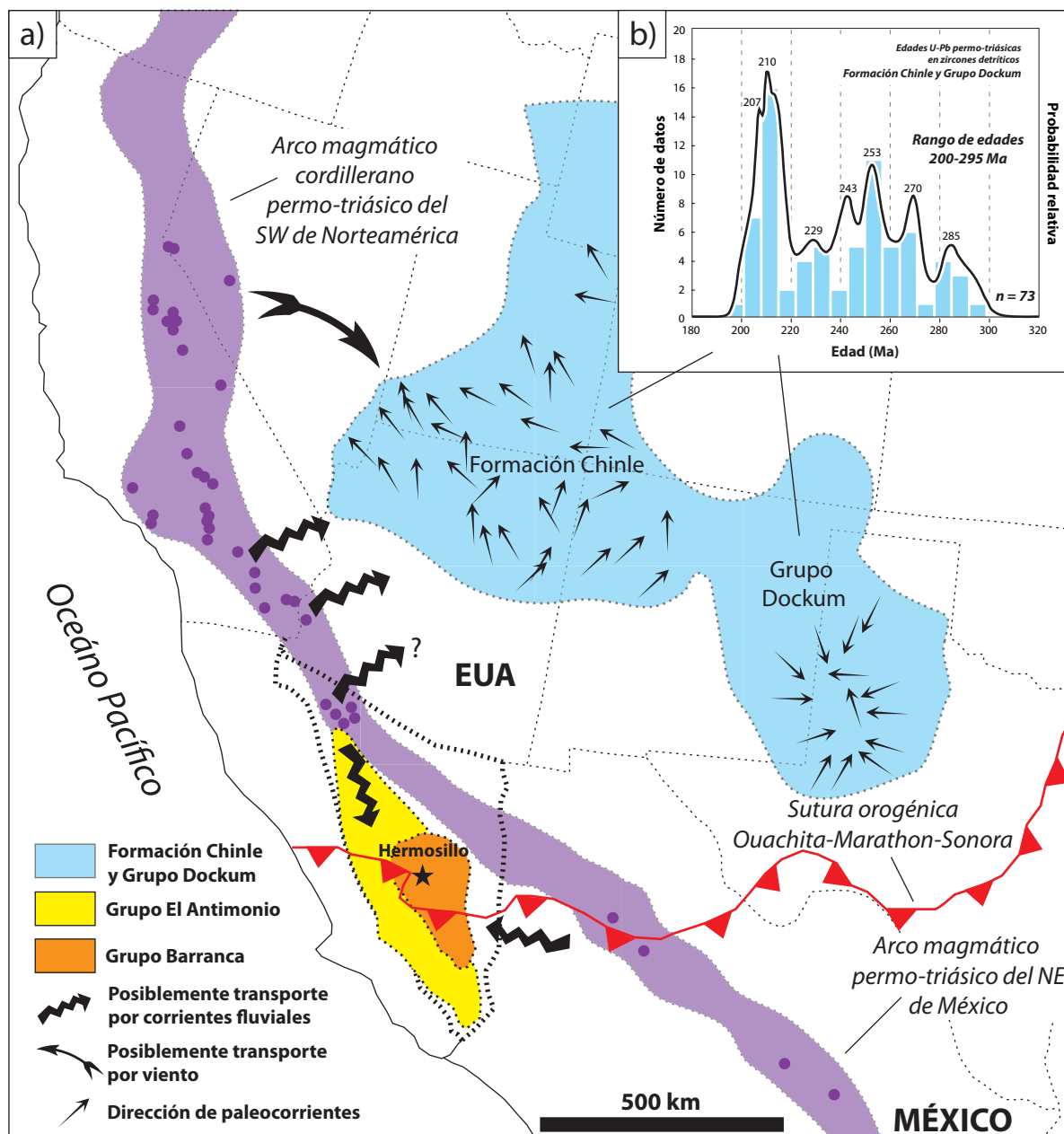


Figura 45. a) Mapa de paleogeografía inferida del Triásico en el SW de Norteamérica mostrando la localización de los depósitos sedimentarios mesozoicos de cuenca de los Grupos El Antimonio y Barranca en Sonora, México (según González-León *et al.*, 2009 y sus referencias) y el área de depositación de la Formación Chinle y Grupo Dockum en EUA (según Stewart *et al.*, 1972). Ambas localidades contienen zircones detríticos permo-triásicos, y algunos detritos de rocas volcánicas en el caso de la Formación Chinle, derivados de las fuentes mostradas en el mapa. Las diferentes flechas indican la posible proveniencia y el tipo de transporte inferido según diversos autores citados en el texto. Las paleocorrientes de la Formación Chinle son según Stewart *et al.* (1972; 1986). También se muestra la posición propuesta del arco magmático cordillerano permo-triásico del SW de Norteamérica y la localización de las rocas ígneas de esta edad reportadas en literatura hasta la fecha (círculos morados). Se muestra la localización de la sutura orogénica Ouachita-Marathon-Sonora según Poole *et al.* (2005). Localidades de magmatismo permo-triásico según Snow *et al.* (1991), Bateman (1992), Dunne y Saleeby (1993), Schweickert y Lahren (1993), Miller *et al.* (1995), Barth *et al.* (1997), Torres *et al.* (1999), Arvizu *et al.* (2009a) y este estudio, además de algunas otras mencionadas en el texto. b) Histograma y diagrama de probabilidad de edades de zircones detríticos de edad permo-triásica de la Formación Chinle y Grupo Dockum (datos de Riggs *et al.*, 1996, 2003; Fox *et al.*, 2005, 2006).

Riggs *et al.*, 1996, 2003; Fox *et al.*, 2005, 2006; Dickinson y Gehrels, 2008; 2009). Por ejemplo, los Grupos Chinle y Dockum en Nuevo México y Texas tienen zircones detríticos con edades entre 295–220 Ma (Fox *et al.*, 2006), sugiriendo como fuentes potenciales a los arcos magmáticos del SW de los EUA y noreste de México (Figura 45a). Por su parte, Riggs *et al.* (1996) reportan un dato de un zircón detrítico con una edad de 270 Ma en la arenisca Santa Rosa del Triásico superior (Grupo Dockum) en el noroeste de Texas. Posteriormente, Riggs *et al.* (2003) reportan edades en zircones de una muestra de arenisca rica en ceniza volcánica del triásico inferior (214–200 Ma) en el miembro *Petrified Forest* de la Formación Chinle, localizado en los estados de Arizona y Nuevo México. Algunas otras unidades puntuales del Triásico Superior correlacionables con la Formación Chinle, que se localizan en el sur del estado de Nevada contienen poblaciones de zircones detríticos de edad triásica entre 243–218 Ma, cuya proveniencia parece estar relacionada al magmatismo de arco de la región de Sierra Klamath en Nevada (Manuszak *et al.*, 2000).

Las fuentes para los clastos, cristales (zircones detríticos) y cenizas volcánicas de edad permo-triásica, principalmente de edad triásica, encontrados en la Formación Chinle y Grupo Dockum se han especulado desde los primeros estudios realizados en esa formación y aún son controversiales (*e.g.*, Stewart *et al.*, 1972, 1986 y sus referencias). La hipótesis general ha sido que todos los detritos fueron derivados de diferentes fuentes transportados ya sea por viento y/o corrientes fluviales como lo sugieren diversos autores (*e.g.*, Stewart *et al.*, 1972, 1986; Riggs *et al.*, 1996, 2003 y sus referencias; entre otros; Figura 44a). Estudios de paleocorrientes en depósitos fluviales realizados por toda la formación incluyen una fuente proveniente del sur, proponiendo una fuente montañosa cercana para los detritos (*e.g.*, Mogollon Highlands; Stewart *et al.*, 1972). Más tarde, Stewart *et al.* (1986) reconoció que las rocas volcánicas mesozoicas, específicamente del Triásico Inferior, localizadas al sur del *Plateau* de Colorado son aparentemente más jóvenes que la edad del Triásico Superior asignada para la Formación Chinle, sugiriendo que las fuentes han sido ocultadas por la cubierta cenozoica o desplazadas por un elemento tectónico transcurrente, descartando un transporte por viento. Riggs *et al.* (1993) proponen que el material volcánico más fino de la Formación Chinle fue transportado por viento de una fuente volcánica cercana localizada hipotéticamente en el oeste de Nevada y este de California (Figura 45a), que probablemente después fue erosionada como lo sugeriría Reynolds *et al.* (1989); mientras que el material más grueso (clastos volcánicos) sugieren que fue potencialmente derivado de una fuente removida del sur, como lo indican las paleocorrientes (*e.g.*, Stewart *et al.*, 1972; Figura 45a).

Hasta hace poco, no se tenía registro de rocas volcánicas y/o plutónicas de edad triásica al sur, sureste y suroeste de la Formación Chinle, dificultando la explicación para las fuentes en algunos estudios (*e.g.*, Stewart *et al.*, 1986). Solamente se tenía conocimiento de algunos cuerpos plutónicos de edades

triásicas a lo largo del Desierto de Mojave en el este de California y oeste de Arizona (Snow *et al.*, 1991; Miller *et al.*, 1995; Barth *et al.*, 1997) y, posteriormente, de rocas plutónicas permo-triásicas en las zonas antes mencionadas estudiadas por Barth y Wooden (2006) en el suroeste de EUA. Estas rocas ígneas silíceas, volcánicas y plutónicas, expuestas en Nevada y California con edades en un rango entre 215–205 Ma (Dilles y Wright, 1988; Schweickert y Lahren, 1989; Schweickert y Lahren, 1993) podrían ser el registro de un arco volcánico; una fuente razonable que contribuyó con el aporte de detritos (cenizas y cristales) estudiados ahora en la Formación Chinle (Riggs *et al.*, 2003), aunque se requerirían vientos dominantes del oeste capaces de transportar este material al interior del cratón.

Algunos autores (*e.g.*, Stewart *et al.*, 1997 y 2002, com. pers. en Riggs *et al.*, 2003) han sugerido que los plutones que se encuentran actualmente en el SW de EUA, específicamente en los estados de Nevada y California, fueron desplazados de su posición original en el norte de Sonora por fallas transformantes. Stewart *et al.* (1986) sugieren que las rocas volcánicas y plutónicas de posible edad triásica en el noreste de México, reportadas hasta ese momento por López-Ramos (1982), pudieron haber sido desplazadas por la hipotética megacizalla Mojave-Sonora en el Jurásico (Silver y Anderson, 1974; Anderson y Silver, 1979; Anderson y Schmidt, 1983). De ser así, proponen que los terrenos al suroeste de la megacizalla en el noreste de México podrían haber estado más cerca del área de depositación de la Formación Chinle y así en una posición probable para abastecerla de detritos. La dificultad para localizar la fuente de los detritos volcánicos les permitió a estos autores llegar a especular sobre la existencia de tal desplazamiento lateral izquierdo durante el Jurásico. Pensamos que ayudarse de este hipotético desplazamiento es innecesario ya que se han reconocido rocas ígneas de edades permo-triásicas, en su mayoría plutónicas, cortando a rocas de basamento paleoproterozoico del Yavapai mexicano, a ambos lados de la supuesta falla en el NW de Sonora. Parece probable que esta ocurrencia de magmatismo permo-triásico en la parte norte del estado de Sonora haya jugado un papel importante permitiendo evaluar e interpretar como una fuente potencial que facilitó el transporte y suministro de detritos para la Formación Chinle. Anteriormente, para algunos autores esta fuente no reconocida en el NW de Sonora parecía improbable ya que no se tenía ningún registro de la existencia de rocas de esta edad, o si lo había, las edades reportadas eran más jóvenes que las encontradas en Chinle, descartando esta región como la posible fuente potencial abastecedora de detritos permo-triásicos.

En conclusión, el descubrimiento y entendimiento del pulso magmático permo-triásico en el NW de Sonora es de particular importancia ya que representa una fuente regional de zircones detríticos no reconocida anteriormente que puede simplificar las reconstrucciones paleogeográficas para cuencas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas en Sonora y sur de Arizona.

8.1.6 Relación entre el magmatismo permo-triásico en el NW de Sonora y el magmatismo cordillerano del SW de Norteamérica, noreste, centro y sur de México

El descubrimiento del pulso magmático permo-triásico en el NW de Sonora, con edades U-Pb en zircones entre ~284–221 Ma (Figura 38), se puede asociar a subducción y al inicio del arco magmático continental del SW de Norteamérica. Esto contrasta con la idea de que el comienzo de la subducción para formar el arco magmático continental cordillerano en el SW de Norteamérica inició con la intrusión de plutones graníticos de edad básicamente triásica (~250–207 Ma; Barth *et al.*, 1997; Barth y Wooden, 2006) emplazados en el basamento paleoproterozoico, como resultado del inicio de la convergencia a lo largo del margen continental paleozoico pre-existente (*e.g.*, Burchfiel y Davis, 1972, 1975, 1981; Kistler y Peterman, 1973; Dickinson, 1981; Burchfiel *et al.*, 1992). De esta manera, esta ocurrencia de magmatismo pérmico en el NW de México permite recorrer varios millones de años hacia atrás (>30 Ma) el inicio de la subducción y el establecimiento del margen continental activo en el SW de Norteamérica.

La ocurrencia de algunos plutones de edad permo-triásica (~260–207 Ma) en los estados de Nevada, California y Arizona (*e.g.*, Snow *et al.*, 1991; Bateman, 1992; Burchfield *et al.*, 1992; Miller *et al.*, 1992, 1995; Dunne y Saleeby, 1993; Schweickert y Lahren, 1993; Barth *et al.*, 1997; Barth y Wooden, 2006) parece estar asociada a dos diferentes procesos de formación. Por un lado, los plutones permotriásicos localizados en la parte norte y centro de California, y los del oeste de Nevada, parecen estar asociados a un arco magmático de islas constituido por terrenos oceánicos acrecionados (Figura 46), creado a distancia del margen continental y que posteriormente colisionaron contra el continente en tiempos mesozoicos (Barth y Wooden, 2006; Barth *et al.*, 1990, 1997; Busby-Spera *et al.*, 1990; Saleeby y Busby-Spera, 1992). Por otro lado, estos autores también plantean que algunos de estos plutones permo-triásicos en la parte sur de California y oeste de Arizona se encuentran asociados a una zona de subducción paralela al margen continental paleozoico pre-existente, como lo sugiere el patrón de orientación NW del plutonismo y volcanismo permo-triásico que corta basamento proterozoico en esas regiones (Figura 46).

En el noreste, centro y sur de México, el arco continental permo-triásico, nombrado arco del Este de México (Torres *et al.*, 1999), se cree que está relacionado a una zona de subducción con vergencia hacia el este en el margen oeste de Pangea (Torres *et al.*, 1999) y se propone que pudiera extenderse probablemente hasta el noroeste de Sudamérica (*e.g.*, Centeno-García y Keppie, 1999), específicamente en Colombia, ya que también han sido reportadas rocas de estas edades en esa parte de la cordillera (*e.g.*, Pindell y Dewey, 1982; Pindell, 1985; Case *et al.*, 1990). Sin embargo, algunas rocas graníticas permo-triásicas estudiadas en la parte norte de la Cordillera Central de Colombia se cree que han registrado el evento colisional entre Laurentia y Gondwana, completando el ensamble final de Pangea durante Pérmico

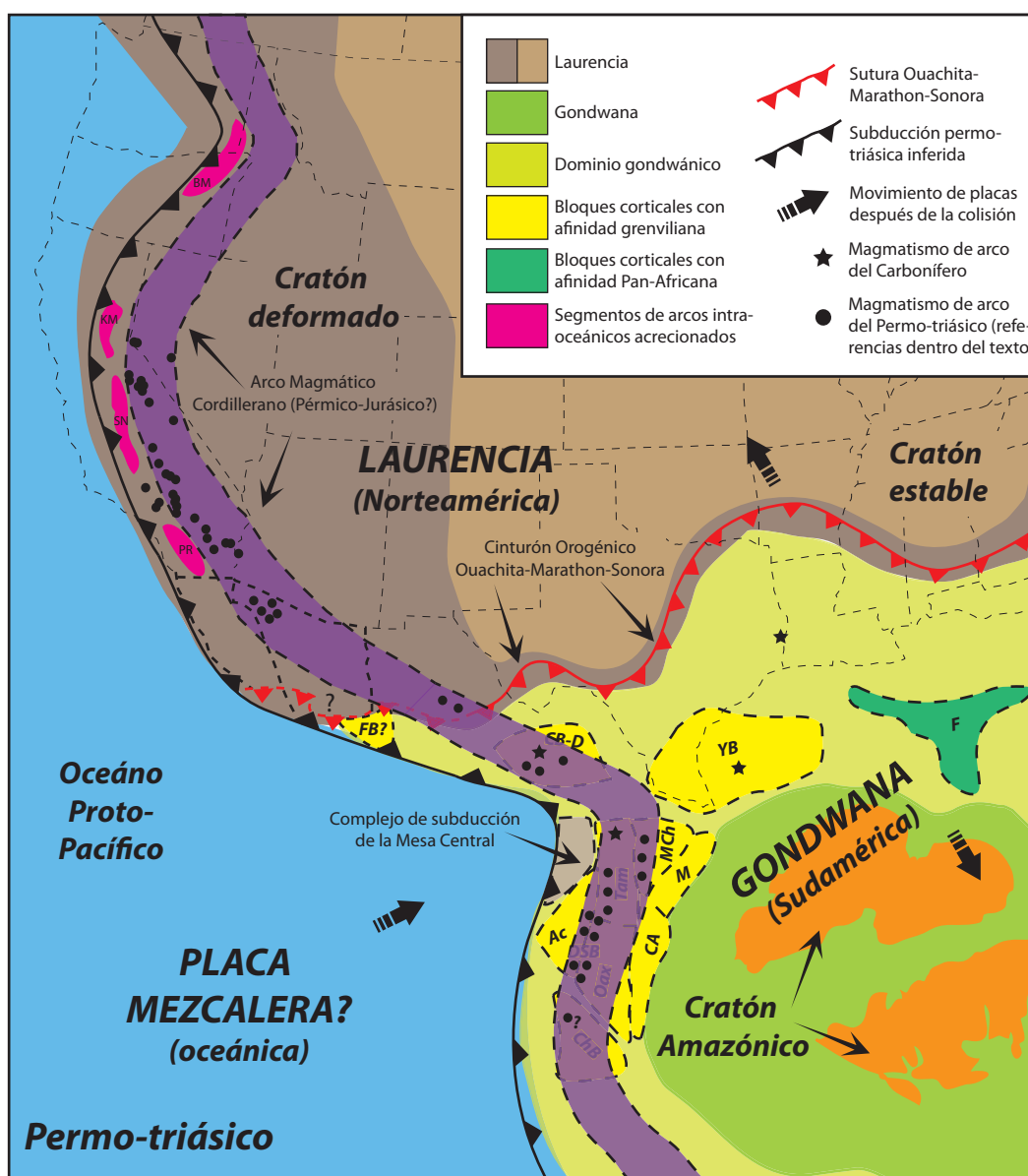


Figura 46. Reconstrucción geotectónica hipotética del Permo-triásico del oeste de Pangea. Se muestra la sutura orogénica Ouachita-Marathon-Sonora propuesta por Poole *et al.* (2005), la cual se infiere se extiende hacia Sonora. Las posiciones o paleogeografías de los diferentes bloques corticales que conforman México en la actualidad son inferidas (modificadas a partir de Dickinson y Lawton, 2001; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; entre otros). En este mapa también se muestra la posición inferida del arco cordillerano continental Pérmico-Jurásico? y la zona de subducción (según Dickinson y Lawton, 2001; Dickinson, 2006; Godínez-Urban *et al.*, 2011). La localización de los segmentos de arco intraoceánicos acrecionados en EUA son según Dickinson (2006), en donde BM=Blue Mountains, KM=Klamath Mountains, SN=Sierra Nevada y PR=Peninsular Ranges. También se muestran las principales localidades de rocas volcánicas-plutónicas de edad permo-triásica que forman parte del inicio del arco magmático cordillerano instaurado en el borde oeste de Pangea (Torres *et al.*, 1999). Los afloramientos permo-triásicos no están a escala. Los círculos negros, como se muestra en la leyenda, representan la ubicación de algunas localidades con los principales cuerpos ígneos de edad permo-triásica reportados hasta la fecha en publicaciones científicas. Las localidades de estas rocas ígneas permo-triásicas se encuentran discutidas en el texto. Las estrellas en color negro representan magmatismo de arco de edad carbonífera generado previo a la fase final de colisión entre Laurencia y Gondwana creando la sutura orogénica en el Pérmico temprano (ca. 281 Ma). En línea punteada delgada se presenta la configuración geográfica actual de Norteamérica. Abreviaturas = Ac: Complejo Acatlán, CA: Andes Colombianos, ChB: Bloque de Chortís, CB-D: Bloque Coahuila-Delicias, DSB: Bloque Del Sur (Ac+Oax), F: Florida, FB: Bloque El Fuerte, M: Terreno Mérida, MCh: Macizo de Chiapas, Oax: Complejo Oaxaca, Tam: Bloque Tampico, YB: Bloque Yucatán-Chiapas.

temprano (*e.g.*, Restrepo *et al.*, 1978, 1991; González, 2001; Vinasco *et al.*, 2006).

La reconstrucción geotectónica hipotética presentada en este estudio para el Permo-triásico en la parte oeste-centro de Pangea (Figura 46) está basada principalmente en los modelos de Dickinson y Lawton (2001), Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002) y Godinez-Urban *et al.* (2011). Primeramente, el cierre del océano Rehico, durante el Paleozoico tardío, a lo largo de una zona de subducción con orientación aproximadamente ENE-WSW y con dirección hacia el sur, permitió la colisión final entre el sur de Laurentia y el noroeste de Gondwana creando el cinturón orogénico o sutura Ouachita-Marathon-Sonora para lograr el ensamble final de Pangea (*e.g.*, Poole *et al.*, 2005). Esta zona inicial de subducción con dirección hacia el sur puede incluir el arco volcánico Las Delicias del Misisípico tardío-Pérmico temprano que se extinguió justo antes de la colisión final continente-continente entre Laurentia y Gondwana en el Pérmico temprano (ca. 281 Ma). De este evento, se tiene registro de que algunas rocas ígneas de composición dacítica y granítica del arco Las Delicias que están expuestas localmente dentro del bloque Coahuila (López, 1997). Aunque la secuencia expuesta en Las Delicias es interpretada como de tras-arco, por la presencia de wild-flysch, tiene un alcance estratigráfico hasta el Pérmico Tardío (McKee *et al.*, 1988). También se han reconocido rocas metavolcánicas de edad carbonífera en Yucatán cortadas por algunos pozos de exploración petrolera (Marton y Bufler, 1994). Estas rocas, evidentemente, representan la existencia de un arco magmático de edad carbonífera formado previo a la sutura Ouachita-Marathon-Sonora (*e.g.*, Viele y Thomas, 1989; Marton y Bufler, 1994; López, 1997; Stewart *et al.*, 1999).

En la reconstrucción geotectónica durante el Permo-triásico (Figura 46), las posiciones o paleogeografías de los diferentes bloques corticales que conforman México en la actualidad son inferidas, aunque la posición más probable para estos era que el Bloque Del Sur (DSB), conformado por los Complejos Acatlán (Ac) y Oaxaca (Oax), estaba junto a los Andes Colombianos (CA), mientras que el Bloque de Chortís (ChB) se encontraba localizado más hacia el sur. Por su parte, el sur del bloque Maya (MCh=Macizo de Chiapas) durante ese tiempo estaba localizado al noroeste del margen de Gondwana, encontrándose, hacia el este, junto al terreno Mérida (M) (Andes Paleozoicos), actualmente Venezuela (Alemán y Ramos, 2000 y sus referencias), mientras que al oeste colindaba con el Bloque Tampico. Los Bloques de Yucatán-Chiapas, Coahuila-Delicias y El Fuerte, de afinidad gondwánica, estaban localizados más hacia el norte cerca de la sutura Ouachita-Marathon-Sonora.

Durante los últimos estadios de la colisión, en el Pérmico temprano, la parte oeste de Pangea experimentó una convergencia con orientación aproximadamente este-oeste generando una nueva zona de subducción con orientación general NW-SE hacia el este consumiendo una placa oceánica (¿Mezcalera?) y permitiendo el establecimiento del arco magmático continental del Este de México (Figura 46). Todas

las unidades de basamento precámbrico y paleozoico de México y Centroamérica antes mencionadas (bloques corticales) (p.ej., Bloque del Sur, Bloque Coahuila-Delicias, Macizo de Chiapas, Bloque de Chortís) estuvieron involucradas dentro de este complejo de subducción (Elías-Herrera y OrtegaGutiérrez, 2002). Se propone que el arco del Este de México se instauró inicialmente a lo largo del Bloque Tampico marcando un arreglo linear norte-sur (Torres *et al.*, 1999), extendiéndose rápidamente hacia el sur dentro del Bloque Del Sur (Sedlock *et al.*, 1993). Dickinson y Lawton (2001) especulan que el magmatismo pre-Jurásico del Bloque de Chortís (Donnelly *et al.*, 1990) podría incluir rocas plutónicas que representarían una extensión hacia el sur del arco permo-triásico del Este de México. Esto pareciera una hipótesis factible si la posición del Bloque de Chortís en ese tiempo fuera justamente al sur de los Bloques Tampico y Del Sur, en el camino del arco magmático permo-triásico como se sugiere en este trabajo (Figura 46), aunque no existen datos para validar esa paleogeografía. Posteriormente, el magmatismo cruzó el Macizo de Chiapas, parte del Bloque Yucatán-Chiapas, continuando hacia el norte como un cinturón arqueado de plutones aislados emplazados dentro del Bloque Coahuila-Delicias (Salvador, 1991; Sedlock *et al.*, 1993; López, 1997) y, en menor proporción, dentro de corteza Laurenciana, al norte de la sutura Ouachita-Marathon-Sonora, en el estado de Chihuahua (Torres *et al.*, 1999) (Figura 46). Cabe señalar que, en la región de Plomosas, Chihuahua, se había asignado una edad pérmica (270 ± 30 Ma, edad Pb/alfa a partir de zircón; De Cserna *et al.*, 1970) para las rocas volcánicas presentes en esa zona, pero una nuevo fechamiento U-Pb en zircones por ablación láser en la misma localidad ha proporcionado una edad del Jurásico Medio (172 ± 1 Ma; Iriondo y McDowell, 2011). Por lo tanto, parece que estas rocas volcánicas no se encuentran relacionadas al arco magmático Pérmico creado durante el cierre del océano Rheico como se proponía, sino que Iriondo y McDowell (2011) proponen que estas rocas se asocian a un magmatismo más joven relacionado con el arco continental Nazas (*e.g.*, Barboza-Gudiño *et al.*, 2008). Por otra parte, contrario a algunas interpretaciones previas (Hongzhuan Ye *et al.*, 1996), no existe registro de magmatismo de arco carbonífero conocido previo al cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora en corteza Laurenciana.

El arco magmático del Este de México estuvo activo durante un intervalo de tiempo aproximado entre 284–232 Ma, aunque estas edades son principalmente fechamientos K-Ar (Torres *et al.*, 1999) que quizás no representen edades de cristalización. Este arco fue emplazado mayormente en corteza continental gondwánica evolucionada, como lo sugieren algunos valores iniciales de ϵ_{Nd} determinados en algunas rocas (+2.5 a -4.4), principalmente del centro y sur de México (Torres *et al.*, 1999).

Por su parte, el complejo de subducción de la Mesa Central, es un ensamble de depósitos volcanoclásticos, algunos metamorfosados. Algunos autores le han asignado una edad del Pérmico

Inferior (Gursky y Michalzik, 1989; Stewart *et al.*, 1999), pero también se considera una edad Triásica basada en zircones detríticos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Rocas de este complejo están expuestas al oeste del cinturón plutónico (Figura 46), localizado en “Oaxaquia” (término utilizado para nombrar al ensamble cortical, de afinidad gondwánica, de los Bloques Tampico [Tam] y Bloque Del Sur; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995). Otras secuencias, como la Formación Guacamaya de la Sierra Madre Oriental, han sido interpretadas por Dickinson y Lawton (2001) como depósitos de una cuenca antearco asociada con el arco del Este de México. El esquisto Granjeno que incluye rocas serpentinizadas y localmente expuesto en el anticlinorio Huizachal, cerca del borde oeste del Bloque Tampico, podría representar una exposición local del complejo de subducción relacionado con el arco del este de México (Sedlock *et al.*, 1993), ya que ha proporcionado edades del Pérmico tardío (Carrillo-Bravo, 1961).

En conclusión, la ocurrencia de rocas graníticas permo-triásicas en el NW de Sonora nos permite enlazar este evento magmático a nivel cordillerano desde el SW de los Estados Unidos (Nevada-California-Arizona), a través de Sonora, hasta Chihuahua, Coahuila, Puebla, Oaxaca y Chiapas en el norte, centro y sur de México (Torres *et al.*, 1999; Centeno-García y Keppie, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Solari *et al.*, 2001; Weber *et al.*, 2007). Al igual que otros autores, esto nos lleva a la conclusión de que este cinturón magmático es el resultado de la subducción permo-triásica a lo largo de un margen continental activo establecido después del ensamble final o sutura de Pangea durante la orogenia Ouachita-Marathon-Sonora en el Carbonífero tardío-Pérmico temprano (*e.g.*, Ross, 1986; Torres *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Poole *et al.*, 2005) formada por el cierre diacrónico de una cuenca oceánica (*i.e.*, océano Rehico) entre Laurentia y Gondwana, permitiendo su posterior colisión (Graham *et al.*, 1975; Ross, 1979; Viele y Thomas, 1989; Hatcher, 2002).

Iriondo y Arvizu (2009) plantearon como hipótesis que el magmatismo Pérmico comenzó inicialmente en la parte sur de México, donde existían las rocas ígneas más antiguas, y avanzó hacia el norte pasando a través del NW de Sonora y siguiendo el camino a California y Nevada en el SW de EUA, en donde el magmatismo, aparentemente, era más joven. Sin embargo, cabe señalar que nuevas ocurrencias de rocas graníticas en el NW de Sonora (Arvizu *et al.*, 2009a; este estudio y sus referencias) han resultado ser tan antiguas como las del sur de México (~284–250 Ma) y tan jóvenes como las del arco del SW de EUA (~250–221 Ma) descartándose esa idea inicial de la migración del magmatismo. De cualquier manera, este arco magmático continental permo-triásico representa un gran evento a nivel cordillerano en el SW de Norteamérica que difiere en tiempo y que es básicamente oblicuo al arco Las Delicias más viejo encontrado en el NE de México (*e.g.*, Iriondo y Arvizu, 2009).

8.2 Granitoides pérmicos de Sierra Pinta

8.2.1 Posibles causas en las variaciones isotópicas de Hf asociadas al micromuestreo por ablación

Las determinaciones de Lu-Hf y U-Pb de este estudio no se realizaron en el mismo punto de ablación. Para compensar esto se intentó emular y ablacionar un dominio simétrico y homogéneo de crecimiento del zircón parecido al dominio en donde se determinó la edad de cristalización ayudándonos de las imágenes de catodoluminiscencia (Figuras 30–34). Sin embargo, debido a que el diámetro del haz en los análisis de ablación láser para las determinaciones de Lu-Hf en zircones es muy grande ($\sim 60 \mu\text{m}$) y excava una profundidad de $\sim 25\text{--}30 \mu\text{m}$, esto podría constituir una causa para explicar la variación de la composición isotópica de Hf. En comparación, la profundidad de una microsonda iónica excava y analiza $\sim 1\text{--}2 \mu\text{m}$ utilizando un haz del láser de diámetro más pequeño ($\sim 25\text{--}30 \mu\text{m}$) (e.g., SHRIMP-RG; *Sensitive High Resolution Ion Micro Probe-Reverse Geometry*). Entonces no se puede descartar que algunas de las variaciones isotópicas de Hf estén asociadas al muestreo en zonas con dominios de edad diferente a la edad de la última cristalización del zircón. De esta manera, se podrían estar incorporando dominios más viejos de herencia (i.e., dominios de zircón heredado) o incluso dominios de edades más jóvenes asociados a crecimiento secundario metamórfico o zonas con pérdida de Pb. Estas heterogeneidades en los cristales podrían modificar los valores de ϵ_{Hf} inicial de los zircones asociados a la cristalización. Además, el área relativamente grande de ablación para los análisis de Hf ($\sim 60 \mu\text{m}$), también podría estar incorporando inclusiones de otros minerales o inclusiones fluidas/fundidas embebidas dentro del área de ablación del zircón. Sin embargo, debido a que las concentraciones de Hf en el zircón varían normalmente en el orden de 10^4 ppm contra menos de 50 ppm de Hf en la mayoría de las rocas y minerales terrestres (Faure, 1986), éstas inclusiones prácticamente no tendrían mayor efecto en las relaciones isotópicas de Hf medidas.

La incorporación de Hf de inclusiones y/o microxenocristales desconocidos podría causar un incremento o disminución en las relaciones de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ medidas, resultando en la sobreestimación o subestimación de los valores de ϵ_{Hf} . Sin embargo, este efecto de análisis de mezcla o “coctel” quizá no sea significativo para las mediciones isotópicas de Hf de las muestras de granitoides pérmicos, debido a que la mayoría de los puntos de ablación en los zircones parecen pertenecer a un dominio homogéneo de edad como lo sugieren las imágenes de catodoluminiscencia y los fechamientos U-Pb (Figuras 30–34).

Todas estas problemáticas pueden minimizarse utilizando la microsonda iónica para obtener primero la edad de cristalización mediante el sistema isotópico U-Pb y posteriormente, en ese mismo punto de muestreo, realizar la ablación para los estudios de Lu-Hf. Ésta estrategia de análisis isotópico de U-Pb y Lu-Hf en el mismo dominio de crecimiento del zircón y dentro de un mismo grano es

comúnmente empleada en la actualidad gracias al desarrollo y a la mejoría de las técnicas de SHRIMP y LA-MCICPMS (e.g., [Chu et al., 2006](#); [Zhang et al., 2006a](#); [Lee et al., 2007](#); y muchos más).

8.2.2 Variaciones de Hf en los zircones y mezcla de magmas en la generación de los granitoides pérmicos

Los zircones formados en una suite magmática homogénea teóricamente se esperaría que tuvieran la misma composición isotópica inicial de Hf y por lo tanto, deberían proporcionar valores de ϵ_{Hf} y edades modelo de Hf similares. Sin embargo, los análisis isotópicos de Lu-Hf en zircones presentados en este y en otros trabajos indican lo contrario. Los análisis *in situ* de zircones realizados en granitoides pérmicos de la Sierra Pinta en el NW de Sonora revelan amplios rangos de composiciones isotópicas de Hf para zircones de edad similar en una misma roca. Estas variaciones de hasta ~ 15 unidades de ϵ_{Hf} inicial ([Tabla 2 y 10](#)) pudieran interpretarse como resultado de una mezcla de magmas de diferentes fuentes de fusión cortical. Todos los zircones analizados presentan valores de $\epsilon_{\text{Hf}} < 0$ ([Figura 37](#)), es decir, una firma isotópica cortical más evolucionada comparada con la firma isotópica esperada en zircones de origen mantélico (i.e., $\epsilon_{\text{Hf}} > 0$).

Existe la evidencia creciente de que la suposición de un magma huésped isotópicamente homogéneo es raramente cierto como se ha confirmado en algunos estudios recientes ([Griffin et al., 2002](#); [Kemp et al., 2005](#); [Hawkesworth y Kemp, 2006b](#); [Yang et al., 2007](#)) y como lo sugieren las variaciones isotópicas de Hf en granos individuales de una población de zircones de edad homogénea, como se muestran en este estudio. Este resultado puede potencialmente revelar efectos de mezcla de magmas que de otra manera no podrían ser resueltos.

Una mezcla de magmas derivados del manto y de la corteza podría ser detectada por la inhomogeneidad en las composiciones isotópicas de Hf en los zircones de rocas ígneas ([Belousova et al., 2006](#)). Estudios recientes revelan que estas inhomogeneidades isotópicas en zircones pueden aclarar el origen de la fuente de los magmas y el papel de los procesos de mezcla de magmas en la generación de granitoides ([Griffin et al., 2002](#); [Wang et al., 2003](#); [Kemp et al., 2005, 2007](#); [Kemp y Hawkesworth, 2006](#); [Yang et al., 2006a, 2007](#)). Algunos estudios reportan grandes variaciones en los valores de ϵ_{Hf} inicial en zircones como los que observamos en este estudio. Por ejemplo, [Griffin et al. \(2002\)](#) han documentado amplias variaciones en la composición isotópica de Hf en diferentes poblaciones de zircones en rocas magmáticas. Ellos reportan una variación de hasta 15 unidades ϵ_{Hf} inicial en una sola muestra de granito sugiriendo que esta variación se explicaría con una mezcla de magmas. Por otro lado, [Kemp et al. \(2007\)](#) documentaron una variación de hasta 10 unidades ϵ_{Hf} inicial también en una sola muestra de granito. En ambos casos, la mezcla de magmas generada a partir de diferentes fuentes

de fusión ha sido utilizada para explicar estas variaciones importantes en el rango de valores de ϵ_{Hf} .

Los datos isotópicos de Hf en este trabajo muestran en algunos casos una dispersión de hasta ~ 15 unidades ϵ_{Hf} inicial (muestra PIN-07-15) para zircones con la misma edad y de una misma roca (Tabla 10). De acuerdo a esto, estas variaciones en las composiciones isotópicas de Hf podrían deberse a procesos de mezcla de magmas, las cuales deberían estar asociadas a variaciones en la composición del magma durante el crecimiento de los zircones. También podemos observar que estas importantes variaciones de ϵ_{Hf} inicial que existen en la mayoría de los granitoides estudiados, definen, de forma tentativa, agrupaciones de valores que representan lo que hemos definido anteriormente como los picos A, B, C, D, y posiblemente E, mostrados en los diagramas de probabilidad relativa de la Figura 35. Estos picos que representan valores medios ponderados de ϵ_{Hf} inicial podrían revelar y/o representar diversas fuentes de fusión de origen cortical que discutiremos a continuación y que pudieron contribuir en la formación de los magmas precursores de estos granitoides pérmicos.

8.2.3 Correlación de edades modelo corticales de Hf con corteza conocida en el NW de México

Actualmente, no existe información isotópica de Lu-Hf en zircones, ni tampoco abundantes determinaciones de Sm-Nd en roca total en granitoides pérmicos en el NW de Sonora con la que podamos comparar nuestros datos. Sin embargo, existe un mayor número de determinaciones de datos isotópicos de Sm-Nd en roca total para rocas ígneas paleoproterozoicas presentes en la región, que sirve como base de comparación para interpretar y correlacionar nuestros datos. Arvizu *et al.* (2009b) realizaron estudios de Hf en zircones de rocas paleoproterozoicas que también utilizamos en este estudio para proponer la procedencia de las fuentes magmáticas a partir de las cuales se generaron los granitoides pérmicos de la Sierra Pinta.

Los análisis isotópicos de Lu-Hf en zircones presentados en este trabajo indican que los picos A, B, C, D y E descritos (Figuras 35 y 37) podrían representar fuentes independientes de fusión que sirvieron para la generación de los magmas precursores que dieron origen a los granitoides pérmicos presentes en el NW de Sonora. Los zircones estudiados presentan valores de ϵ_{Hf} inicial que van desde -9.0 hasta -24.9 y edades modelo de Hf ($T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$) en dos pasos o “edades modelo corticales” en un rango que va de 1.59 a 2.39 Ga (Tabla 10; Figuras 35 y 37); predominando un rango importante con edades modelo corticales de Hf más jóvenes entre 1.6–1.8 Ga y un rango más viejo entre 1.9–2.4 Ga (Figura 37). Cabe señalar que no se conocen rocas ígneas en el NW de Sonora de edades de cristalización similares a las edades modelo corticales de Hf más viejas obtenidas en este estudio. Pensamos que estas edades modelo antiguas (>1.9 Ga) podrían reflejar material cortical preexistente que no aflora y cuya fuente fue separada

del manto empobrecido durante el Paleoproterozoico temprano-Arqueano tardío. En la región, solo afloran rocas magmáticas principalmente de origen juvenil con edades de cristalización entre 1.6–1.8 Ga (Figura 43), que en cierto modo son consistentes con las edades modelo corticales de Hf más jóvenes determinadas en zircones en este estudio. Estas rocas de basamento paleoproterozoico se encuentran distribuidas en regiones del NW de Sonora (Figura 43) e incluyen, entre otras áreas, las zonas de Quitovac, Sierra Los Alacranes, Zona Cabeza Prieta-Pinacate, Sierra Prieta, Cerros San Luisito, Cerro Prieto y Zona Canteras-Puerto Peñasco (Iriondo *et al.*, 2004, 2005; Nourse *et al.*, 2005; Izaguirre-Pompa e Iriondo, 2007; Gutiérrez-Coronado *et al.*, 2008; Izaguirre *et al.*, 2008; Arvizu *et al.*, 2009b) y otras localidades del centro de Sonora como el Cerro El Rajón (Premo *et al.*, 2003; Farmer *et al.*, 2005), El Crestón de Opodepe (Valenzuela-Navarro *et al.*, 2003) o el Rancho La Lámina (Amato *et al.*, 2008). En definitiva, las edades modelo de Hf pueden proporcionar importante información sobre la existencia de dominios corticales desconocidos, especialmente en áreas altamente retrabajadas en donde solo el zircón ha sobrevivido a una evolución geológica compleja.

Los análisis isotópicos de Sm-Nd en roca total, realizados por Arvizu *et al.* (2009a) en las mismas muestras de granitoides pérmicos estudiados aquí (Tabla 2), indican que diferentes fuentes de basamento cortical, seguramente paleoproterozoico, sirvieron para la generación de los magmas que dieron lugar a los granitoides pérmicos de la Sierra Pinta, en especial para los granitoides pérmicos melanocráticos. Estas fuentes muestran valores iniciales de ϵ_{Nd} que van desde -10.4 hasta -14.5 con correspondientes edades modelo de Nd (TDM) en un rango que va de 1.6 a 1.7 Ga (Tabla 2), consistentes, en cierto modo, con las edades modelo de Hf más jóvenes determinadas en este estudio (picos A y B). La muestra pérmica de granitoide leucocrático de moscovita (PIN-07-2) (Tabla 2; Figura 13) que presenta un valor inicial de ϵ_{Nd} de -19.2 tiene una edad modelo Nd (TDM) más antigua de 2.6 Ga. Arvizu *et al.* (2009a) sugieren que ésta última muestra pérmica, y el resto de los granitoides leucocráticos que presentan generalmente abundantes herencias en la geocronología U-Pb en zircones, pudieran derivarse de fuentes corticales ricas en zircones más antiguos con influencia de corteza probablemente del Paleoproterozoico inferior (*e.g.*, Rhyaciano-Sideriano = ~2050–2500 Ma) o Arqueana que no aflora en superficie, pero que existe evidencia de ella a partir de zircones detríticos de estas edades que se encuentran en rocas metasedimentarias paleoproterozoicas en la región del Bámuri (*e.g.*, Castiñeiras *et al.*, 2004b) o puntualmente como herencias en rocas ígneas de edad variable distribuidas en el NW de Sonora (*e.g.*, Enríquez-Castillo *et al.*, 2009).

Los picos de valores isotópicos de Hf A, B, C, D y E, asociados a los granitoides pérmicos y mostrados en los diagramas de probabilidad (Figura 35), los podemos dividir en tres grupos que representarían fuentes corticales de fusión con diferentes grados de enriquecimiento con respecto a los

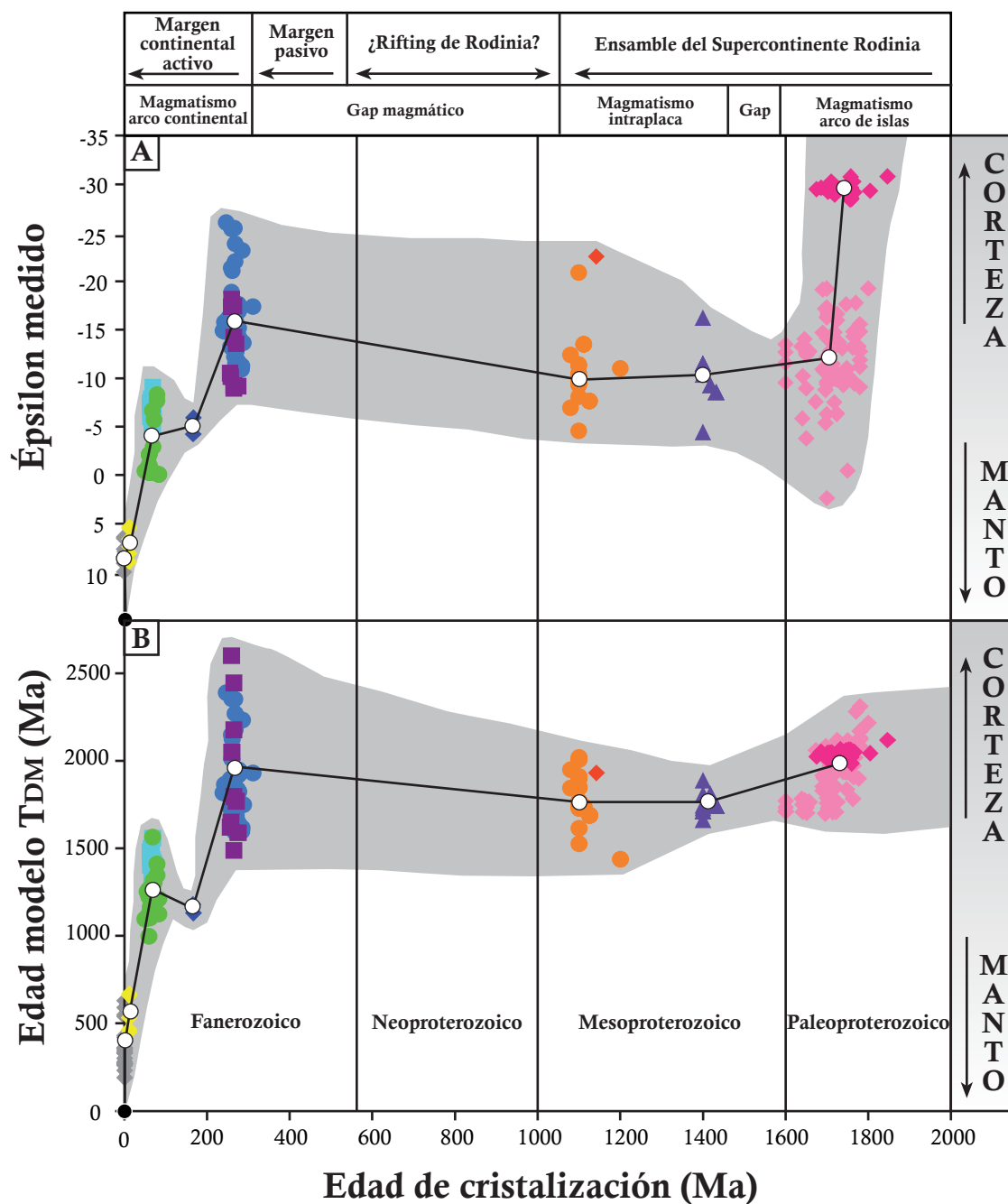
valores iniciales de ϵ_{Hf} . La primera agrupación de datos de Hf correspondería al pico A (Figura 35) y representaría la fuente más empobrecida (con los valores menos negativos), seguida del grupo B, que constituye una fuente más enriquecida con respecto a la fuente A. Por último, una combinación de los grupos C, D y posiblemente E correspondería a la fuente de fusión más enriquecida con los valores más negativos de ϵ_{Hf} inicial. Se puede observar que los zircones asociados a los grupos A y B están menos enriquecidos que los resultados de rocas paleoproterozoicas de basamento Yavapai en la región, mientras que los grupos C, D y E están mucho más enriquecidos con respecto al basamento paleoproterozoico (Figura 37). Interpretamos que los fundidos precursores de los granitoides pérmicos fueron fuentes corticales inicialmente extraídas del manto en tiempo paleoproterozoico. Sin embargo, no sabemos si el material fundido haya correspondido a rocas propiamente de esa edad o por el contrario, se podrían haber fundido rocas de ~ 1.4 y/o ~ 1.1 Ga que tienen señales de extracción mantélica del paleoproterozoico (com. pers. Judith Castellón, 2010; estudios de Hf en zircones); esto también lo observamos en el zircón heredado PIN1_1 = 1142 Ma de la muestra de granitoide PIN-07-1 en la que calculamos una edad modelo Hf ($T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$) en dos pasos de 1.93 Ga (Tabla 10).

A modo especulativo, los grupos A, B y la combinación de los grupos C+D+E, que representarían lo que interpretamos como las tres fuentes principales de fusión para producir los magmas graníticos pérmicos, pudieran estar relacionadas respectivamente con rocas de las tres diferentes provincias paleoproterozoicas de basamento presentes en el NW de Sonora: Mazatzal, Yavapai y Mojave (Figura 43). Esta hipótesis de trabajo se podría poner a prueba realizando más estudios isotópicos de Hf en las rocas paleoproterozoicas de las diferentes provincias de basamento y en un número mayor de rocas ígneas pérmicas.

8.2.4 Hipótesis sobre la evolución magmática en el NW de México desde el proterozoico hasta el presente

Los datos isotópicos preexistentes de rocas proterozoicas y fanerozoicas, principalmente de Nd en roca total y en menor medida de Hf en zircones, más los datos de Hf obtenidos en este estudio, los usamos a continuación para proponer una historia de evolución e interacción corteza-manto para la generación de los magmas que dieron origen a las rocas ígneas presentes en el NW de México desde tiempos proterozoicos (Figura 47).

Inicialmente, durante el ensamble del supercontinente Rodinia, el magmatismo paleoproterozoico de arco de islas (Whitmeyer y Karlstrom, 2007; Iriondo y Premo, 2010), que forma parte del actual basamento en el NW de México, fue principalmente derivado de una fuente extraída del manto con algún aporte cortical de corteza más antigua, como lo revelan los valores de ϵ_{Nd} y Hf medidos y las



Migmatismo Proterozoico	Migmatismo Fanerozoico
<ul style="list-style-type: none"> ◆ Rocas de 1.6-1.8 Ga (Nd) (Iriondo <i>et al.</i>, 2004; Arvizu <i>et al.</i>, 2009b; Iriondo y Premo, 2010) ◆ Rocas de 1.6-1.8 Ga (Hf) (Arvizu <i>et al.</i>, 2009b) ▲ Rocas de 1.4 Ga (Nd) (Nourse <i>et al.</i>, 2005; com. pers. Judith Castellón) ● Rocas de 1.1 Ga (Nd) (Iriondo <i>et al.</i>, 2004; Iriondo, sin publicar). ◆ Zircón de 1.1 Ga en roca pérmica (Hf) (este estudio) 	<ul style="list-style-type: none"> ■ Rocas pérmicas (Nd) (Arvizu <i>et al.</i>, 2009a; Iriondo, sin publicar) ● Rocas pérmicas (Hf) (este estudio) ◆ Rocas jurásicas (Nd) (Iriondo, sin publicar) ■ Rocas cretácicas (Hf) (este estudio) ● Rocas cretácicas (Nd) (Roldán-Quintana <i>et al.</i>, 2009; Iriondo, sin publicar) ◆ Rocas miocénicas (Nd) (Vidal-Solano <i>et al.</i>, 2008) ◆ Rocas cuaternarias (Nd) (Glazner <i>et al.</i>, 1991; Lynch <i>et al.</i>, 1993; Paz-Moreno <i>et al.</i>, 2003) ● Posible manto actual

Figura 47. Diagramas de evolución corteza vs. manto para la generación de magmas durante el proterozoico y fanerozoico en el NW de México. (A) Diagrama de evolución de Edad de cristalización vs. Épsilon medido (valores combinados de Hf y Nd) de rocas ígneas en el NW de Sonora, México. (B) Diagrama de evolución de Edad de cristalización vs. Edad modelo T_{DM} (Ma) de Hf y Nd de rocas ígneas del NW de Sonora, México.

edades modelo de Nd y Hf en el diagrama de evolución de la [Figura 47](#). En el Mesoproterozoico, y después de un periodo sin expresiones de magmatismo, existe un pulso granítico de ~1.4 Ga con características de intraplaca derivado de un intento de *rifting* del supercontinente que no prosperó, pero que permitió la sutura de Rodinia por efectos de este magmatismo (*e.g.*, [Anderson, 1983](#); [Anderson y Bender, 1989](#)). Un pulso similar, pero algo más joven, se produjo a los ~1.1 Ga y está representado por la presencia de granitos y anortositas (*e.g.*, [Iriando, 2007](#); [Enríquez-Castillo *et al.*, 2009](#)). Para estas rocas ígneas mesoproterozoicas de ~1.4 Ga y ~1.1 Ga se han documentado edades modelo de Nd paleoproterozoicas en un rango de ~1.7–1.9 Ga (*e.g.*, [Iriando *et al.*, 2004](#); [Nourse *et al.*, 2005](#)) para las primeras y un rango de ~1.4–2.0 Ga para las segundas, con una participación muy notable de la corteza para su formación ([Figura 47](#)). Estos datos isotópicos de Nd y Hf sugieren que este magmatismo intraplaca se derivó de la fusión directa del basamento cortical paleoproterozoico sin observarse una contribución mantélica significativa ([Figura 47](#)).

En algún momento a finales del Mesoproterozoico, el supercontinente Rodinia inicia su ruptura, la cual habría culminado a principios del Cámbrico en el SW de Norteamérica (*e.g.*, [Stewart *et al.*, 1972](#)). A este acontecimiento extensivo lo sucede un periodo de calma, desarrollándose un margen continental pasivo que perduró hasta el Pérmico, cuando se inicia la subducción y con ello el establecimiento del arco magmático continental del SW de Norteamérica (*e.g.*, [Arvizu *et al.*, 2009a](#)). Claramente, la evidencia principal de la existencia de este margen pasivo, además de las potentes secuencias sedimentarias paleozoicas de plataforma (*e.g.*, [Poole *et al.*, 2005](#)), es la ausencia de magmatismo, existiendo un gap importante que duró cientos de millones de años.

Algunos autores (*e.g.*, [Arvizu *et al.*, 2009a](#); [2009b](#); [Iriando y Premo, 2010](#)) sugieren que los primeros magmas asociados a la subducción pérmica y al inicio del arco continental aprovecharon una zona de debilidad cortical o sutura paleoproterozoica para ascender hacia la superficie con mayor facilidad representada por la franja de Yavapai mexicano ([Figura 43](#)). Esto debió suceder a través de una corteza continental comparativamente fría después de cientos de millones de años como corteza de margen continental pasivo generada posteriormente al *rifting* o ruptura del supercontinente Rodinia en el Neoproterozoico y/o Paleozoico Inferior ([Stewart *et al.*, 1972](#); [Li *et al.*, 2008](#)).

En este trabajo proponemos que los fundidos que generaron los granitoides pérmicos del NW de Sonora provienen básicamente de una corteza proterozoica, y no tienen evidencia isotópica clara de la participación del manto en la generación de los magmas. Pensamos que los magmas asociados a subducción, derivados inicialmente del manto, fueron introducidos dentro de la corteza pre-existente interactuando con el basamento paleoproterozoico. Debido a esta fase de interacción corteza-manto, los

magmas son isotópicamente irreconocibles como material juvenil al estudiar los granitoides pérmicos. La supuesta firma mantélica ha sido obliterada por la alta asimilación cortical experimentada con el basamento proterozoico.

Es importante reiterar que estos granitoides fueron formados en un ambiente de arco volcánico continental, presentando características geoquímicas típicas de subducción (Arvizu *et al.*, 2009a), pero los altos valores negativos de ϵ_{Hf} revelan la existencia de una contribución cortical para su formación. Isotópicamente, esta participación de la corteza se ve reflejada en los valores altamente negativos en las unidades ϵ_{Nd} y Hf de las rocas graníticas pérmicas (Figura 47A).

Durante el Mesozoico, el arco continental del NW de México empieza a madurar y las rocas ígneas jurásicas y cretácicas presentan un rejuvenecimiento en las edades modelo de Nd y Hf (Figura 47B), sugiriendo la fusión de fuentes proterozoicas para su formación, como también lo revelan y constatan los datos isotópicos de Hf presentados en este estudio para pegmatitas cretácicas (Tabla 10). Todas las rocas magmáticas mesozoicas con valores menos negativos de ϵ_{Nd} sugieren una contribución menos cortical para su generación, revelándose poco a poco lo que consideramos la firma isotópica del manto. Interpretamos que el aumento de la influencia mantélica se debe a que existe un buen acondicionamiento de los conductos o canales corticales que favorecen la canalización y el transporte de los magmas. Estos conductos o canales preestablecidos desde el Pérmico han sido lo suficientemente efectivos para el ascenso de los magmas mantélicos y podrían estar asociados a posibles zonas de debilidad cortical establecidas a lo largo de la franja del Yavapai mexicano (Figura 43).

Las rocas volcánicas miocénicas del NW de Sonora, de composición principalmente riolítica-dacítica, presentan edades modelo de Nd más jóvenes con respecto a las rocas mesozoicas discutidas anteriormente, variando en un rango entre ~500–600 Ma (Vidal-Solano *et al.*, 2008) (Figura 47B). Parece existir una notable componente derivada del manto para la formación de estas rocas, como lo muestran sus valores de ϵ_{Nd} positivos ($\epsilon_{\text{Nd}} = +5$ a $+10$) (Figura 47A).

La maduración-evolución del arco continental continua, y pierde contribución cortical incrementándose el aporte mantélico, el cual prospera hasta el extremo de que magmas cuaternarios (no asociados a subducción) representan la fusión de un manto astenosférico como se documenta en algunos campos volcánicos cuaternarios como El Pinacate y Moctezuma en el NW de Sonora y en algunos campos volcánicos del mismo tipo en el SE de California (Glazner *et al.*, 1991; Lynch *et al.*, 1993; Paz-Moreno *et al.*, 2003). Estas rocas volcánicas de composición principalmente basáltica del SW de Norteamérica revelan una fuerte componente extraída del manto astenosférico sin contaminación cortical

y presentan valores muy positivos de ϵ_{Nd} entre +2 y +11, predominando un rango entre +8 y +11 y con edades modelo de Nd (T_{DM}) en un rango aproximado entre 200–600 Ma (Figura 47B).

En resumen, proponemos una hipótesis sobre la maduración-evolución del arco continental del SW de Norteamérica para la generación de los magmas durante la parte superior del Fanerozoico, en la cual sugerimos que la participación de la corteza disminuye en la formación de los magmas a medida que evoluciona o madura el arco y, en consecuencia, la participación mantélica aumenta con el tiempo. Esta hipótesis explicaría el aumento de los valores positivos de ϵ_{Nd} y Hf y el rejuvenecimiento de las edades modelo de Nd y Hf durante la evolución del magmatismo del arco continental en el SW de Norteamérica.

9. Conclusiones

9.1 Sobre los granitoides permo-triásicos de Sierra Los Tanques

Una nueva ocurrencia de afloramientos de rocas graníticas de edad permo-triásica en el NW de Sonora, que corta a rocas de basamento metaígneo paleoproterozoico (1.7–1.6 Ga) de la provincia Yavapai mexicana, permite contribuir y avanzar en el conocimiento geológico de este importante pulso magmático, asociado a subducción y al inicio del establecimiento del arco magmático cordillerano en el NW de México. Gracias a la caracterización cartográfica, geoquímica y geocronológica de los granitoides que afloran en Sierra Los Tanques y en zonas circundantes en el NW de Sonora se documentó un pulso magmático volumétricamente importante, no reconocido anteriormente en esta región. Estos estudios han permitido caracterizar espacial y temporalmente uno de los afloramientos de mayor extensión de rocas permo-triásicas encontradas hasta la fecha en el NW de México y la cordillera occidental de Norteamérica. La edad y petrogénesis de estas rocas es de gran significado para entender la compleja evolución geodinámica de los primeros magmas formados en un ambiente tectónico de arco continental en esta parte del SW del continente norteamericano.

Las características mineralógicas y geoquímicas de los granitoides permo-triásicos, divididos en dos grupos (melanocrático y leucocrático) sugieren diferentes fuentes de fusión para la formación de los magmas precursores de estos granitoides. La presencia de zircones heredados en los conjuntos de granitoides melanocráticos y leucocráticos, además de la presencia de enclaves de rocas de basamento proterozoico, es un indicador típico de asimilación cortical. Por lo tanto, los procesos de mezcla de magmas o hibridación y asimilación que pudieron ocurrir durante el ascenso y emplazamiento del magma parecen haber jugado un papel importante en la generación de estos granitoides.

Los granitoides permo-triásicos, en conjunto, no pudieron haber sido producidos por un simple proceso de fraccionación de un magma basáltico derivado del manto y generar las dos suites, ya que de ser así, un volumen significativo de rocas de composición más máfica debería estar presente en el área de estudio y no ha sido reportado. Se descarta también un origen por una simple diferenciación, sugiriendo que varios procesos de mezcla de magmas estuvieron implicados en la generación de los granitoides. Parece probable que los granitoides se hayan formado directamente por la fusión parcial de diferentes protolitos corticales produciéndose una mezcla de magmas como lo sugieren los estudios isotópicos de Hf.

La petrogénesis de los granitoides melanocráticos, de carácter metaluminoso a ligeramente peraluminoso, se puede atribuir a la interacción de una fuente inicialmente derivada del manto con corteza continental y con subsecuentes procesos de asimilación, además de mezcla de magmas. La presencia de

minerales más máficos como la hornblenda y biotita en este grupo de granitoides sugieren un origen con alguna participación del manto comparada con la fuente de los granitoides leucocráticos.

Por su parte, el origen de los granitoides leucocráticos peraluminosos parece derivarse de la fusión de una fuente altamente rica en aluminio, posiblemente producto de la fusión de rocas metasedimentarias pre-existentes del basamento presente en la región. Su origen es consistente con la presencia de minerales magmáticos saturados en aluminio (moscovita y granate) y la composición peraluminosa de los granitoides leucocráticos. No se descarta la posibilidad de la fusión de una fuente meta-ígneas de la corteza, probablemente de rocas pre-existentes del basamento de la corteza inferior, fuente similar a la de los melanocráticos, aunque con un más fuerte grado de asimilación durante el ascenso y emplazamiento del magma.

En lo que respecta al grupo de pegmatitas-aplitas, las características geoquímicas sugieren ser derivadas de una fuente anortosítica, posiblemente a partir de la fusión de rocas con edades mesoproterozoicas (1095–1075 Ma) de esta composición, presentes en diferentes localidades en el NW de Sonora.

Este estudio del magmatismo permo-triásico también ha permitido poner a prueba nuestra hipótesis de trabajo la cual propone que la ocurrencia de estas rocas graníticas está asociada espacialmente a una debilidad cortical definida por la ocurrencia de un basamento paleoproterozoico tipo Yavapai en el NW de Sonora. Esta zona de debilidad pudo haber servido para que los primeros magmas generados en el inicio del margen continental activo cordillerano del SW Norteamérica, durante el permo-triásico, ascendieran hacia la superficie con mayor facilidad.

El entendimiento de este pulso magmático permo-triásico también es de importancia para explicar la abundancia de edades U-Pb permo-triásicas de zircones detríticos encontrados en unidades sedimentarias mesozoicas y cenozoicas como el Grupo Barranca y el Grupo Antimonio en Sonora, y como la Formación Chinle en el sur-centro de EUA. Este pulso magmático representa una fuente regional importante de proveniencia de zircones detríticos, no identificada previamente para cuencas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas en esas regiones, que facilitaría las reconstrucciones e interpretaciones paleogeográficas en la parte SW del continente norteamericano.

Por último, la presencia de rocas graníticas permo-triásicas de arco continental en el NW de Sonora nos permite proponer una conexión entre el arco magmático permo-triásico del SW de EUA con el arco del Este de México, enlazando este evento magmático a nivel cordillerano desde el SW de los Estados

Unidos, a través de Nevada, California y Arizona, pasando por Sonora, Chihuahua y Coahuila, hasta el noreste, centro y sur de México.

9.2 Sobre los granitoides pérmicos de Sierra Pinta

Los análisis isotópicos *in situ* realizados en zircones de granitoides pérmicos de la Sierra Pinta en el NW de Sonora revelan variaciones en las composiciones de Hf, sugiriendo una mezcla de magmas derivados de la fusión de diferentes fuentes corticales. Estos granitoides pérmicos no revelan evidencia clara de una firma isotópica mantélica juvenil debido a la alta asimilación cortical que experimentaron los magmas al momento de su formación. La mezcla de magmas de diferentes fuentes corticales, reflejada en los cambios en las composiciones isotópicas de Hf en los zircones de los granitoides pérmicos, fue importante en la generación de estas rocas magmáticas asociadas a subducción y al inicio del margen continental activo del SW de Norte América.

Los cambios composicionales se reflejan, principalmente, en los valores de ϵ_{Hf} inicial, en un rango que va de -9.0 a -24.9 con una variación de aproximadamente 15 unidades ϵ_{Hf} para una sola muestra de granitoide. Tales variaciones, que solo pueden ser conciliadas hasta el momento mediante una mezcla de magmas, indican la participación de varias fuentes de fusión de origen cortical. Estas variaciones isotópicas de Hf en zircones magmáticos proporcionan una herramienta fundamental para realizar análisis detallados sobre la evolución de las rocas ígneas ofreciendo información importante sobre sus fuentes e ilustrando la importancia de la mezcla de magmas en la petrogénesis de granitoides.

Las fuentes de fusión para generar los magmas precursores de estos granitoides pérmicos fueron corticales; material pre-existente de basamento proterozoico, como lo sugieren las edades modelo corticales de Hf ($T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$), las cuales se encuentran en un rango entre 1.59–2.39 Ga, predominando el rango de edades modelo entre 1.6–1.9 Ga, equivalente y consistente con la edad del basamento metaígneo presente en la región.

Por último, en este trabajo se presenta una hipótesis sobre la evolución en la interacción corteza-manto para el proceso de generación de magmas desde el proterozoico al reciente. Básicamente, proponemos que en el Paleoproterozoico la participación del manto jugó un papel importante en la generación de rocas ígneas para después dominar el aporte cortical en la generación de los granitoides mesoproterozoicos y permo-triásicos.

También sugerimos que a partir del Mesozoico, disminuye paulatinamente la contribución cortical para la formación de los magmas asociados a subducción como se aprecia en los valores más altos de ϵ_{Nd} y ϵ_{Hf} y en el rejuvenecimiento de las edades modelo de Nd y Hf de rocas ígneas jurásicas y

cretácicas. En el Cenozoico, la participación de la corteza se reduce en la formación de los magmas al notarse mayor aporte mantélico en las rocas volcánicas miocénicas hasta predominar en las rocas volcánicas cuaternarias del NW de México (no asociadas a subducción) una fuente derivada, básicamente, del manto astenosférico.

10. Referencias

- Ahrens, L.H., Cherry, R.D., Erlank, A.J., 1967, Observations on the Th-U relationship in zircons from granite rocks and from kimberlites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31, 2379–2387.
- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Galindo, C., Baldo, E.G., Casquet, C., 2005, Granitoides peraluminosos con andalucita y cordierita magmática en la sierra de Velasco: implicancias para el orógeno famatiniano, *en* Dahlquist, J.A., Baldo, E.G., Alasino, P.H., (eds.), *Geología de la provincia de La Rioja -Precámbrico-Paleozoico Inferior*: Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 8, 109–122.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G., 2000, Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in the western Anatolia, Turkey: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67–95.
- Alemán, A., Ramos, V.A., 2000, Northern Andes, *in* Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomas-Filho, A., Campos, D.A., (eds.), *Tectonic evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 453–480.
- Amato, J.M., Boullion, A.O., Serna, A.M., Sanders, A.E., Farmer, L.E., Gehrels, G.E., Wooden, J.L., 2008, Evolution of Mazatzal province and the timing of the Mazatzal orogeny: insights from U-Pb geochronology and geochemistry of igneous and metasedimentary rocks in southern New Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 120, 328–346.
- Amato, J.M., Lawton, T.F., Leggett, W., Mauel, D.J., González-León, C.M., Heizler, M., Farmer, G.L., 2008, Caborcan proterozoic basement in The Rancho La Lamina Region, Sonora, Mexico: U-Pb ages, Nd isotopic composition, ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology, and clast provenance indicate pre-Early Jurassic arrival and Laramide exhumation: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 40, 48.
- Amelin, Y., Davis, W.J., 2005, Geochemical test for branching decay of ¹⁷⁶Lu: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 465–473.
- Amelin, Y., Lee, D.C., Halliday, A.N., Pidgeon, R.T., 1999, Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons: *Nature*, 399(6733), 252–255.
- Amelin, Y., Lee, D.C., Halliday, A.N., 2000, Early-middle Archean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 4205–4225.
- Andersen, T., 2002, Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb: *Chemical Geology*, 192, 59–79.
- Andersen, T., 2005, Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation: *Chemical Geology*, 216, 249–270.
- Anderson, J.L., 1983, Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America, *in* Medaris, L.G., Mickelson, D.M., Byers, C.W., Shanks, W.C., (eds.), *Proterozoic Geology*: Geological Society of America Memoir 161, 133–154.
- Anderson, J.L., Bender, E.E., 1989, Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States: *Lithos*, 23, 19–52.
- Anderson, J.L., Cullers, R.L., 1999, Paleo-and Mesoproterozoic granite plutonism of Colorado and Wyoming: *Rocky Mountain Geology* Fall, 34(2), 149–164.

- Anderson, R.N., DeLong, S.E., Schwartz, W.M., 1980, Dehydration, asthenospheric convection and seismicity in subduction zones: *The Journal of Geology*, 88, 445–451.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave–Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, *in* Anderson, T.H., Roldán-Quintana, J., (eds.), *Geology of northern Sonora: Geological Society of America Field Trip Guidebook*, 7, 59–68.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 2005, The Mojave-Sonora megashear –Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, *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, 1–50.
- Anderson, T.H., Eells, J., Silver, L.T., 1979, Geology of Precambrian and Paleozoic rocks, Caborca-Bámori region, *in* Anderson, T.H., Roldán-Quintana, J., (eds.), *Geology of northern Sonora Guidebook*, Annual Meeting of the Geological Society of America: Estación Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México and the University of Pittsburgh, Pittsburgh, USA, 1–22.
- Anderson, T.H., Schmidt, V.A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico–Caribbean Sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 941–966.
- Annen, C., Sparks, R.S.J., 2002, Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust: *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 937–955.
- Arndt, N.T., Goldstein, S.L., 1987, Use and abuse of crust-formation ages: *Geology*, 15, 893–895.
- Arvizu-Gutiérrez, H.E., 2008, El basamento paleoproterozoico Yavapai-Mazatzal en los alrededores de la Sierra Pinta, NW Sonora: Su importancia para el entendimiento del magmatismo pérmico y el inicio del margen continental activo de Norteamérica: Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, 181 pp.
- Arvizu, H., Iriondo, A., 2011, Estudios isotópicos de Hf en zircones de granitoides pérmicos en el NW de México: Posible evidencia de mezcla de magmas generados a partir de la fusión de múltiples fuentes corticales: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3), 493–518.
- Arvizu, H., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Solís-Pichardo, G., Foster, D.A., Lozano-Santa Cruz, R., 2009a, Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta en el NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norte América: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 709–728.
- Arvizu, H., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Foster, D.A., Lozano-Santa Cruz, R., Solís-Pichardo, G., 2009b, Gneises bandeados paleoproterozoicos (~1.76–1.73 Ga) de la Zona Canteras-Puerto Peñasco: Una nueva ocurrencia de rocas de basamento tipo Yavapai en el NW de Sonora, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 375–402.
- Atherton, M.P., Petford, N., 1993, Generation of sodium rich magmas from newly underplated basaltic crust: *Nature*, 362, 144–146.
- Barbarin, B., 1999, A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments: *Lithos*, 46, 605–626.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: *Journal of South America Earth*

Sciences, 25, 49–63.

- 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(5), 621–640.
- Barr, S.M., Davis, D.W., Kamo, S., White, C.E., 2003, Significance of U–Pb detrital zircon ages in quartzite from peri-Gondwanan terranes, New Brunswick and Nova Scotia, Canada: *Precambrian Research*, 126, 123–145.
- Barth, A.P., Wooden, J.L., 2006, Timing of magmatism following initial convergence at a passive margin, southwestern U.S. Cordillera, and ages of lower crustal magma sources: *The Journal of Geology*, 114, 231–245.
- Barth, A.P., Tosdal, R.M., Wooden, J.L., 1990, A petrologic comparison of Triassic plutonism in the San Gabriel and Mule Mountains, southern California: *Journal of Geophysical Research*, 95, 20,075–20,096.
- Barth, A.P., Tosdal, R.M., Wooden, J.L., Howard, K.A., 1997, Triassic plutonism in Southern California; southward younging of arc initiation along a truncated continental margin: *Tectonics*, 6, 290–304.
- Bateman, P.C., 1992, Plutonism in the central part of the Sierra Nevada batholith, California: U.S. Geological Survey Professional Paper 1483, 186 p.
- Bau, M., 1996, Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 323–333.
- Bau, M., 1997, The lanthanide tetrad effect in highly evolved felsic igneous rocks—a reply to the comment by Y. Pan: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128, 409–412.
- Bea, F., Montero, P., Gauri, G., Zacharini, F., 1997, Aplicaciones geotermobarométricas de los contenidos en elementos trazas de minerales granulíticos: Zr en rutilo y HREE en granate de los xenolitos félsicos de la corteza inferior del Sistema Central Español: *Geostandards Newsletters*, 21, 253–270.
- Begemann, F., Ludwig, K.R., Lugmair, G.W., Min, K.W., Nyquist, L.E., Patchett, P.J., Renne, P.R., Shih, C.Y., Villa, I.M., Walker, R.J., 2001, Call for an improved set of decay constants for geochronological use: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 111–121.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I., 2002, Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 602–622.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2006, Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: Examples from eastern Australian granitoids: *Journal of Petrology*, 47, 329–353.
- Bernet, M., Spiegel, C., 2004, Detrital Thermochronology: Provenance Analysis, Exhumation, and Landscape Evolution of Mountain Belts: *Geological Society of America Special Papers*, 378.
- Bibikova, E.V., 1984, The most ancient rocks in the USSR territory by U–Pb data accessory zircons, *in* Kröner, A., Hanson, G.N., Goodwin, A.M., (eds.), *Archean Geochemistry*, Heidelberg: Springer Verlag, 235–250.
- Bingen, B., Birkeland, A., Nordgulen, A., Sigmond, E.M.O., 2001, Correlation of supracrustal sequences and origin of terranes in the Sveconorwegian orogen of SW Scandinavia: SIMS data on zircon in clastic metasediments: *Precambrian Research*, 108, 293–318.

- Bizzarro, M., Baker, J.A., Haack, H., Ulfbeck, D., Rosing, M., 2003, Early history of Earth's crust-mantle system inferred from hafnium isotopes in chondrites: *Nature*, 421, 931–933.
- Blichert-Toft, J., Albarede, F., 1997, The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system: *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 243–258.
- Blichert-Toft J., Boyet M., Telouk P., Albarede F., 2002, ^{147}Sm – ^{143}Nd and ^{176}Lu – ^{176}Hf in eucrites and the differentiation of the HED parent body: *Earth and Planetary Science Letters*, 204, 167–181.
- Bodet, F., Scharer, U., 2000, Evolution of the SE-Asian continent from U–Pb and Hf isotopes in single grain of zircon and baddeleyite from large rivers: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 2067–2091.
- Borg, L.E., Clyne, M.A., 1998, The petrogenesis of felsic calc-alkaline magmas from the southernmost Cascades, California: origin by partial melting of basaltic lower crust: *Journal of Petrology*, 39, 1197–1222.
- Boynnton, W.V., 1983, Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, in Henderson P., (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, 63–114.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984, The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources: *Journal of the Geological Society*, 141, 413–426.
- Burchfiel, B.C., Davis, G.A., 1972, Structural framework and evolution of the southern part of the Cordilleran orogen, western United States: *American Journal of Science*, 272, 97–118.
- Burchfiel, B.C., 1975, Nature and controls of Cordilleran orogenesis, western United States: Extensions of and earlier synthesis: *American Journal of Science*, 275A, 363–396.
- Burchfiel, B.C., 1981, Mojave Desert and environs, in Ernst, W.G., (ed.), *The geotectonic development of California*: Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall, 217–252.
- Burchfiel, B.C., Cowan, D.S., Davis, G.A., 1992, Tectonic overview of the Cordilleran orogen in the western United States, in Burchfiel, B.C., Lipman, P.W., Zoback, M.L., (eds.), *The Cordilleran orogen: conterminous U.S. (Geology of North America)*, Boulder, Colorado, Geological Society of America, G-3, 407–479.
- Busby-Spera, C.J., Mattinson, J.M., Riggs, N.R., Schermer, E.R., 1990, The Triassic-Jurassic magmatic arc in the Mojave-Sonoran Deserts and the Sierran-Klamath region: Similarities and differences in paleogeographic evolution, in Harwood, D.S., Miller, M.M., (eds.), *Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations: Sierra Nevada, Klamath Mountains, and related terranes*: Geological Society of America Special Paper 225, 325–337.
- Campbell, P.A., Anderson, T.H., 2003, Structure and kinematics along a segment of the Mojave-Sonora megashear: A strike-slip fault that truncates the Jurassic continental magmatic arc of southwestern North America: *Tectonics*, 22(6), 1–21.
- Carr, M., 2007, Iqpet 2007 for Windows XP or Vista, Terra Softa Inc.
- Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del anticlinorio de Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 8, 1–98.
- Carson, C.J., Ague, J.J., Grove, M., Coath, C.D., Harrison, T.M., 2002, U–Pb isotopic behaviour of zircon during upper-amphibolite facies fluid infiltration in the Napier Complex, east Antarctica: *Earth and Planetary Science Letters*, 199, 287–310.
- Case, J.E., Shagan, R., Giegengack, R.F., 1990, Geology of the northern Andes: An overview in *The Caribbean region*: Boulder Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, H, 177–200.

- Castiñeiras, P., Iriondo, A., Dórame-Navarro, M., Premo, W.R., Kunk, M.J., 2004a, Metamorphic evolution of the Bámuri Complex (Sonora, NW México): New insights from field and petrographic data, *en IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, México, Libro de Resúmenes*, p. 49.
- Castiñeiras, P., Iriondo, A., Wooden, J.L., Dórame-Navarro, M., Premo, W.R., 2004b, Detrital zircon U-Pb SHRIMP geochronology of Proterozoic quartzites from the Bámuri Complex, NW Sonora, México: Evidence for a Mojave connection, *en IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, México, Libro de Resúmenes*, p. 215.
- Centeno-García, E., Keppie, J.D., 1999, Latest Paleozoic–Early Mesozoic structures in the central Oaxaca terrane of southern Mexico: Deformation near a triple junction: *Tectonophysics*, 301, 231–242.
- Chakrabarti, R., Basu, A.R., Bandyopadhyay, P.K., Zou, H., 2011, Age and origin of the Chilka Anorthosites, eastern Ghats, India: implications for Massif Anorthosite Petrogenesis and break-up of Rodinia, *in Ray, G., Sen, B., Ghosh, (eds.), Topics in Igneous Petrology, Springer Science*, 355–382.
- Chappell, B.W., 1999, Aluminium saturation in I-and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites: *Lithos*, 46, 535–551.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: *Pacific Geology*, 8, 173–174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992, I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt: *Earth Sciences*, 83, 1–26.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 2001, Two contrasting granite types: 25 years later: *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 489–499.
- Chauvel, C., Blichert-Toft, J., 2001, A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, 190, 137–151.
- Chen, B., Arakawa, Y., 2005, Elemental and Nd–Sr isotopic geochemistry of granitoids from the West Junggar fold belt (NW China), with implications for Phanerozoic continental growth: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 1307–1320.
- Chu, M.F., Chung, S.L., Song, B., Liu, D., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Ji, J., Wen, D.J., 2006, Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet: *Geology*, 34, 745–748.
- Claesson, S., Vetrin, V., Bayanova, T., Downes, H., 2000, U-Pb zircon age from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia; a record of geological evolution from the Archean to the Paleozoic: *Lithos*, 51, 95–108.
- Clarke, D.B., 1995, Cordierite in felsic igneous rocks: a synthesis: *Mineralogical Magazine*, 59, 311–325.
- Clemens, J.D., Wall, V.J., 1981, Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas: *Canadian Mineralogist*, 19, 111–131.
- Clemens, J.D., Darbyshire, D.P.F., Flinders, J., 2009, Sources of post-orogenic calcalkaline magmas: the Arrochar and Garabal Hill-Glen Fyne complexes, Scotland: *Lithos*, 112, 524–542.
- Compston, D.M., 1995, Time constraints on the evolution of the Tennant Creek Block, northern Australia: *Precambrian Research*, 71, 107–129.
- Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., 2005, Hallazgo de Granitoides fuertemente peraluminosos en la Sierra de Famatina: implicancias petrogenéticas para el Orógeno Famatiniano: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60, 301–310.

- Dahlquist, J.A., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Saavedra, J., Alasino, P.H., 2005, Los granitoides de la sierra de Chepes y su comparación con granitoides paleozoicos de las Sierras Pampeanas: implicancias para el orógeno famatiniano, *en* Dahlquist, J.A., Baldo, E.G., Alasino, P.H., (eds.), *Geología de la provincia de La Rioja -Precámbrico-Paleozoico Inferior*; Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 8, 87–108.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Casquet, C., Fanning, C.M., Alasino, P.H., Baez, M., 2006, The San Blas Pluton: An Example of the Carboniferous Plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 20(4), 341–350.
- Damon, P.E., Clark, K.F., Shafiqullah, M., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1052–1071.
- Da Silva, L.C., Gresse, P.G., Scheepers, R., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I., 2000, U-Pb SHRIMP and Sm-Nd age constraints on the timing and sources of the Pan-African Cape Granite Suite, South Africa: *Journal of African Earth Sciences*, 30, 795–815.
- Davis, D.W., 2002, U–Pb geochronology of Archaean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics: *Precambrian Research*, 115, 97–117.
- Davis, D.W., Amelin, Y., Nowell, G.M., Parrish, R.R., 2005, Hf isotopes in zircon from the western Superior province, Canada: Implications for Archean crustal development and evolution of the depleted mantle reservoir: *Precambrian Research*, 140(3–4), 132–156.
- Debon, F., Le Fort, P., 1983, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73, 135–149.
- DeCserna, Z., Rincón-Orta, C., Solorio-Munguía, J., Schmitter-Villada, E., 1970, Una edad radiométrica pérmica temprana de la región de Placer de Guadalupe, noreste de Chihuahua: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 31(1), 65–73.
- De Haas, G.J.L.M., Andersen, T., Vestin, J., 1999, Detrital zircon geochronology: New evidence for an old model for accretion of the southwest Baltic Shield: *Journal of Geology*, 107(5), 569–586.
- DePaolo, D.J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization: *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189–202.
- Dickinson, W.R., 1981, Plate tectonics and the continental margin of California, *in* Ernst, W.G., (ed.), *The geotectonic development of California*, Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall, 1–28.
- Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, *in* Zuffa, G.G., (ed.) *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, 333–361.
- Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., 2008, U-Pb ages of detrital zircons in relation to paleogeography: Triassic paleodrainage networks and sediment dispersal across southwest Laurentia: *Journal of Sedimentary Research*, 78, 745–764.
- Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., 2009, Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database: *Earth and Planetary Science Letters*, 288, 115–125.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico:

- Geological Society of America Bulletin, 113, 1,142–1,160.
- Dilles, J.H., Wright, J.E., 1988, The chronology of early Mesozoic arc magmatism in the Yerington district of western Nevada and its regional implications: Geological Society of America Bulletin, 100, 644–652.
- Dodson, M.H., Compston, W., Williams, I.S., Wilson, J.F., 1988, A search for ancient detrital zircons from Zimbabwean sediments: Journal of Geological Society of London, 145, 977–983.
- Donnelly, T.W., Horne, G.S., Finch, R.C., López-Ramos, E., 1990, Northern Central America: The Chortis and Maya blocks, *in* Dengo, G., Case, J.E., (eds.), The Caribbean region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, H, 37–76.
- Dórame-Navarro, M., Iriondo, A., Castiñeiras, P., Premo, W.R., 2004, Cartografía y geocronología del basamento Proterozoico metamórfico en los Cerros Tecolote, NW de Sonora, *en* IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, México, Libro de Resúmenes, p. 59.
- Du Bray, E.A., 1988, Garnet compositins and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis-southeastern Arabian Shield: Contribution to Mineralogy and Petrology, 100, 205–212.
- Dunne, G.C., Saleeby, J.B., 1993, Kern plateau shear zone, southern Sierra Nevada–New data concerning age and northward continuation: Geological Society of America Abstracts with Programs, 25(5), 33.
- Eichhorn, R., Loth, G., Holl, R., Finger, F., Schermaier, A., Kennedy, A., 2000, Multistage Variscan magmatism in the central Yauern Window (Austria) unveiled by U/Pb SHRIMP zircon data: Contributions to Mineralogy and Petrology, 139, 418–435.
- Elburg, M.A., 1996, U-Pb ages and morphologies of zircon in microgranitoid enclaves and peraluminous host granite: Evidence for magma mingling: Contributions to Mineralogy and Petrology, 123, 177–189.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002, Caltepec fault zone: An early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlan complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications: Tectonics, 21, 1–19.
- Enríquez-Castillo, M.A., 2008, Termocronología U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de intrusivos de la Sierrita Blanca, NW Sonora: Ejemplo de interacción termal entre magmas graníticos laramídicos y las rocas encajonantes del basamento metaígneo Mesoproterozoico: Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León, 74 p.
- Enríquez-Castillo, M.A., Iriondo, A., Chávez-Cabello, G., Kunk, M.J., 2009, Interacción termal entre magmas graníticos laramídicos y rocas encajonantes mesoproterozoicas: Historia de enfriamiento de intrusivos de la Sierrita Blanca, NW Sonora: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61(3), 451–483.
- Espinoza, I., Iriondo, A., Premo, W.R., Paz-Moreno, F., Valencia-Moreno M., 2003, Geochemistry and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of anorthositic rocks at Sierra El Tecolote in the Caborca block, northwestern Sonora, Mexico: Geological Society of America, Cordilleran 99th Annual Meeting, Abstracts with Programs, 35(4), 84.
- Farmer, G.L., Bowring, S.A., Matzel, J., Espinosa-Maldonado, G., Fedo, C., Wooden, J.L., 2005, Paleoproterozoic Mojave province in northwestern Mexico? Isotopic and U-Pb zircon geochronologic studies of Precambrian and Cambrian crystalline and sedimentary rocks, Caborca, Sonora, *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, 259–282.

- Faure, G., 1986, *Principles of Isotope Geology*, 2nd edition, John Wiley and Sons, New York, 589 p.
- Fedo, C.M., Sircombe, K.N., Rainbird, R.H., 2003, Detrital zircon analysis of the sedimentary record, *in* Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., (eds.), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 277–303.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alfonso, G., Jenner, G.A., Tubrett, M.N., 2000, New ideas on the Proterozoic-Early Palaeozoic evolution of NW Iberia: insights from U–Pb detrital zircon ages: *Precambrian Research*, 102, 185–206.
- Forster, H.J., Tischendorf, G., Trumbull, R.B., 1997, An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks: *Lithos*, 40, 261–293.
- Fowler, A., Prokoph, A., Stern, R., Dupuis, C., 2002, Organization of oscillatory zoning in zircon: Analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 311–328.
- Fox, J.D., Stair, K.N., Lehman, T.M., 2005, Detrital zircons in Upper Triassic strata of the Upper Chinle and Dockum Groups, New Mexico and Texas (abstract), *in* 101st Annual Meeting of the Cordilleran Section, Geological Society of America: Geological Society of America, Abstract with Programs, 38(5), 10.
- Fox, J.D., Anderson, C., Stair, K., Dickinson, W.R., 2006, Provenance contrasts revealed by U-Pb age populations of detrital zircons in Chinle sandstones of the four corners region, southwest US (abstract), *in* 102nd Annual Meeting of the Cordilleran Section, Geological Society of America; 81st Annual Meeting of the Pacific Section, American Association of Petroleum Geologists, and the Western Regional Meeting of the Alaska Section: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 37(4), 46.
- Frost, C.D., Frost, B.R., Chamberlain, K.R., Edwards, B.R., 1999, Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced, rapakivi-type anorogenic granite: *Journal of Petrology*, 40, 1771–1802.
- Frost, B.R., Barnes, C., Collins, W., Arculus, R., Ellis, D., Frost, C.D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks: *Journal of Petrology*, 42(11), 2033–2048.
- Fujimaki, H., 1986, Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94, 42–45.
- Gebauer, D., Schertl, H.P., Brix, M., Schreyer, W., 1997, 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps: *Lithos*, 41, 5–24.
- Gehrels, G.E., 2000, Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in western Nevada and northern California, *in* Soreghan, M.J., Gehrels, G.E., (eds.), *Paleozoic and Triassic Paleogeography and Tectonics of Western Nevada and Northern California: Geological Society of America, Special Paper 347*, 1–17.
- Gehrels, G.E., Dickinson, W.R., 1995, Detrital zircon provenance of Cambrian to Triassic miogeoclinal and eugeoclinal strata in Nevada: *American Journal of Science*, 295, 18–48.
- Gehrels, G.E., Stewart, J.H., 1998, Detrital zircon U-Pb geochronology of Cambrian to Triassic miogeosinclinal and eugeosinclinal strata of Sonora, Mexico: *Journal of Geophysical Research Letters*, 103(2), 2471–2487.
- Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Ruiz, J., 2008, Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3), 1–13.
- Gill, J., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, Berlin: Springer, 390 p.

- Glazner, A.F., Farmer, G.L., Hughes, W.T., Wooden, J.L., Pickthorn, W., 1991, Contamination of basaltic magma by mafic crust at Amboy and Pisgah Craters, Mojave Desert, California: *Journal of Geophysical Research*, 98(B8), 13,673–13,691.
- Godínez-Urban, A., Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., Iriondo, A., Weber, B., López-Martínez, M., 2011, Jurassic volcanic and sedimentary rocks of the La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico: *Geosphere*, 7, 121–144.
- González, H., 2001, Mapa Geológico del departamento de Antioquia. Escala 1:400,000. Memoria explicativa. Ingeominas, Medellín.
- González-León, C.M., Stanley, G.D., Jr., Gehrels, G.E., Centeno-García, E., 2005, New data on the lithostratigraphy, detrital zircon and Nd isotope provenance, and paleogeographic setting of the El Antimonio Group, Sonora, Mexico, *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*, 259–282.
- González-León, C.M., Valencia, V.A., Lawton, T.F., Amato, J., Gehrels, G.E., Leggett, W.J., Montijo-Contreras, O., y Fernández, M.A., 2009, The lower Mesozoic record of detrital zircon U-Pb geochronology of Sonora, Mexico and its paleogeographic implications: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2), 301–314.
- Goodge, J.W., Vervoort, J.D., 2006, Origin of Mesoproterozoic A-type granites in Laurentia: Hf isotope evidence: *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 711–731.
- Goodge, J.W., Myrow, P., Williams, I.S., Bowring, S.A., 2002, Age and provenance of the Beardmore Group, Antarctica: constraints on Rodinia supercontinent breakup: *Journal of Geology*, 110, 393–406.
- Graham, S.A., Dickinson, W.R., Ingersoll, R.V., 1975, Himalayan-Bengal model for flysch dispersal in the Appalachian-Ouachita system: *Geological Society of America Bulletin*, 86, 273–286.
- Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E.A., Jackson, S.E., O'Reilly, S.Y., van Achterberg, E., Shee, S.R., 2000, The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 133–147.
- Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Xu, X., Zhou, X., 2002, Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtam igneous complexes: *Lithos*, 61, 237–269.
- Griffin, W.L., Belousova, E.A., Shee, S.R., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., 2004, Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons: *Precambrian Research*, 131(3–4), 231–282.
- Gross, E.L., Stewart, J.H., Gehrels, G.E., 2000, Detrital zircon geochronology of Neoproterozoic to Middle Cambrian miogeoclinal and platformal strata: Northwest Sonora, Mexico: *Geofísica Internacional*, 39, 295–308.
- Grove, T.L., Kinzler, R.J., 1986, Petrogenesis of andesites: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 417–454.
- Grove, T.L., Kinzler, R.J., Baker, M.B., Donnelly-Nolan, J.M., Leshner, C.E., 1988, Assimilation of granite by basaltic magma at Burnt Lava Flow, Medicine Lake Volcano, Northern California—decoupling of heat and mass-transfer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 320–343.

- Grove, T.L., Donnelly-Nolan, J.M., Housh, T., 1997, Magmatic processes that generated the rhyolite of Glass Mountain, Medicine Lake volcano, N. California: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127, 205–223.
- Grove, T.L., Parman, S.W., Bowring, S.A., Price, R.C., Baker, M.B., 2002, The role of an H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from Mt. Shasta region, N. California: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142, 375–396.
- Grove, T.L., Elkins-Tanton, L.T., Parman, S.W., Chatterjee, N., Müntener, O., Gaetani, G.A., 2003, Fractional crystallisation and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 515–533.
- Gursky, H.J., Michalzik, D., 1989, Lower Permian turbidites in the northern Sierra Madre Oriental, Mexico: *Zentralblatt für Geologie und Palaöntologie (Teil 1)*, 1989, 821–838.
- Gutiérrez-Coronado, A., Iriando, A., Rodríguez-Castañeda, J.L., Wooden, J.L., Budahn, J.R., Lozano-Santa Cruz, R., Hernández-Treviño, T., 2008, Paleoproterozoic gneises of the San Luisito Hills in NW Sonora: Extending the Mexican Yavapai province of SW Laurentia: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 40, 144.
- Gutmann, J.T., 1976, Geology of Crater Elegante, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1718–1729.
- Gutmann, J.T., 1977, Textures and genesis of phenocryst and megacryst in basaltic lavas from the Pinacate volcanic field: *American Journal of Science*, 277, 833–861.
- Gutmann, J.T., 1979, Structure and eruptive cycle of cinder cones in the Pinacate volcanic field and the control of strombolian activity: *Journal of Geology*, 87, 448–454.
- Gutmann, J.T., 1986, Origin of four and five phase ultramafic xenoliths from Sonora, Mexico: *American Mineralogist*, 71, 1076–1084.
- Gutmann, J.T., 2002, Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism: eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 345–356.
- Gutmann, J.T., Turrin B.D., Dohrenwend J.C., 2000, Basaltic rocks from the Pinacate volcanic field yield notably young ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages: EOS, *Transactions American Geophysical Union*, 81, 33–37.
- Hanchar, J.M., Finch, R.J., Hoskin, P.W.O., Watson, E.B., Cherniak, D.J., Mariano, A.N., 2001, Rare earth elements in synthetic zircon: Part I. Synthesis, and rare-earth element and phosphorous doping of zircon: *American Mineralogist*, 86, 667–680.
- Harker, A., 1909, *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- Harley, S.L., Kinny, P.D., Snape, I., Black, L.P., 2001, Zircon chemistry and the definition of events in Archaean granulite terrains, in Cassidy, K.F., Dunphy, J.M., van Kranendonk, M.J., (eds.), *Extended Abstracts of 4th International Archaean Symposium: AGSO-Geoscience Australia Record 2001/37*, Canberra, 511–513.
- Harley, S.L., Kelly, N.M., Möller, A., 2007, Zircon Behaviour and the Thermal Histories of Mountain Chains: *Elements*, 3, 25–30.
- Hart, S.D., Reid, M.R., 1991, Rb/Cs fractionation: A link between granulite metamorphism and the S-process: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2379–2383.

- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism, *in* Coward, M.P., Ries, A.C. (eds.), *Collision Tectonics*, Geological Society of London, Special Publication, 67–81.
- Harrison, T.M., Blichert-Toft, J., Müller, W., Albarede, F., Holden, P., Mojzsis, S.J., 2005, Heterogeneous Hadean hafnium: evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga: *Science*, 310, 1947–1950.
- 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., Arenas, R., Díaz-García, F., (eds.), *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the Late Paleozoic basement: Geological Society of America Special Paper 364*, 199–208.
- Hawkesworth, C.J., Powell, M., 1980, Magma genesis in the Lesser Antilles island arc: *Earth and Planetary Science Letters*, 51, 297–308.
- Hawkesworth, C.J., Kemp, A.I.S., 2006a, Evolution of the continental crust: *Nature*, 443, 811–817.
- Hawkesworth, C.J., Kemp, A.I.S., 2006b, Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution: *Chemical Geology*, 226(3–4), 144–162.
- Haxel, G.B., Tosdal, R.M., May, D.J., Wright, J.E., 1984, Latest Cretaceous and early Tertiary orogenesis in south-central Arizona: Thrust faulting, regional metamorphism, and granitic plutonism: *Geological Society of America Bulletin*, 95, 631–653.
- Heaman, L.M., Bowins, R., Crocket, J., 1990, The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(6), 1597–1607.
- Hermann J., Rubatto D., 2003, Relating zircon and monazite domains to garnet growth zones: age and duration of granulite facies metamorphism in the Val Malenco lower crust: *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 833–852.
- Hidaka, H., Shimizu, H., Adachi, M., 2002, U-Pb geochronology and REE geochemistry of zircons from Paleoproterozoic paragneiss clasts in the Mesozoic Kamiaso conglomerate, central Japan, Evidence for an Archean provenance: *Chemical Geology*, 187, 279–293.
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988, Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455–489.
- Hinton, R.W., Upton, G.J., 1991, The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 3287–3302.
- Horn, I., Günther, D., 2003, The influence of ablation carrier gasses Ar, He, and Ne on the particle size distribution and transport efficiencies of laser ablation-induced aerosols: Implications for LA-ICP-MS: *Applied Surface Science*, 207, 144–157.
- Hoskin, P.W.O., Ireland, T.R., 2000, Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator: *Geology*, 28, 627–630.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003, The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis, *in* Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., (eds.), *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 27–62.
- Hoskin, P.W.O., Kinny, P.D., Wyborn, D., Chappell, B.W., 2000, Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach: *Journal of Petrology*, 41, 1365–1396.
- Iizuka, T., Hirata, T., 2005, Improvements of precision and accuracy in in-situ Hf isotope microanalysis of zircon

- using the laser ablation-MC-ICPMS technique: *Chemical Geology*, 220, 121–137.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2003, Cartas digitales vectoriales escala 1:50,000, H12a44 y H12a34, del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI).
- Irber, W., 1999, The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 489–508.
- Iriondo, A., 2001, Proterozoic basements and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico: Tectonic constraints on the SW margin of Laurentia: Ph. D. Thesis, University of Colorado, Boulder, Colorado, 222 p.
- Iriondo, A., 2005, The Caborca oroclinal bend: A testable hypothesis to explain the NW-SE geological trend of Paleoproterozoic provinces in the Mexican SW Laurentia: *GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C., Resúmenes y Programa*, 25(1), 85.
- Iriondo, A., 2007, Precambrian geology in NW Mexico: New ideas for the distribution of Paleoproterozoic crustal provinces in SW Laurentia: *Symposium Ores & Orogenesis: Circum-Pacific Tectonics, Geologic Evolution and Ore Deposits*, Tucson, Arizona (Abstract 256).
- Iriondo, A., Arvizu, H., 2009, Permian (~275–258 Ma) granitic magmatism in NW Sonora, Mexico: The missing link to a large continental arc event in SW North America, *in Geological Society of America, South-Central Section, 43rd Annual Meeting*, Dallas, Texas; USA: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 41(2), 35.
- Iriondo, A., McDowell, F.W., 2011, New middle Jurassic U-Pb zircon age for felsic gneiss intercalated with the clastic Plomosas formation in Chihuahua, northern Mexico, *in Alcayde, M., Gómez-Caballero, J.A., (eds.), Simposio Dr. Zoltán de Cserna: sesenta años geologizando en México. Libro de resúmenes, México D.F., 14–15 junio 2011: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 99–100.
- Iriondo, A., Premo, W.R., 2010, Las rocas cristalinas proterozoicas de Sonora y su importancia para la reconstrucción del margen continental SW de Laurentia—la pieza mexicana del rompecabezas de Rodinia, *in Calmus, T., (ed.), Panorama sobre la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118(2)*, 25–55.
- Iriondo, A., Miggins, D., Premo, W.R., 2003, The Aibo-type (~1.1 Ga) granitic magmatism in NW Sonora, Mexico: Failed continental rifting of Rodinia?: *Geological Society of America Cordilleran Section Abstracts with Programs*, 35(4), 84.
- Iriondo, A., Premo, W.R., Martínez-Torres, L.M., Budahn, J.R., Atkinson, W.W., Jr., Siems, D.F., Guarás-González, B., 2004, Isotopic, geochemical and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia: *Geological Society of America Bulletin*, 116, 154–170.
- Iriondo, A., Martínez-Torres, L.M., Kunk, M.J., Atkinson, W.W., Jr., Premo, W.R., McIntosh, W.C., 2005, Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis, *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, 631–669.

- Iriondo, A., Kamenov, G.D., Foster, D.A., 2008, The Sierra Los Tanques ~1.1 Ga Granite in NW Sonora: Another example of Mesoproterozoic plutonism along the Mexican Yavapai province: Geological Society of America, 2008 Joint Meeting, Abstract with Programs, 145, 144.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523–548.
- Izaguirre, A., Iriondo, A., 2007, Mesoproterozoic (~1.2 Ga) quartzite and intruding anorthosite (~1.08 Ga) from Sierra Prieta, NW Sonora: Mexican additions to the Precambrian history of SW Laurencia: Arizona Geological Society, Ores and Orogenesis Symposium, Program with Abstracts, 26(13), 147.
- Izaguirre, A., Iriondo, A., Wooden, J.L., Budahn, J.R., Schaaf, P., 2008, Paleoproterozoic orthogneisses from the Cerro Prieto area—a new addition to the Mexican Yavapai province in NW Sonora: Joint Annual Meeting, Geological Society of America Abstracts with Programs, 40(6), 143–144.
- Izbekov, P., Gardner, J.E., Eichelberger, J.C., 2004, Comagmatic granophyre and dacite from Karymsky volcanic center, Kamchakta; experimental constraints and magma storage conditions: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 1–18.
- Jackson, S.E., Longerich, H.P., Dunning, R., Fryer, B.J., 1992, The application of laser-ablation microprobe-inductively coupled plasma mass spectrometry LAM-ICP-MS to in situ trace element determinations in minerals: *Canadian Mineralogist*, 30, 1049–1064.
- Jackson, S.E., Longerich, H.P., Horn, I., Dunning, R., 1996, The application of laser ablation microprobe (LAM)-ICP-MS to in situ U-Pb zircon geochronology: *Journal of Conference Abstracts*, 1, 283.
- Jahn, B.M., Wu, F., Capdevila, R., Martineau, F., Zhao, Z., Wang, Y., 2001, Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Wudohe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China: *Lithos*, 59, 171–198.
- Jahn, B.M., Capdevila, R., Liu, D., Vernon, A., Badarch, G., 2004, Sources of Phanerozoic granitoids in the transect Bayanhongor-Ulaan Baatar, Mongolia: geochemical and Nd isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth: *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 604–653.
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006, Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit): *Journal of Petrology*, 47(6), 1255–1259.
- Jiang, N., Zhang, S., Zhou, W., Liu, Y., 2009, Origin of a Mesozoic granite with A-type characteristics from the North China Craton: highly fractionated from I-type magmas?: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 113–130.
- Karlstrom, K.E., Bowring, S.A., 1988, Early Proterozoic assembly of tectonostratigraphic terranes in southwestern North America: *Journal of Geology*, 96, 561–576.
- Karlstrom, K.E., Bowring, S.A., 1993, Proterozoic orogenic history of Arizona, *in* Van Schmus, W.R., (another 24 eds.), *Transcontinental Proterozoic provinces*, *in* Reed, J.C., Jr., Bickford, M.E., Houston, R.S., Link, P.K., Rankin, D.W., Sims, 169 P.K., Van Schmus, W.R., (eds.), *Precambrian: Conterminous U.S.:* Geological Society of America, *The Geology of North America C-2*, 188–211.
- Karlstrom, K.E., Bowring, S.A., Conway, C.M., 1987, Tectonic significance of an Early Proterozoic two-province boundary in central Arizona: *Geological Society of American Bulletin*, 9, 529–538.

- Karlstrom, K.E., Doe, M.F., Wessels, R.L., Bowring, S.A., Dann, J.C., Williams, M.L., 1990, Juxtaposition of Proterozoic crustal blocks: 1.65–1.60 Ga Mazatzal orogeny, *in* Gehrels, G.E., Spencer, J.E., (eds.), *Geologic Excursions through the Sonora Desert Region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey, Special Paper 7*, 114–123.
- Karlstrom, K.E., Amato, J.M., Williams, M.L., Heizler, M., Shaw, C., Read, A., Bauer, P., 2004, Proterozoic evolution of the New Mexico region: A synthesis, *in* Mack, G.H., Giles, K.A., (eds.), *The Geology of New Mexico: A geologic history: New Mexico Geological Society, Special Publication 11*, 1–34.
- Kawabe, I., 1995, Tetrad effects and fine structures of REE abundance patterns of granitic and rhyolitic rocks: ICP-AES determinations of REE and Y in eight GSJ reference rocks: *Geochemical Journal*, 29, 213–230.
- Kebede, T., Koeberl, C., Koller, F., 2001, Magmatic evolution of the Suqii-Wagga garnet-bearing two-mica granite, Wallagga area, western Ethiopia: *Journal of African Earth Sciences*, 32, 193–221.
- Kelly, N.M., Harley, S.L., 2005, An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149, 57–84.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., 2006, Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution: *Chemical Geology*, 226, 144–162.
- Kemp, A.I.S., Wormald, R.J., Price, R.C., 2005, Hf isotopes in zircon reveal contrasting sources and crystallisation histories for alkaline to peralkaline granites of Temora, Southeastern Australia: *Geology*, 33, 797–800.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Paterson, B.A., Kinny, P.D., 2006, Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotopes in zircon: *Nature*, 439, 580–583.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., Whitehouse, M.J., 2007, Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from hafnium and oxygen isotopes in zircon: *Science*, 315, 980–983.
- Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., 1995, Provenance of Mexican terranes: Isotopic constraints: *International Geology Reviews*, 37, 813–824.
- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W., Allen, C.M., 1997, Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia: *Journal of Petrology*, 38, 371–391.
- Kinny, P.D., Maas, R., 2003, Lu–Hf and Sm–Nd isotope systems in zircon, *in* Hancher J.M., Hoskin, P.W.O., (eds.), *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 327–341.
- Kinny P.D., Compston, W., Williams, I.S., 1991, A reconnaissance ion-probe study of hafnium isotopes in zircons: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 849–859.
- Kistler, R.W., Peterman, Z.E., 1973, Variations in Sr, Rb, K, Na, and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California: *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3489–3512.
- Klötzli, U.S., 1999, Th/U zonation in zircon derived from evaporation analysis: A model and its implications: *Chemical Geology*, 158, 325–333.
- Knudsen, T.L., Andersen, T., Whitehouse, M.J., Vestin, J., 1997, Detrital zircon ages from southern Norway—implications for the Proterozoic evolution of the southwestern part of the Baltic Shield: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130, 47–58.
- Koenken, P.J., 1976, Petrology of anorthosites from two localities in northwestern Sonora, Mexico: M.S. Thesis,

University of Southern California, Los Angeles, USA, 97 p.

- Košler, J., Fonneland, H., Sylvester, P., Tubrett, M., Pedersen, R.B., 2002, U–Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies – a comparison of laser ablation ICP-MS and SIMS techniques: *Chemical Geology*, 182, 605–618.
- Kröner, A., O'Brien, P.J., Nemchin, A.A., Pidgeon, R.T., 2000, Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138, 127–142.
- Le Bas, M.J., Le Maître, R.W., Streckeisen, A., Zanettin B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27, 745–750.
- Lee, S.R., Cho, D.L., Cho, M., Wu, F.Y., Kim, H., Jeon, H., 2007, Hf isotopic evidence for Paleoproterozoic (>3.5 Ga) crustal components in the Korean Peninsula: *Geosciences Journal*, 11(4), 271–277.
- Le Maître, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmidt, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Oxford, Blackwell, 193 p.
- Le Maître, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lamere, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Woolley, A.R., 2002, *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press.
- Li, X., Li, Z.X., Zhou, H., Liu, Y., Kinny, P.D., 2002, U–Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China; implications for the initial rifting of Rodinia: *Precambrian Research*, 113, 135–154.
- Li, Z.X., Li, X., Kinny, P.D., Wang, J., Zhang, S., Zhou, H., 2003, Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: Evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia: *Precambrian Research*, 122, 85–109.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davison, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008, Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis: *Precambrian Research*, 160, 179–210.
- Liu, C., Zhang, H., 2005, The lanthanide tetrad effect in apatite from the Altay No. 3 pegmatite, Xinjiang, China: an intrinsic feature of the pegmatite magma: *Chemical Geology*, 214, 61–77.
- Liu, Q., Wu, Z., Hu, D., Ye, P., Jiang, W., Wang, Y., Zhang, H., 2004, SHRIMP U–Pb zircon dating on Nyainqentanglha granite in central Lhasa block: *Chinese Science Bulletin*, 49, 76–82.
- López, R., 1997, High-Mg andesites from the Gila Bend Mountains: Evidence for hydrous melting of the lithosphere during Miocene extension, and the pre-Jurassic geotectonic evolution of the Coahuila terrane, northeastern Mexico: Grenville basement, a late Paleozoic arc, Triassic plutonism, and the events south of the Ouachita suture [Ph.D. thesis]: Santa Cruz, University of California, 147 p.
- López-Ramos, E., 1982, *Geología de México* (third edition): Mexico, D.F., 2, 454 p.
- Lozano-Santa Cruz, R., Bernal J., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for

- XRF major and trace element analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 329–344.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco, F., Morán, D., Viera, F., Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, 1, 203–208.
- Ludwig, K.R., 2003, ISOPLOT, A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.00: Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 70 p.
- Lund, K., Aleinikoff, J.N., Kunk, M.J., Unruth, D.M., Zeihen, G.D., Hodges, W.C., du Bray, E.A., O'Neill, J.M., 2002, SHRIMP U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints for relating plutonism and mineralization in the Boulder Batholith region, Montana: *Economic Geology*, 97, 241–267.
- Lyakhovich, V.V., 1973, Rare elements in the accessory minerals of the granitoids: Nedra, Moscow, 309 p.
- Lynch, D.J., 1981, Genesis and geochronology of alkaline volcanism in the Pinacate volcanic field, northwestern Sonora, México, Ph.D. Thesis, University of Arizona, Tucson, 250 p.
- Lynch, D.J., Musselman, T.E., Gutmann, J.T., Patchett, P.J., 1993, Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern Mexico: *Lithos*, 29, 295–302.
- Maas, R., Kinny, P.D., Williams, I.S., Froude, D.O., Compston, W., 1992, The Earth's oldest known crust: A geochronological and geochemical study of 3900–4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1281–1300.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids: *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635–643.
- Manuszak, J.D., Satterfield, J.I., Gehrels, G.E., 2000, Detrital zircon geochronology of Upper Triassic strata in western Nevada, in Soreghan, M.J., Gehrels, G.E., (eds.), *Paleozoic and Triassic Paleogeography and Tectonics of Western Nevada and Northern California: Geological Society of America Special Paper 347*, 109–118.
- Marton, G., Buffler, R.T., 1994, Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico basin: *International Geology Review*, 36, 545–586.
- Masuda, A., Ikeuchi, Y., 1979, Lanthanide tetrad effects observed in marine environment: *Geochemical Journal*, 13, 19–22.
- Masuda, A., Akagi, T., 1989, Lanthanide tetrad effect observed in leucogranites from China: *Geochemical Journal*, 23, 245–253.
- Masuda, A., Kawakami, O., Dohmoto, Y., Takenaka, T., 1987, Lanthanide tetrad effects in nature: two mutually opposite types, W and M: *Geochemical Journal*, 21, 119–124.
- Mattinson, J.M., Graubard, C.M., Parkinson, D.L., McClelland, W.C., 1996, U–Pb reverse discordance in zircons: the role of fine-scale oscillatory zoning and submicron transport of Pb: *Geophysical Monograph*, 95, 355–370.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991, Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism: *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 358–374.
- McKee, W.J., Jones, W.N., Anderson, H.T., 1988, Las Delicias Basin, a record of Late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico: *Geology*, 16, 37–40.
- McLennan, S.M., 1994, Rare earth element geochemistry and the “tetrad” effect: *Geochimica et Cosmochimica*

Acta, 58, 2025–2033.

- McMillan, A., Harris, N.B.W., Holness, M., Ashwal, L., Kelley, S., Rambeloson, R., 2003, A granite–gabbro complex from Madagascar: constraints on melting of the lower crust: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 585–599.
- Middlemost, E.A.K., 1994, Naming materials in magma/igneous rock system: *Earth Science Reviews*, 37, 215–224.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., 1981, The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman Piute Range, California: *Journal of Geology*, 89, 233–246.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J., Dollase, W.A., 1981, Composition of plutonic muscovite: Genetic implications: *Canadian Mineralogist*, 19, 25–34.
- Miller, C.F., Wooden, J.L., Gerber, M.E., 1992, Plutonism at a tectonically evolving continent margin, Mesozoic granitoids of the eastern Mojave Desert, California, USA: 29th International Geological Congress, Abstracts, 29, 519.
- Miller, J.S., Glazner, A.F., Walker, J.D., Martin, M.W., 1995, Geochronologic and isotopic evidence for Triassic–Jurassic emplacement of the eugeoclinal allochthon in the Mojave Desert region, California: *Geological Society of America Bulletin*, 107, 1441–1457.
- Möller, A., O’Brien, P.J., Kennedy, A., Kröner, A., 2003, Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultra high temperature granulites of Rogaland (SW Norway), *in* Vance, D., Müller, W., Villa, I.M., (eds.), *Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures: Geological Society of London Special Publication 220*, 65–81.
- Monecke, T., Dulski, P., Kempe, U., 2007, Origin of convex tetrads in rare earth element patterns of hydrothermally altered siliceous igneous rocks from the Zinnwald Sn–W deposit, Germany: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 335–353.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S., 2007, Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Chemical Geology*, 244, 452–473.
- Morton, A.C., Claoue-Long, J.C., Berge, C., 1996, SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Staffjord formation, North Sea: *Journal of the Geological Society of London*, 153, 915–929.
- Muir, R.J., Ireland, T.R., Weaver, S.D., Bradshaw, J.D., 1996, Ion microprobe dating of Paleozoic granitoids: Devonian magmatism in New Zealand and correlations with Australia and Antarctica: *Chemical Geology*, 127, 191–210.
- Müntener, O., Kelemen, P.B., Grove, T.L., 2001, The role of H₂O during crystallisation of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, 643–658.
- Murphy, J.B., Keppie, J.D., Dostal, J., Waldron, J.W., Cude, M.P., 1996, Geochemical and isotopic characteristics of Early Silurian clastic sequences in Antigonish Highlands, Nova Scotia, Canada; constraints on the accretion of Avalonia in the Appalachian–Caledonide Orogen: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33, 379–388.
- Musselwhite, D.S., DePaolo, D.J., McCurry, M., 1989, The evolution of a silicic magma system— isotopic and chemical evidence from the Woods Mountains Volcanic Center, Eastern California: *Contributions to*

- Mineralogy and Petrology, 101, 19–29.
- Mushkin, A., Navon, O., Halicz, L., Hartmann, G., Stein, M., 2003, The petrogenesis of A-type magmas from the Amram Massif, southern Israel: *Journal of Petrology*, 44, 815–832.
- Nakamura, K., Morishita, T., Chang, Q., Neo, N., Kumagai, H., 2007, Discovery of lanthanide tetrad effect in an oceanic plagiogranite from an Ocean Core Complex at the Central Indian Ridge 25°S: *Geochemical Journal*, 41, 135–140.
- Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y., Mezger, K., Berndt, J., 2007, Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: A test for zircon model ages: *Chemical Geology*, 241, 23–37.
- Nebel-Jacobsen, Y., Scherer, E.E., Munker, C., Mezger, K., 2005, Separation of U, Pb, Lu, and Hf from single zircons for combined U–Pb dating and Hf isotope measurements by TIMS and MC-ICPMS: *Chemical Geology*, 220(1–2), 105–120.
- Nourse, J.A., Premo, W.R., Iriondo, A., Stahl, E.R., 2005, Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora-Arizona international border region, *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*, 123–182.
- Nowell, G.M., Kempton, P.D., Noble, S.R., Fitton, J.G., Saunders, A.D., Mahoney, J.J., Taylor, R.N., 1998, High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle: *Chemical Geology*, 149, 211–233.
- 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.
- Pan, Y., 1997, Controls on the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect—a discussion of the article by M. Bau (1996): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128, 405–408.
- Patchett P.J., Tatsumoto M., 1980, Lu-Hf total-rock isochron for the eucrite meteorites: *Nature*, 288, 571–574.
- Patchett, P.J., Kouvo, O., Hedge, C.E., Tatsumoto, M., 1981, Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78, 279–297.
- Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Soderlund, U., Salters, V.J.M., 2004, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systematics in chondrites and their constraints on the Lu-Hf properties of the Earth: *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 29–41.
- Paz-Moreno, F.A., Demant, A., Cochemé, J.-J., Dostal, J., Montigny, R., 2003, The Quaternary Moctezuma volcanic field: A tholeiitic to alkali basaltic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, México, *in* Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L. Martín-Barajas, A., (eds.), *Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA: Geological Society of America Special Paper 374*, 439–455.
- Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, *in* *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, Thorpe, R.S., (ed.). John Wiley & Sons, Chichester, U.K., 525–548.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, *in* *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Hawkesworth, C.J., Norry, M.J., (eds.), Shiva Press, Nantwich,

- U.K., 230–249.
- Pearce, J.A., 1996, Sources and settings of granitic rocks: *Episodes*, 19, 120–125.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979, Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33–47.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, 25, 956–983.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from The Kastamonu area, northern Turkey: *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- Peppard, D.F., Mason, G.W., Lewey, S., 1969, A tetrad effect in liquid extraction ordering of lanthanide (III): *Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry*, 31, 339–343.
- Petford, N., Atherton, M., 1996, Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru: *Journal of Petrology*, 37, 1491–1521.
- Petford, N., Gallagher, K., 2001, Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma: *Earth and Planetary Science Letters*, 193, 483–489.
- Petrelli, M., 2005, Petrograph, v. 1.0.2, [Computer Software]: Department of Earth Sciences, University of Perugia, Italy.
- Philpotts, A.R., 1966, Origin of anorthosite-mangerite rocks in Southern Quebec: *Journal of Petrology*, 7(1), 1–64.
- Philpotts, J.A., Schnetzler, C.C., Thomas, H.H., 1966, Rare-Earth abundances in an anorthosite and a mangerite: *Nature*, 212, 805–806.
- Pidgeon, R.T., Macambria, M.J.B., Lafon, J.M., 2000, Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajas province, Brazil: Evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite: *Chemical Geology*, 166, 159–171.
- Pindell, J.L., 1985, Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean: *Tectonics*, 4, 1–39.
- Pindell, J.L., Dewey, J., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, 1, 179–212.
- Pitcher, W.S., 1993, *The Nature and Origin of Granite*: Blackie Academic and Professional, London, 321 p.
- Plank, T., Langmuir, C., 1988, An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts: *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 349–370.
- 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.

- Poole, F.G., Gehrels, G.E., Stewart, J.H., 2008, Significance of detrital zircons in Upper Devonian ocean-basin strata of the Sonora allochthon and Lower Permian synorogenic strata of the Mina México foredeep, central Sonora, México, *in* Blodgett, R.B., Stanley, G.D.Jr. (eds.), *The Terrane Puzzle: New perspectives on paleontology and stratigraphy from the North American Cordillera*: Geological Society of America Special Paper 442, 121–131.
- Premo, W.R., Iriondo, A., Nourse, J.A., 2003, U-Pb zircon geochronology of Paleoproterozoic basement in northwestern Sonora, Mexico: Evidence for affinity to SW US provinces: *Geological Society of America Cordilleran Section Abstracts with Programs*, 35(4), 67.
- Rainbird, R., Heaman, L., Young, G., 1992, Sampling Laurentia: Detrital zircon geochronology offers evidence for an extensive Neoproterozoic river system originating from Grenville orogen: *Geology*, 20, 351–354.
- Rainbird, R.H., Hamilton, M.A., Young, G.M., 2001, Detrital zircon geochronology and provenance of the Torridonian, NW Scotland: *Journal of the Geological Society, London*, 158, 15–27.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995, Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling: *Journal of Petrology*, 36, 891–931.
- Restrepo, J., Toussaint, J., González, H., Linares, E., 1978, Datación de metasedimentos del grupo Ayura-Montebello. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, *Publicación Especial Geology*, 10, 1–5.
- Restrepo, J., Toussaint, J., González, H., Cordani, U., Kawashita, K., Linares, E., Parila, C., 1991, Precisiones geocronológicas sobre el occidente colombiano, *en* Simposio sobre Magmatismo Andino y su marco tectónico, Manizales, Colombia.
- Reynolds, S.J., Spencer, J.E., Asmerom, Y., DeWitt, E., Laubach, S.E., 1989, Early Mesozoic uplift in westcentral Arizona and southeastern California: *Geology*, 17, 207–211.
- Riggs, N.R., Lehman, T.M., Gehrels, G.E., Dickinson, W.R., 1996, Detrital zircon link between headwaters and terminus of the Upper Triassic Chinle-Dockum paleoriver system: *Science*, 273, 97–100.
- Riggs, N.R., Ash, S.R., Barth, A.P., Gehrels, G.E., Wooden, J.L., 2003, Isotopic age of the Black Forest Bed, Petrified Forest Member, Chinle Formation, Arizona: An example of dating a continental sandstone: *Geological Society of America Bulletin*, 115, 1315–1323.
- Roberts, M.P., Clemens, J.D., 1993, Origin of high-potassium, calcalkaline, I-type granitoids: *Geology*, 21, 825–828.
- Rogers, G., Hawkesworth, C.J., 1989, A geochemical traverse across the North Chilean Andes—evidence for crust generation from the mantle wedge: *Earth and Planetary Science Letters*, 91, 271–285.
- Roldán-Quintana, J., McDowell, F.W., Delgado-Granados, H., Valencia-Moreno, M., 2009, East-west variations in age, chemical and isotopic composition of the Laramide batholith in southern Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 543–563.
- Rollinson, H.R., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman, UK, 352 p.
- Romick, J.D., Kay, S.M., Kay, R.W., 1992, The influence of amphibole fractionation on the evolution of calcalkaline andesite and dacite tephra from the central Aleutians, Alaska: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 112, 101–118.
- Ross, C.A., 1979, Late Paleozoic collision of North and South America: *Geology*, 7, 41–44.
- Ross, C.A., 1986, Paleozoic evolution of southern margin of Permian basin: *Geological Society of America Bulletin*,

97, 536–554.

- Rubatto, D., 2002, Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism: *Chemical Geology*, 184, 123–138.
- Rubatto, D., Gebauer, D., 2000, Use of cathodoluminescence for U–Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps, *in Cathodoluminescence in Geosciences*, *in* Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D., (eds.) Springer, Berlin, 373–400.
- Saleeby, J.B., Busby-Spera, C.J., 1992, Early Mesozoic tectonic evolution of the western U.S. Cordillera, *in* Burchfiel, B.C., Lipman, P.W., Zoback, M.L., (eds.), *The Cordilleran orogen: conterminous U.S. Geology of North America*, Boulder, Colorado, Geological Society of America, G-3, 107–168.
- Salvador, A., 1991, Origin and development of the Gulf of Mexico basin, *in* Salvador, A., (ed.), *The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, J*, 389–444.
- Samson, S.D., D’Lemos, R.S., Blichert-Toft, J., Vervoort, J., 2003, U–Pb geochronology and Hf–Nd isotope compositions of the oldest Neoproterozoic crust within the Cadomian orogen: new evidence for a unique juvenile terrane: *Earth and Planetary Science Letters*, 208, 165–180.
- Samson, S.D., Inglis, J.D., D’Lemos, R.S., Admou, H., Blichert-Toft, J., Hefferan, K., 2004, Geochronological, geochemical, and Hf–Nd isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwine ophiolite, Anti-Atlas orogen, Morocco: *Precambrian Research*, 135, 133–147.
- Sano, Y., Terada, K., Fukuoka, T., 2002, High mass resolution ion microprobe analysis of rare earth elements in silicate glass, apatite and zircon: lack of matrix dependency: *Chemical Geology*, 184, 217–230.
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Günther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer D., 1999, Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U–Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 186–201.
- Scherer, E., Munker, C., Mezger, K., 2001, Calibration of the lutetium-hafnium clock: *Science*, 293, 683–687.
- Schmidberger, S.S., Heaman, L.M., Simonetti, A., Creaser, R.A., Cookenboo, H.O., 2005, Formation of Paleoproterozoic eclogitic mantle, Slave province (Canada): Insights from in-situ Hf and U–Pb isotopic analyses of mantle zircons: *Earth and Planetary Science Letters*, 240, 621–633.
- Schmitt, J.G., Steidtmann, J.R., 1990, Interior ramp-supported uplifts: implications for sediment provenance in foreland basins: *Geological Society of America Bulletin*, 102, 494–501.
- Schweickert, R.A., Lahren, M.M., 1989, Triassic caldera near Tioga Pass, Yosemite National Park, CA: Structural relations and significance: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 21(5), 141.
- Schweickert, R.A., Lahren, M.M., 1993, Triassic–Jurassic magmatic arc in Eastern California and western Nevada: Arc evolution, cryptic tectonic breaks, and significance of the Mojave–Snow Lake fault, *in* Dunne, G., McDougall, K., (eds.), *Mesozoic paleogeography of the western United States–II: Los Angeles, Pacific Section: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 71, 227–246..
- Sedlock, R.L., 1993, Mesozoic geology and tectonics of blueschist and associated oceanic terranes in the Cedros–Vizcaino–San Benito and Magdalena–Santa Margarita regions, Baja California, Mexico, *in* Dunne, G.C., McDougall, K.A., (eds.), *Mesozoic paleogeography of the western United States–II: Los Angeles, Pacific Section, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Book 71*, 113–125.

- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2002, Carta Geológico-Minera Puerto Peñasco H12-1, Sonora, escala 1:250,000.
- Shand, S.J., 1927, *Eruptive Rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits*: Murby, London, John Wiley & Sons, New York, 370 p.
- Silver, L.T., Anderson, T.H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American Craton margin: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 6, 955.
- Sing, S., Barley, M.E., Brown, S.J., Jain, A.K., Manickavasagam, R.M., 2002, SHRIMP U-Pb in zircon geochronology of the Chor granitoid: Evidence for Neoproterozoic magmatism in the Lesser Himalayan granite belt of NW India: *Precambrian Research*, 118, 285–292.
- Sisson, T.W., Ratajesti, K., Hankins, W.B., Glazner, A.F., 2005, Voluminous granitic magmas from common basaltic sources: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148, 635–661.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008, Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis: *Chemical Geology*, 249, 1–35.
- Smith, D.R., Leeman, W.P., 1987, Petrogenesis of Mount St. Helens dacitic magmas: *Journal of Geophysical Research*, 92, 10313–10334.
- Snow, J.K., Asmeron, Y., Lux, D.R., 1991, Permian-Triassic plutonism and tectonics, Death Valley region, California and Nevada: *Geology*, 19, 629–632.
- Soderlund, U., Patchett, P., Vervoort J., Isachsen, C., 2004, The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions: *Earth and Planetary Science Letters*, 219, 311–324.
- Solari, L.A., Tanner, M., 2011, UPb.age, a fast data reduction script for LA-ICP-MS U-Pb geochronology: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1), 83–91.
- Solari, L.A., 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, 149–161.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2010, U-Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5–18.
- Soto-Verdugo, L.C., 2006, El zócalo ígneo-metamórfico Sierrita Prieta, Sonora Norte Central, México: Características petrográficas, geoquímicas y geocronológicas: Tesis de Licenciatura, Universidad de Sonora, 113 p.
- Speer, J.A., 1984, Micas in igneous rocks: *Reviews in Mineralogy*; Mineralogical Society of America 13, 357–368.
- Statteger, K., Morton, A.C., 1992, Statistical analysis of garnet compositions and lithostratigraphic correlation; Brent Group sandstones of the Oseberg Field, northern North Sea, *in* Morton, A.C., Haszeldine Stuart, R., Giles, M.R., Brown, S., (eds.) *Geology of the Brent Group*: Geological Society, London, Special Publications, 61, 245–262.
- Stern, R.J., 2002, Subduction zones: *Reviews of Geophysics*, 40, 1–38.
- Stevens, G., Clemens, J.D., Droop, G.T.R., 1997, Melt production during granulite-facies anatexis: experimental

- data from primitive metasedimentary protoliths: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128, 352–370.
- Stevenson, P.K., Patchett, P.J., 1990, Implications for the evolution of continental crust from Hf isotopes of Archean detrital zircons: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1683–1697.
- Stewart, J.H., 1976, Late Precambrian margin of North America: Plate tectonic implications: *Geology*, 4, 11–15.
- Stewart, J.H., 1988, Latest Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America and the accretion of Mexico: *Geology*, 16, 186–189.
- Stewart, J.H., Roldán-Quintana, J., 1991, Upper Triassic Barranca Group; nonmarine and shallow marine rift-basin deposits of northwestern Mexico: *Geological Society of America Special Paper 254*, 19–36.
- Stewart, J.H., Poole, F.G., Wilson, R.F., 1972, Stratigraphy and origin of the Chinle Formation and related Upper Triassic strata in the Colorado Plateau region with a section on Sedimentary petrology by Cadigan, R.A., and on Conglomerate studies by Thordarson, W., Albee, H.F., Stewart, J.H., U.S. Geological Survey Professional Paper 690, 336 p.
- Stewart, J.H., Anderson, T.H., Haxel, G.B., Silver, L.T., Wright, J.E., 1986, Late Triassic paleogeography of the southern Cordillera: The problem of a source for voluminous volcanic detritus in the Chinle Formation of the Colorado Plateau region: *Geology*, 14, 567–570.
- Stewart, J.H., Amaya-Martínez, R., Stamm, R.G., Wardlaw, B.R., Stanley, G.D., Stevens, C.H., 1997, Stratigraphy and regional significance of Mississippian to Jurassic rocks in Sierra Santa Teresa, Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 115–135.
- Stewart, J.H., Blodgett, R.B., Boucot, A.J., Carter, J.L., López, R., 1999, Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico, *in* Ramos, V.A., Keppie, J.D., (eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea: Geological Society of America Special Paper 336*, 227–252.
- Stewart J.H., Gehrels, G.E., Barth, A.P., Link, P.K., Christie-Blick, N., Wrucke, C.T., 2001, Detrital zircon provenance of Mesoproterozoic to Cambrian arenites in the western United States and northwestern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1343–1356.
- Stewart J.H., Amaya-Martínez, R., Palmer, A.R., 2002, Neoproterozoic and Cambrian strata of Sonora, Mexico: Rodinian supercontinent to Laurentian Cordilleran margin, *in* Barth, A. (ed.), *Contributions to crustal evolution of the southwestern United States: Geological Society of America Special Paper 365*, 5–48.
- Streckeisen, A., 1973, Plutonic Rocks: Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: *Geotimes*, 18(10), 26–30.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth Science Reviews*, 12, 1–33.
- Streckeisen, A., Le Maître, R.W., 1979, A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks: *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 136, 169–206.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes, *in* Saunders A.D., Norry M.J., (eds.), *Magmatism in ocean basins: Geological Society of London Special Publication*, 42, 313–345.
- Tatsumi, Y., Eggins, S., 1995, *Subduction zone magmatism: Wiley-Blackwell*, 211 p.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, *The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell Scientific*, 312 p.

- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W., Irving, A.J., 1993, Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 333–351.
- Thirlwall, M.F., Walder, A.J., 1995, In-situ Hf isotope ratio analysis of zircon by inductively coupled plasma multiple collector mass spectrometry: *Chemical Geology*, 122, 241–247.
- Thomas, J.B., Bodnar, R.J., Shimizu, N., Sinha, A.K., 2002, Determination of zircon/melt trace element partition coefficients from SIMS analysis of melt inclusions in zircon: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 2887–2901.
- Thompson, A.B., 1996, Fertility of crustal rocks during anatexis: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 87, 1–10.
- Thornton, C.P., Tuttle, O.F., 1960, Chemistry of igneous rocks. I Differentiation Index: *American Journal of Science*, 258, 664–684.
- Thrane, K., 2002, Relationships between Archean and Paleoproterozoic crystalline basement complexes in the southern part of the East Greenland Caledonides: An ion microprobe study: *Precambrian Research*, 113, 19–42.
- 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.
- Valenzuela-Navarro, L.C., Valencia-Moreno, M., Iriondo, A., Premo, W.R., 2003, The El Creston Granite: A new confirmed Paleoproterozoic locality in the Opodepe area, north-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 32(4), 83.
- van Wyck, N., Williams, I.S., 2002, Age and provenance of basement metasediments from the Kubor and Bena Bena Blocks, central Highlands, Papua New Guinea: constraints on the tectonic evolution of the northern Australian cratonic margin: *Australian Journal of Earth Sciences*, 49, 565–577.
- Vavra, G., 1990, On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106, 90–99.
- Vavra, G., Gebauer D., Schmid, R., Compston, W., 1996, Multiple zircon growth and recrystallisation during polyphase, Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122, 337–358.
- Vavra, G., Schmid, R., Gebauer, D., 1999, Internal morphology, habit and U–Th–Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 380–404.
- Verma, S.P., Lozano-Santa Cruz, R., Girón P., Velasco F., 1996, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, 2, 237–242.
- Vervoort, J.D., Blichert-Toft, J., 1999, Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 533–556.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 1996, Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: Constraints from Precambrian crustally derived granites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(19), 3717–3733.

- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Soderlund, U., Baker, M., 2004, Isotopic composition of Yb and the determination of Lu concentrations and Lu/Hf ratios by isotope dilution using MC-ICPMS: *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 5, doi:10.1029/2004GC000721.
- Vidal-Solano, J.R., Demant, A., Paz-Moreno, F.A., Lapiere, H., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W., 2008, Insights into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico: Geochronology and geochemistry of the Miocene volcanic rocks from the Pinacate area, Sonora: *Geological Society of America Bulletin*, 120, 691–708.
- Viele, G.W., Thomas, W.A., 1989, Tectonic synthesis of the Ouachita orogenic belt, *in* Hatcher, R.D., Jr., Thomas, W.A., Viele, G.W., (eds.), *The Appalachian-Ouachita orogenic belt in the United States*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, F-2, 695–728.
- Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988, Experimental determination of fluid absent melting relations in the pelitic relation in pelitic system: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98, 357–376.
- Villaseca, C., Barbero, L., Herreros, V., 1998, A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 89, 113–119.
- Villaseca, C., Downes, H., Pin, C., Barbero, L., 1999, Nature and composition of the lower continental crust in central Spain and the granulite-granite linkage: inferences from granulitic xenoliths: *Journal of Petrology*, 40, 1465–1496.
- Villaseca, C., Martin-Romera, C., De la Rosa, J., Barbero, L., 2003, Residence and redistribution of REE, Y, Zr, Th and U during granulite-facies metamorphism: behaviour of accessory and major phases in peraluminous granulites of central Spain: *Chemical Geology*, 200, 293–323.
- Vinasco, C.J., Cordani, U.G., González, H., Weber, M., Pelaez, C., 2006, Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 355–371.
- Wang, X., Kienast, J.R., 1999, Morphology and geochemistry of zircon: a case study on zircon from the microgranitoid enclaves: *Science in China*, 42, 544–552.
- Wang, X., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Zhou, X., Xu, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., 2002, Morphology and geochemistry of zircons from late Mesozoic igneous complexes in coastal SE China: implications for petrogenesis: *Mineralogical Magazine*, 66, 235–251.
- Wang, X., Griffin, W.L., Wang, Z., Zhou, X.M., 2003, Hf isotope compositions of zircons and implications for the petrogenesis of Yajiangqiao granite, Hunan Province, China: *Chinese Science Bulletin*, 48, 995–998.
- Wang, X., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Li, W., 2007, Three stages of zircon growth in magmatic rocks from the Pingtan Complex, eastern China: *Acta Geologica Sinica*, 81, 68–80.
- Wang, X., Griffin, W.L., Chen, J., Huang, P., Li, X., 2011, U and Th contents and Th/U ratios of zircon in felsic and mafic magmatic rocks: Improved zircon-melt distribution coefficients: *Acta Geologica Sinica*, 85(1), 164–174.
- 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 Mexico: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif: *International Journal of Earth Sciences*, 96, 253–269.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987, A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and

- petrogenesis: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407–419.
- Whitaker, M.L., Nekvasil, H., Lindsley, D.H., McCurry, M., 2008, Can crystallization of olivine tholeiite give rise to potassic rhyolites? — an experimental investigation: *Bulletin of Volcanology*, 70, 417–434.
- White, A.J.R., Chappell, B.W., 1983, Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: *Geological Society of America Memoir*, 159, 21–34.
- Whitehouse, M.J., Platt, J.P., 2003, Dating highgrade metamorphism – constraints from rare-earth elements in zircon and garnet: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 61–74.
- Whitehouse, M.J., Bridgewater, D., Park, R.G., 1997, Detrital zircon ages from the Loch Maree Group, Lewisian Complex, NW Scotland: confirmation of Palaeoproterozoic Laurentia– Fennoscandia connection: *Terra Nova*, 9, 260–263.
- Whitmeyer, S.J., Karlstrom, K.E., 2007, Tectonic model for the Proterozoic growth of North America: *Geosphere*, 3(4), 220–259.
- Wilde, S.A., Youssef, K., 2000, Significance of SHRIMP U-Pb dating of the Imperial Porphyry and associated Dokhan Volcanics, Gebel Dokhan, north Eastern Desert, Egypt: *Journal of African Earth Sciences*, 31, 403–413.
- Wilde, S.A., Valley, J.W., Peck, W.H., Graham, C.M., 2001, Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago: *Nature*, 409, 175–178.
- Williams, I.S., 2001, Response of detrital zircon and monazite, and their U–Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia: *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 557–580.
- Williams, I.S., Claesson, S., 1987, Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97, 205–217.
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Springer 2007, New York: 466 pp.
- Wilson, M., Davidson, J.P., 1984, The relative roles of crust and upper mantle in the generation of oceanic island arc magmas: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A310, 661–674.
- Wolf, M.B., Wyllie, J.P., 1994, Dehydration melting of amphibolite at 10 kbar: The effects of temperature and time: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, 369–383.
- Wooden, J.L., Miller, D.M., 1990, Chronologic and isotopic framework for Early Proterozoic crustal evolution in the eastern Mojave Desert region, southeastern California: *Journal of Geophysical Research*, 95, 20,133–20,146.
- Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Davidson, J.P., Eggins, S.M., 2001, Hafnium isotope evidence for conservative element mobility during subduction zone processes: *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 331–346.
- Woodhead, J.D., Hergt J.M., 2005, A preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29, 183–195.
- Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Shelley, M., Eggins, S., Kemp, R., 2004, Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries, and concomitant age estimation: *Chemical Geology*, 209, 121–135.
- Wu, F.Y., Wilde, S.A., Zhang, G.L., Sun, D.Y., 2004, Geochronology and petrogenesis of the post-orogenic Cu–Ni sulfide-bearing mafic–ultramafic complexes in Jilin Province, NE China: *Journal of Asian Earth*

- Sciences, 23, 781–797.
- Wu, F.Y., Yang, Y.H., Xie, L.W., Yang, J.H., Xu, P., 2006, Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U–Pb geochronology: *Chemical Geology*, 234, 105–126.
- Wyllie, P.J., 1984, Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products: *Transactions of the Royal Society of London*, A310, 439–456.
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Chung, S.L., Wilde, S.A., Chu, M.F., 2006a, A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic evidence: *Lithos*, 89, 89–106.
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Shao, J.A., Wilde, S.A., Xie, L.W., Liu, X.M., 2006b, Constraints on the timing of uplift of the Yanshan Fold and Thrust Belt, North China: *Earth and Planetary Science Letters*, 246, 336–352.
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A., Xie, L.W., Yang, Y.H., Liu, X.M., 2007, Tracing magma mixing in granite genesis: in situ U–Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons: *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 153, 177–190.
- Young, D.N., Fanning, C.M., Shaw, R.D., Edgoose, C.J., Blake, D.H., Page, R.W., Camacho, A., 1995, U–Pb zircon dating of tectonomagmatic events in the northern Arunta Inlier, central Australia: *Precambrian Research*, 71, 45–68.
- Zhai, M., Ni, Z., OH, C., Guo, J., Choi, S., 2005, SHRIMP zircon age of a Proterozoic rapavaki granite batholite in the Gyeonggi massif (South Korea) and its geological implications: *Geological Magazine*, 142, 23–30.
- Zhang, S.B., Zheng, Y.F., Wu, Y.B., Zhao, Z.F., Gao, S., Wu, F.Y., 2006a, Zircon U–Pb age and Hf–O isotope evidence for Paleoproterozoic metamorphic event in South China: *Precambrian Research*, 151, 265–288.
- Zhang, S.B., Zheng, Y.F., Wu, Y.B., Zhao, Z.F., Gao, S., Wu, F.Y., 2006b, Zircon isotope evidence for ≥ 3.5 Ga continental crust in the Yangtze craton of China: *Precambrian Research*, 146, 16–34.
- Zhang, S.B., Zheng, Y.F., Wu, Y.B., Zhao, Z.F., Gao, S., Wu, F.Y., 2006c, Zircon U–Pb age and Hf isotope evidence for 3.8 Ga crustal remnant and episodic reworking of Archean crust in South China: *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 56–71.
- Zhang, X.H., Mao, Q., Zhang, H.F., Wilde, S.A., 2008, A Jurassic peraluminous leucogranite from Yiwulüshan, western Liaoning, North China Craton: age, origin and tectonic significance: *Geological Magazine*, 145, 305–320.
- Zhang, X.H., Zhang, H.F., Wilde, S.A., Yang, Y.H., Chen, H.H., 2010, Late Permian to early Triassic mafic to felsic intrusive rocks from North Liaoning, North China: Petrogenesis and implication for Phanerozoic continental growth: *Lithos*, 117, 283–306.
- Zhao, Z., Xiong, X., Han, X., Wang, Y., Wang, Q., Bao, Z., Jahn, B.M., 2002, Controls on the REE tetrad effect in granites: Evidence from the Qianlishan and Baerzhe Granites, China: *Geochemical Journal*, 36, 527–543.
- Zheng, Y.F., Fu, B., Li, Y., 1999, Hydrogen and oxygen isotope evidence for fluid–rock interactions in the stages of pre- and post-UHP metamorphism in the Dabie Mountains: *Science in China, Ser. D (in Chinese)*, 29(2), 113.
- Zheng, Y.F., Zhao, Z.F., Wu, Y.B., Zhang, S.B., Liu, X.M., Wu, F.Y., 2006, Zircon U–Pb age, Hf and O isotope constraints on protolith origin of ultrahigh-pressure eclogite and gneiss in the Dabie orogen: *Chemical Geology*, 231, 135–158.
- Zheng, Y.F., Zhang, S.B., Zhao, Z.F., Wu, Y.B., Li, X., Li, Z., Wu, F.Y., 2007, Contrasting zircon Hf and O

isotopes in the two episodes of Neoproterozoic granitoids in South China: implications for growth and reworking of continental crust: *Lithos*, 96, 127–150.

Zheng, Y.F., Wu, R.X., Wu, Y.B., Zhang, S.B., Yuan, H.L., Wu, F.Y., 2008, Rift melting of juvenile arc-derived crust: geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China: *Precambrian Research*, 163, 351–383.

Zhou, M., Yan, D., Kennedy, A.K., Li, Y., Ding, J., 2002, SHRIMP U-Pb geochronology and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China: *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 51–67.

Apéndice A. Geocronología U-Pb en zircones de rocas paleoproterozoicas, laramídicas y miocénicas

A.1 Gneises bandeados paleoproterozoicos de Sierra Los Tanques y Cerros Intersección

Estos gneises cuarzo-feldespáticos caracterizados por su textura bandeada, producto de la intercalación cíclica y continua a escala centimétrica de las capas composicionales leucocráticas y rosáceas de cuarzo y feldespato y de las capas oscuras ricas en biotita, forman parte de un gran complejo de gneises de edad paleoproterozoica que conforma al basamento que aflora en toda el área de Sierra Los Tanques. Seis muestras representativas de este basamento fueron seleccionadas para su fechamiento por el método geocronológico U-Pb en zircones utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS) con la finalidad de obtener la edad de cristalización de los protolitos de estas rocas gnéisicas y tener un mejor control temporal de este basamento en la región.

A continuación, se describen los datos geocronológicos U-Pb en zircones para cada una de las muestras. Los resultados están reportados en las [Tabla A1-A2](#) y se encuentran graficados en las [Figuras A1-3](#). Las imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de los zircones seleccionados y analizados de cada muestra son mostradas en las [Figuras B1-B6](#) que se encuentran en el [Apéndice B](#) en este documento. En las imágenes de CL se observa el lugar de ablación y la edad de ese punto en el zircón. Cabe destacar que en algunas muestras, los sitios potenciales para analizar en los zircones se seleccionaron previamente con imágenes de cátodoluminiscencia que no mostraban claramente una estructura interna del zircón. Sin embargo, imágenes de cátodoluminiscencia para estas muestras fueron tomadas después de realizar los análisis de ablación con el fin de observar el lugar de ablación para la interpretación de los datos.

A.1.1 Gneis bandado cuarzo-feldespático de biotita (TANSE09-08)

Esta muestra de gneis bandado TANSE09-08 fue recolectada en el sector sureste de Sierra Los Tanques ([Figura 5](#)). Después de realizar el proceso de separación mineral y montaje, se seleccionaron los mejores 30 granos de zircón para realizar el fechamiento U-Pb por la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). Cabe señalar que cuatro análisis fueron descartados por presentar una mala señal analítica, posiblemente debido a fluctuaciones en la instrumentación durante los análisis o por haber ablacionado una mezcla considerable de dominios en los zircones al momento del análisis. Tampoco se puede descartar que estos análisis representen mezcla de zircón con inclusiones de otros minerales, comúnmente apatitos. Cabe señalar que esta misma problemática se observa en otras muestras de esta suite. En general, los zircones de esta muestra son transparentes, ligeramente coloreados con tonos amarillos. La morfología de los cristales es predominantemente prismática con formas subhedrales a euhedrales principalmente alargadas, presentando tamaños promedio de $\sim 200 \mu\text{m}$. La mayoría de los zircones tiene bordes y picos subredondeados producto posiblemente de una recristalización durante el metamorfismo (bordes blancos

Tabla A1. Localización de muestras, clasificación, arreglos minerales y edades de rocas variadas recolectadas en Sierra Los Tanques, NW de Sonora, México.

Muestra	Lat. (°N) [†]	Long. (°W) [†]	Tipo de roca	Minerales primarios	Minerales secundarios	Minerales accesorios	Edad (Ma)
<i>Sierra Los Tanques</i>							
<i>Rocas paleoproterozoicas</i>							
TANSE09-08	31°48'53"	112°59'29"	Gneis bandeado Qtz-Kfs de clorita y biotita	Qtz+Kfs+Pl	Chl+Ep	Zrn	1763 ± 34 Ma [®]
TANSE09-02	31°46'14"	113°00'49"	Gneis bandeado Qtz-Kfs con biotita	Qtz+Kfs+Pl	Chl+Bt+Ep	Zrn+Ttn	1748 ± 35 Ma [®]
TANW09-02	31°55'08"	113°09'21"	Gneis bandeado Qtz-Kfs de clorita y biotita	Qtz+Kfs+Pl	Bt	Zrn+Grt	1732 ± 39 Ma [®]
TANW09-08	31°56'08"	113°09'04"	Gneis bandeado Qtz-Kfs con clorita y biotita	Qtz+Kfs+Pl	Chl+Bt+Ep	Zrn	1726 ± 14 Ma [®]
GneisCen-1	31°48'53"	112°59'29"	Gneis bandeado Qtz-Kfs con clorita y epidota	Qtz+Kfs+Pl	Chl+Bt+Ep	Zrn+Ttn	1682 ± 17 Ma [®]
<i>Rocas cretácicas</i>							
CG09-02	3539275N*	294265E*	Granodiorita de biotita y hornblenda	N.D.	N.D.	N.D.	75.38 ± 0.26 Ma ^{®®}
MICRO-2	3536095N*	297555E*	Microdiorita	N.D.	N.D.	N.D.	72.65 ± 0.58 Ma ^{®®}
TANSE-10	3520005N*	311895E*	Granito de dos micas	N.D.	N.D.	N.D.	63.15 ± 0.57 Ma ^{®®}
<i>Roca miocénica</i>							
LV09-01	3535777N*	291355E*	Riolita	N.D.	N.D.	N.D.	14.17 ± 0.13 Ma ^{®®}

Abreviaturas: Qtz = Cuarzo, Kfs = Feldespato potásico, Pl = Plagioclasa, Bt = Biotita, Ep = Epidota, Chl = Chlorita, Ap = Apatito, Grt = Granate, Ttn = Titanita, Zrn = Zircón, Min. Op. = Minerales opacos, F.A. = Feldespato Alcalino.

[†]Lat. = Latitud, Long. = Longitud. DATUM WGS84. *Coordenadas UTM.

[®]Edades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de zircones determinadas por técnica de ablación laser (LA-ICPMS) obtenidas en este estudio.

^{®®}Edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U de zircones determinadas por técnica de ablación laser (LA-ICPMS) obtenidas en este estudio.

N.D. = No Determinada.

Tabla A2. Datos analíticos de U-Th-Pb obtenidos por LA-ICP-MS en zircones de gneises bandeados paleoproterozoicos de Sierra Los Tanques, NW Sonora, México.

Número de análisis	U ⁱ (ppm)	Th ⁱ (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^t	error (%) ^t	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^t	error (%) ^t	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^t	error (%) ^t	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ^t	error (%) ^t	Rho	% disc. ^{tt}	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error (Ma) ^t	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	error (Ma) ^t	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th	error (Ma) ^t	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	error (Ma) ^t	Edad (Ma)	error (Ma) ^t
Muestra TANSE09-08 Gneis bandeado cuarzo-feldespático de biotita (SE Sierra Los Tanques) Probeta HARIM-4 (Junio 2009)																							
SE08-12	708	48	0.06	0.09909 ± 0.00084	3.67720 ± 0.03503	0.26898 ± 0.00116	0.07717 ± 0.00123	0.46	2	1536 ± 6	1566 ± 8	1607 ± 16	1503 ± 23	1607 ± 16									
SE08-8	604	125	0.19	0.09970 ± 0.00093	3.63881 ± 0.03894	0.26471 ± 0.00108	0.07733 ± 0.00032	0.43	3	1514 ± 6	1558 ± 9	1618 ± 18	1505 ± 6	1618 ± 18									
SE08-25	597	51	0.08	0.09996 ± 0.00084	3.65930 ± 0.03437	0.26543 ± 0.00111	0.07968 ± 0.00127	0.45	3	1518 ± 6	1563 ± 7	1623 ± 16	1550 ± 24	1623 ± 16									
SE08-19	1199	93	0.07	0.10063 ± 0.00083	3.89520 ± 0.03571	0.28054 ± 0.00115	0.08047 ± 0.00129	0.44	1	1594 ± 6	1613 ± 7	1636 ± 16	1564 ± 24	1636 ± 16									
SE08-3	643	63	0.09	0.10077 ± 0.00085	3.82630 ± 0.03544	0.27527 ± 0.00107	0.08090 ± 0.00129	0.41	2	1567 ± 5	1598 ± 7	1638 ± 16	1572 ± 24	1638 ± 16									
SE08-14	1432	117	0.07	0.10081 ± 0.00083	3.99110 ± 0.03677	0.28699 ± 0.00121	0.08298 ± 0.00133	0.45	0	1626 ± 6	1632 ± 7	1639 ± 16	1611 ± 25	1639 ± 16									
SE08-11	609	80	0.12	0.10089 ± 0.00084	3.79210 ± 0.03545	0.27241 ± 0.00117	0.07900 ± 0.00126	0.45	2	1553 ± 6	1591 ± 8	1641 ± 16	1537 ± 24	1641 ± 16									
SE08-4	381	40	0.10	0.10096 ± 0.00085	3.82380 ± 0.03608	0.27458 ± 0.00118	0.08183 ± 0.00131	0.45	2	1564 ± 6	1598 ± 8	1642 ± 16	1590 ± 24	1642 ± 16									
SE08-1	734	105	0.13	0.10104 ± 0.00082	4.07590 ± 0.03682	0.29242 ± 0.00117	0.08412 ± 0.00135	0.44	0	1654 ± 6	1649 ± 7	1643 ± 14	1633 ± 25	1643 ± 14									
SE08-23	560	121	0.20	0.10177 ± 0.00098	3.91316 ± 0.04954	0.27886 ± 0.00186	0.08129 ± 0.00053	0.60	2	1586 ± 9	1616 ± 10	1657 ± 19	1580 ± 10	1657 ± 19									
SE08-22	1124	122	0.10	0.10211 ± 0.00085	3.99450 ± 0.03830	0.28360 ± 0.00136	0.08303 ± 0.00133	0.50	1	1609 ± 7	1633 ± 8	1663 ± 16	1612 ± 25	1663 ± 16									
SE08-21	709	104	0.13	0.10268 ± 0.00087	3.95710 ± 0.03769	0.27940 ± 0.00120	0.08264 ± 0.00132	0.46	2	1588 ± 6	1625 ± 8	1673 ± 16	1605 ± 25	1673 ± 16									
SE08-17	987	22	0.02	0.10335 ± 0.00086	4.19320 ± 0.03882	0.29412 ± 0.00121	0.08658 ± 0.00147	0.44	1	1662 ± 6	1673 ± 8	1685 ± 16	1678 ± 27	1685 ± 16									
SE08-29	456	69	0.14	0.10411 ± 0.00086	4.34320 ± 0.04080	0.30250 ± 0.00133	0.09432 ± 0.00104	0.48	0	1704 ± 7	1702 ± 8	1699 ± 16	1822 ± 19	1699 ± 16									
SE08-9	1103	353	0.29	0.10513 ± 0.00087	4.17660 ± 0.03795	0.28798 ± 0.00107	0.07777 ± 0.00124	0.41	2	1631 ± 5	1669 ± 7	1717 ± 16	1514 ± 23	1717 ± 16									
SE08-30	735	257	0.32	0.10531 ± 0.00090	4.16370 ± 0.03894	0.28666 ± 0.00112	0.08389 ± 0.00134	0.41	3	1625 ± 6	1667 ± 8	1720 ± 16	1628 ± 25	1720 ± 16									
SE08-16	765	135	0.16	0.10547 ± 0.00088	4.38740 ± 0.04101	0.30152 ± 0.00130	0.08691 ± 0.00139	0.45	1	1699 ± 6	1710 ± 8	1723 ± 16	1684 ± 26	1723 ± 16									
SE08-18	113	72	0.58	0.10611 ± 0.00094	4.53200 ± 0.04540	0.30967 ± 0.00142	0.08914 ± 0.00143	0.47	0	1739 ± 7	1737 ± 8	1734 ± 17	1726 ± 27	1734 ± 17									
SE08-15	1322	357	0.24	0.10622 ± 0.00088	4.45160 ± 0.04141	0.30381 ± 0.00128	0.08656 ± 0.00138	0.45	1	1710 ± 6	1722 ± 8	1736 ± 16	1678 ± 26	1736 ± 16									
SE08-5	470	122	0.23	0.10638 ± 0.00088	4.51440 ± 0.04306	0.30756 ± 0.00145	0.08857 ± 0.00142	0.50	0	1729 ± 7	1734 ± 8	1738 ± 16	1715 ± 26	1738 ± 16									
SE08-10	549	181	0.30	0.10646 ± 0.00089	4.47070 ± 0.04219	0.30440 ± 0.00131	0.08750 ± 0.00140	0.46	1	1713 ± 6	1726 ± 8	1740 ± 16	1695 ± 26	1740 ± 16									
SE08-24	446	108	0.22	0.10712 ± 0.00091	4.35750 ± 0.04151	0.29493 ± 0.00127	0.08662 ± 0.00139	0.45	2	1666 ± 6	1704 ± 8	1751 ± 16	1679 ± 26	1751 ± 16									
SE08-26	504	141	0.25	0.10717 ± 0.00091	4.42730 ± 0.04198	0.29957 ± 0.00126	0.08832 ± 0.00141	0.45	2	1689 ± 6	1717 ± 8	1752 ± 16	1711 ± 26	1752 ± 16									
SE08-7	274	109	0.36	0.10720 ± 0.00090	4.55100 ± 0.04337	0.30776 ± 0.00138	0.08711 ± 0.00148	0.47	1	1730 ± 7	1740 ± 8	1752 ± 16	1688 ± 28	1752 ± 16									
SE08-20	436	105	0.22	0.10739 ± 0.00089	4.62420 ± 0.04261	0.31213 ± 0.00125	0.08980 ± 0.00144	0.44	0	1751 ± 6	1754 ± 8	1756 ± 16	1738 ± 27	1756 ± 16									
SE08-27	300	118	0.36	0.10815 ± 0.00092	4.68000 ± 0.04377	0.31380 ± 0.00122	0.09040 ± 0.00145	0.42	0	1759 ± 6	1764 ± 8	1768 ± 16	1749 ± 27	1768 ± 16									

Coordenadas UTM: 3521641N, 311500E (DATUM WGS84)

Edad de intersección superior = **1763 ± 34** (MSWD = 2.3, Todos los análisis)

Muestra TANSE09-02 Gneis bandeado cuarzo-feldespático de biotita (SE Sierra Los Tanques) Probeta HARIM-4 (Junio 2009)																						
SE02-10	52	22	0.39	0.09331 ± 0.00112	3.22720 ± 0.04344	0.25041 ± 0.00153	0.07304 ± 0.00095	0.45	2	1441 ± 8	1464 ± 10	1494 ± 22	1425 ± 18	1494 ± 22								
SE02-27	30	17	0.50	0.09732 ± 0.00131	3.39558 ± 0.05507	0.25304 ± 0.00148	0.07410 ± 0.00042	0.41	3	1454 ± 8	1503 ± 13	1573 ± 25	1445 ± 8	1573 ± 25								
SE02-20	268	31	0.11	0.10006 ± 0.00065	3.69119 ± 0.02886	0.26755 ± 0.00102	0.07812 ± 0.00030	0.50	3	1528 ± 5	1569 ± 6	1625 ± 12	1520 ± 6	1625 ± 12								
SE02-17	25	14	0.51	0.10028 ± 0.00140	3.68940 ± 0.05679	0.26679 ± 0.00171	0.07732 ± 0.00108	0.42	3	1524 ± 9	1569 ± 12	1629 ± 25	1505 ± 20	1629 ± 25								
SE02-4	305	35	0.10	0.10094 ± 0.00070	3.70786 ± 0.03266	0.26642 ± 0.00129	0.07773 ± 0.00038	0.57	3	1523 ± 7	1573 ± 7	1641 ± 13	1513 ± 7	1641 ± 13								
SE02-26	626	39	0.06	0.10111 ± 0.00068	3.96440 ± 0.03135	0.28407 ± 0.00119	0.08373 ± 0.00092	0.53	1	1612 ± 6	1627 ± 6	1645 ± 12	1625 ± 17	1645 ± 12								
SE02-18	20	10	0.45	0.10163 ± 0.00122	4.02810 ± 0.05369	0.28728 ± 0.00167	0.08431 ± 0.00118	0.43	1	1628 ± 8	1640 ± 11	1654 ± 22	1636 ± 22	1654 ± 22								
SE02-2	84	27	0.29	0.10206 ± 0.00076	4.10730 ± 0.03623	0.29164 ± 0.00140	0.08153 ± 0.00098	0.54	0	1650 ± 7	1656 ± 7	1662 ± 13	1584 ± 18	1662 ± 13								
SE02-15	27	18	0.60	0.10306 ± 0.00113	4.21660 ± 0.04996	0.29646 ± 0.00130	0.08595 ± 0.00095	0.38	0	1674 ± 6	1677 ± 10	1680 ± 20	1667 ± 18	1680 ± 20								
SE02-9	86	39	0.41	0.10310 ± 0.00082	4.12260 ± 0.05946	0.28979 ± 0.00348	0.08718 ± 0.00096	0.83	1	1640 ± 17	1659 ± 12	1681 ± 14	1689 ± 18	1681 ± 14								
SE02-8	147	72	0.45	0.10326 ± 0.00075	4.13330 ± 0.03421	0.29011 ± 0.00113	0.08191 ± 0.00082	0.48	1	1642 ± 6	1661 ± 7	1684 ± 13	1591 ± 15	1684 ± 13								
SE02-14	24	13	0.47	0.10336 ± 0.00124	4.29810 ± 0.05710	0.30141 ± 0.00172	0.08772 ± 0.00105	0.43	0	1698 ± 9	1693 ± 11	1685 ± 22	1700 ± 20	1685 ± 22								
SE02-30	68	25	0.34	0.10336 ± 0.00092	4.21750 ± 0.04265	0.29567 ± 0.00142	0.08625 ± 0.00095	0.47	0	1670 ± 7	1677 ± 8	1685 ± 16	1672 ± 18	1685 ± 16								
SE02-7	45	23	0.47	0.10363 ± 0.00114	4.21800 ± 0.05132	0.29509 ± 0.00153	0.08308 ± 0.00100	0.43	1	1667 ± 8	1678 ± 10	1690 ± 20	1613 ± 19	1690 ± 20								
SE02-19	32	18	0.52	0.10392 ± 0.00114	4.34320 ± 0.05162	0.30296 ± 0.00136	0.08594 ± 0.00112	0.38	0	1706 ± 7	1702 ± 10	1695 ± 20	1666 ± 21	1695 ± 20								
SE02-6	490	136	0.25	0.10415 ± 0.00071	4.13740 ± 0.03223	0.28785 ± 0.00109	0.08370 ± 0.00082	0.48	2	1631 ± 5	1662 ± 6	1699 ± 12	1625 ± 15	1699 ± 12								
SE02-11	182	58	0.29	0.10442 ± 0.00080	4.25360 ± 0.03837	0.29537 ± 0.00139	0.08376 ± 0.00084	0.53	1	1668 ± 7	1684 ± 7	1704 ± 14	1626 ± 16	1704 ± 14								
SE02-28	104	24	0.21	0.10482 ± 0.00079	4.10580 ± 0.05810	0.28370 ± 0.00340	0.08309 ± 0.00100	0.85	3	1610 ± 17	1655 ± 12	1711 ± 14	1613 ± 19	1711 ± 14								
SE02-29	31	22	0.62	0.10491 ± 0.00115	4.43980 ± 0.05311	0.30648 ± 0.00144	0.08908 ± 0.00107	0.40	0	1723 ± 7	1720 ± 10	1713 ± 20	1725 ± 20	1713 ± 20								
SE02-24	31	20	0.58	0.10498 ± 0.00094	4.28500 ± 0.04611	0.29577 ± 0.00175	0.08607 ± 0.00095	0.55	1	1670 ± 9	1690 ± 9	1714 ± 16	1669 ± 18	1714 ± 16								

Continuación

Tabla A2. (Continuación). Datos analíticos de U-Th-Pb obtenidos por LA-ICP-MS en zircones de gneises bandeados paleoproterozoicos de Sierra Los Tanques, NW Sonora, México.

Número de análisis	U ⁺ (ppm)	Th ⁺ (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb [†]	error (%) [†]	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U [†]	error (%) [†]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U [†]	error (%) [†]	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th [†]	error (%) [†]	Rho	% disc. ^{**}	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma) [†]	error (Ma) [†]	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Ma) [†]	error (Ma) [†]	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Ma) [†]	error (Ma) [†]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma) [†]	error (Ma) [†]	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th (Ma) [†]	error (Ma) [†]	Edad (Ma)	error (Ma) [†]
SE02-1	97	60	0.56	0.10553 ± 0.00077		4.55280 ± 0.03812		0.31264 ± 0.00128		0.08790 ± 0.00088		0.49	-1	1754 ± 6	1741 ± 7	1724 ± 13	1703 ± 16							1724 ± 13	± 13
SE02-16	43	22	0.46	0.10563 ± 0.00096		4.20660 ± 0.04517		0.28867 ± 0.00165		0.08295 ± 0.00091		0.53	2	1635 ± 8	1675 ± 9	1725 ± 16	1611 ± 17							1725 ± 16	± 16
SE02-12	27	14	0.45	0.10571 ± 0.00116		4.44640 ± 0.05391		0.30487 ± 0.00155		0.08668 ± 0.00104		0.43	0	1715 ± 8	1721 ± 10	1727 ± 20	1680 ± 19							1727 ± 20	± 20
SE02-13	37	22	0.53	0.10594 ± 0.00117		4.52710 ± 0.05433		0.30979 ± 0.00149		0.08877 ± 0.00098		0.39	0	1740 ± 7	1736 ± 10	1731 ± 20	1719 ± 18							1731 ± 20	± 20
SE02-5	81	61	0.68	0.10616 ± 0.00089		4.43740 ± 0.04250		0.30284 ± 0.00139		0.08622 ± 0.00095		0.48	1	1705 ± 7	1719 ± 8	1734 ± 15	1672 ± 18							1734 ± 15	± 15
SE02-21	35	22	0.57	0.10627 ± 0.00125		4.46757 ± 0.06943		0.30489 ± 0.00198		0.08848 ± 0.00054		0.55	1	1716 ± 10	1725 ± 13	1736 ± 21	1714 ± 10							1736 ± 21	± 18
SE02-22	26	15	0.53	0.10660 ± 0.00107		4.29520 ± 0.04923		0.29189 ± 0.00163		0.08534 ± 0.00111		0.48	2	1651 ± 8	1692 ± 9	1742 ± 18	1655 ± 21							1742 ± 18	± 21
SE02-3	26	13	0.44	0.10838 ± 0.00108		4.71960 ± 0.05195		0.31559 ± 0.00145		0.09064 ± 0.00118		0.42	0	1768 ± 7	1771 ± 9	1772 ± 18	1754 ± 22							1772 ± 18	± 18
SE02-25	22	12	0.49	0.10921 ± 0.00142		4.38170 ± 0.06311		0.29048 ± 0.00180		0.08495 ± 0.00127		0.43	4	1644 ± 9	1709 ± 12	1786 ± 23	1648 ± 24							1786 ± 23	± 23

Coordenadas UTM: 3516766N, 309323E (DATUM WGS84)

Edad de intersección superior = **1748 ± 35**
(MSWD = 2.6, Todos los análisis)

Muestra **TANW09-02** Gneis bandeado cuarzo-feldespático de biotita (NW Sierra Los Tanques) Probeta HARIM-4 (Junio 2009)

NW02-19	323	10	0.03	0.09857 ± 0.00093		3.45894 ± 0.03595		0.25450 ± 0.00107		0.07443 ± 0.00033		0.39	4	1462 ± 6	1518 ± 8	1597 ± 18	1451 ± 6							1597 ± 18	± 18
NW02-23	324	24	0.07	0.09881 ± 0.00096		3.59150 ± 0.03936		0.26315 ± 0.00134		0.07736 ± 0.00108		0.46	3	1506 ± 7	1548 ± 9	1602 ± 19	1506 ± 20							1602 ± 19	± 19
NW02-27	349	96	0.25	0.09949 ± 0.00100		3.75703 ± 0.04800		0.27388 ± 0.00172		0.08002 ± 0.00050		0.55	2	1560 ± 9	1584 ± 10	1615 ± 19	1556 ± 9							1615 ± 19	± 19
NW02-16	217	26	0.11	0.09958 ± 0.00098		3.64840 ± 0.03904		0.26540 ± 0.00114		0.07732 ± 0.00108		0.39	3	1517 ± 6	1560 ± 9	1616 ± 19	1505 ± 20							1616 ± 19	± 19
NW02-10	329	22	0.06	0.10033 ± 0.00096		3.90800 ± 0.04127		0.28204 ± 0.00124		0.08094 ± 0.00113		0.42	1	1602 ± 6	1615 ± 9	1630 ± 18	1573 ± 21							1630 ± 18	± 18
NW02-4	420	101	0.22	0.10032 ± 0.00095		3.89320 ± 0.04028		0.28107 ± 0.00115		0.09358 ± 0.00131		0.40	1	1597 ± 6	1612 ± 8	1630 ± 18	1808 ± 24							1630 ± 18	± 18
NW02-22	444	42	0.09	0.10049 ± 0.00096		3.68100 ± 0.03903		0.26529 ± 0.00119		0.07802 ± 0.00109		0.43	3	1517 ± 6	1567 ± 8	1633 ± 18	1518 ± 20							1633 ± 18	± 18
NW02-14	238	18	0.07	0.10055 ± 0.00098		3.73470 ± 0.03978		0.26893 ± 0.00118		0.07821 ± 0.00117		0.40	3	1535 ± 6	1579 ± 9	1634 ± 18	1522 ± 22							1634 ± 18	± 18
NW02-15	204	32	0.14	0.10100 ± 0.00100		3.65447 ± 0.04049		0.26242 ± 0.00102		0.07655 ± 0.00030		0.40	4	1502 ± 5	1561 ± 9	1643 ± 19	1491 ± 6							1643 ± 19	± 19
NW02-28	375	27	0.06	0.10125 ± 0.00094		3.99370 ± 0.04092		0.28575 ± 0.00123		0.08522 ± 0.00128		0.42	1	1620 ± 6	1633 ± 8	1647 ± 18	1653 ± 24							1647 ± 18	± 18
NW02-9	353	36	0.09	0.10145 ± 0.00096		3.88110 ± 0.03986		0.27707 ± 0.00108		0.08163 ± 0.00114		0.39	2	1577 ± 5	1610 ± 8	1651 ± 18	1586 ± 21							1651 ± 18	± 18
NW02-3	540	26	0.04	0.10185 ± 0.00096		3.66424 ± 0.03866		0.26093 ± 0.00112		0.07605 ± 0.00034		0.41	4	1495 ± 6	1564 ± 8	1658 ± 18	1482 ± 6							1658 ± 18	± 18
NW02-21	331	45	0.12	0.10219 ± 0.00097		3.94860 ± 0.04134		0.27982 ± 0.00123		0.07940 ± 0.00103		0.42	2	1590 ± 6	1624 ± 8	1664 ± 18	1544 ± 19							1664 ± 18	± 18
NW02-12	994	45	0.04	0.10275 ± 0.00096		3.51349 ± 0.03683		0.24801 ± 0.00101		0.07222 ± 0.00031		0.44	7	1428 ± 5	1530 ± 8	1674 ± 17	1409 ± 6							1674 ± 17	± 17
NW02-30	220	24	0.10	0.10295 ± 0.00100		3.85960 ± 0.04230		0.27134 ± 0.00138		0.07825 ± 0.00117		0.46	4	1548 ± 7	1605 ± 9	1678 ± 18	1523 ± 22							1678 ± 18	± 18
NW02-6	562	62	0.10	0.10313 ± 0.00096		3.62980 ± 0.03959		0.25495 ± 0.00145		0.07535 ± 0.00105		0.52	6	1464 ± 7	1556 ± 9	1681 ± 18	1468 ± 20							1681 ± 18	± 18
NW02-8	422	102	0.22	0.10345 ± 0.00097		3.97720 ± 0.04095		0.27827 ± 0.00117		0.08113 ± 0.00105		0.41	3	1583 ± 6	1630 ± 8	1687 ± 18	1577 ± 20							1687 ± 18	± 18
NW02-20	346	41	0.11	0.10349 ± 0.00098		4.02800 ± 0.04324		0.28183 ± 0.00141		0.07890 ± 0.00110		0.47	2	1601 ± 7	1640 ± 9	1688 ± 18	1535 ± 21							1688 ± 18	± 18
NW02-2	947	78	0.07	0.10359 ± 0.00097		3.87340 ± 0.03972		0.27085 ± 0.00111		0.07802 ± 0.00101		0.41	4	1545 ± 6	1608 ± 8	1689 ± 18	1518 ± 19							1689 ± 18	± 18
NW02-7	913	159	0.16	0.10413 ± 0.00097		4.17635 ± 0.04359		0.29088 ± 0.00124		0.08459 ± 0.00037		0.41	1	1646 ± 6	1669 ± 9	1699 ± 18	1641 ± 7							1699 ± 18	± 18
NW02-29	823	99	0.11	0.10416 ± 0.00096		3.63900 ± 0.03665		0.25295 ± 0.00104		0.07535 ± 0.00105		0.40	7	1454 ± 5	1558 ± 8	1700 ± 17	1468 ± 20							1700 ± 17	± 17
NW02-26	582	57	0.09	0.10429 ± 0.00097		4.08004 ± 0.04261		0.28375 ± 0.00126		0.08250 ± 0.00038		0.43	2	1610 ± 6	1650 ± 9	1702 ± 17	1602 ± 7							1702 ± 17	± 17
NW02-18	603	103	0.15	0.10505 ± 0.00098		4.22150 ± 0.04627		0.29096 ± 0.00169		0.08370 ± 0.00109		0.52	2	1646 ± 8	1678 ± 9	1715 ± 17	1625 ± 20							1715 ± 17	± 17
NW02-13	439	93	0.19	0.10540 ± 0.00099		4.15050 ± 0.04240		0.28501 ± 0.00114		0.08045 ± 0.00105		0.39	3	1617 ± 6	1664 ± 8	1721 ± 18	1564 ± 20							1721 ± 18	± 18
NW02-17	398	73	0.16	0.10538 ± 0.00101		4.18140 ± 0.04416		0.28737 ± 0.00126		0.08501 ± 0.00119		0.42	3	1628 ± 6	1670 ± 9	1721 ± 18	1649 ± 22							1721 ± 18	± 18
NW02-5	162	63	0.35	0.10553 ± 0.00116		4.46460 ± 0.05511		0.30636 ± 0.00172		0.08700 ± 0.00113		0.45	0	1723 ± 8	1724 ± 10	1724 ± 21	1686 ± 21							1724 ± 21	± 21
NW02-25	380	91	0.22	0.10560 ± 0.00100		4.27380 ± 0.04549		0.29307 ± 0.00141		0.08622 ± 0.00112		0.46	2	1657 ± 7	1688 ± 9	1725 ± 18	1672 ± 21							1725 ± 18	± 18
NW02-1	910	153	0.15	0.10575 ± 0.00099		4.02370 ± 0.04362		0.27569 ± 0.00149		0.08036 ± 0.00104		0.50	4	1570 ± 8	1639 ± 9	1727 ± 17	1562 ± 19							1727 ± 17	± 17
NW02-11	185	66	0.32	0.10709 ± 0.00104		4.68870 ± 0.05183		0.31711 ± 0.00168		0.08890 ± 0.00116		0.48	-1	1776 ± 8	1765 ± 9	1750 ± 18	1721 ± 22							1750 ± 18	± 18

Coordenadas UTM: 3533469N, 296171E (DATUM WGS84)

Edad de intersección superior = **1732 ± 39**
(MSWD = 4.1, Todos los análisis)

Muestra **TANW09-08** Gneis bandeado cuarzo-feldespático de biotita (NW Sierra Los Tanques) Probeta HARIM-7 (Febrero 2010)

NW08-7	648	103	0.15	0.10118 ± 0.00099		3.93880 ± 0.05803		0.28183 ± 0.00310		0.08032 ± 0.00096		0.75	1	1601 ± 16	1622 ± 12	1646 ± 16	1562 ± 18							1646 ± 16	± 16
NW08-4	1501	125	0.08	0.10206 ± 0.00094		3.55308 ± 0.05647		0.25249 ± 0.00318		0.07358 ± 0.00092		0.81	6	1451 ± 16	1539 ± 13	1662 ± 15	1435 ± 17							1662 ± 15	± 15
NW08-9	1135	247	0.20	0.10247 ± 0.00096		3.99270 ± 0.06733		0.28212 ± 0.00395		0.08152 ± 0.00090		0.83	2	1602 ± 20	1633 ± 14	1669 ± 15	1584 ± 17							1669 ± 15	± 15
NW08-13	654	110	0.16	0.10272 ± 0.00100		4.08890 ± 0.05997		0.28830 ± 0.00317		0.08255 ± 0.00099		0.75	1	1633 ± 16	1652 ± 12	1674 ± 16	1603 ± 18							1674 ± 16	± 16

Continuación

Tabla A2. (Continuación). Datos analíticos de U-Th-Pb obtenidos por LA-ICP-MS en zircones de gneises bandeado paleoproterozoicos de Sierra Los Tanques, NW Sonora, México.

Número de análisis	U ⁺ (ppm)	Th ⁺ (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ⁺	error (%) ⁺	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ⁺	error (%) ⁺	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ⁺	error (%) ⁺	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ⁺	error (%) ⁺	Rho	% disc. ⁺⁺	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma) ⁺	error (Ma) ⁺	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Ma) ⁺	error (Ma) ⁺	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th (Ma) ⁺	error (Ma) ⁺	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Edad (Ma)	error (Ma) ⁺
NW08-1	1393	170	0.11	0.10275 ± 0.00096	3.62620 ± 0.06282	0.25596 ± 0.00348	0.07454 ± 0.00100	0.83	6	1469 ± 18	1555 ± 14	1674 ± 15	1453 ± 19	1674 ± 15							
NW08-10	605	93	0.14	0.10313 ± 0.00099	4.16290 ± 0.06078	0.29224 ± 0.00321	0.08468 ± 0.00102	0.75	1	1653 ± 16	1667 ± 12	1681 ± 16	1643 ± 19	1681 ± 16							
NW08-17	3395	85	0.02	0.10372 ± 0.00094	3.77176 ± 0.05104	0.26375 ± 0.00278	0.07673 ± 0.00081	0.76	5	1509 ± 14	1587 ± 11	1692 ± 15	1494 ± 15	1692 ± 15							
NW08-11	590	194	0.30	0.10384 ± 0.00103	4.34560 ± 0.06431	0.30298 ± 0.00333	0.07932 ± 0.00095	0.74	0	1706 ± 16	1702 ± 12	1694 ± 16	1543 ± 18	1694 ± 16							
NW08-2	452	173	0.35	0.10406 ± 0.00104	4.13950 ± 0.06154	0.28800 ± 0.00317	0.08083 ± 0.00097	0.74	2	1632 ± 16	1662 ± 12	1698 ± 16	1571 ± 18	1698 ± 16							
NW08-3	360	96	0.25	0.10444 ± 0.00104	4.11160 ± 0.06112	0.28500 ± 0.00314	0.08405 ± 0.00109	0.74	2	1616 ± 16	1657 ± 12	1704 ± 16	1631 ± 20	1704 ± 16							
NW08-21	163	96	0.54	0.10488 ± 0.00105	4.56770 ± 0.07135	0.31547 ± 0.00379	0.08562 ± 0.00103	0.77	-1	1768 ± 19	1743 ± 13	1712 ± 16	1660 ± 19	1712 ± 16							
NW08-19	747	268	0.33	0.10524 ± 0.00100	4.36990 ± 0.06351	0.30076 ± 0.00331	0.08335 ± 0.00092	0.76	1	1695 ± 16	1707 ± 12	1719 ± 16	1618 ± 17	1719 ± 16							
NW08-24	256	192	0.69	0.10542 ± 0.00116	4.52560 ± 0.07040	0.31108 ± 0.00342	0.08229 ± 0.00091	0.71	-1	1746 ± 17	1736 ± 13	1722 ± 18	1598 ± 17	1722 ± 18							
NW08-22	257	115	0.41	0.10558 ± 0.00106	4.81490 ± 0.07158	0.33049 ± 0.00364	0.08341 ± 0.00100	0.74	-3	1841 ± 18	1788 ± 12	1724 ± 16	1619 ± 19	1724 ± 16							
NW08-16	443	268	0.56	0.10570 ± 0.00103	4.56730 ± 0.06698	0.31288 ± 0.00344	0.08606 ± 0.00103	0.75	-1	1755 ± 17	1743 ± 12	1727 ± 16	1669 ± 19	1727 ± 16							
NW08-20	244	163	0.61	0.10590 ± 0.00105	4.66940 ± 0.06910	0.31930 ± 0.00351	0.08924 ± 0.00107	0.74	-1	1786 ± 17	1762 ± 12	1730 ± 16	1728 ± 20	1730 ± 16							
NW08-12	313	269	0.79	0.10613 ± 0.00105	4.61270 ± 0.06826	0.31471 ± 0.00346	0.08749 ± 0.00096	0.74	-1	1764 ± 17	1752 ± 12	1734 ± 16	1695 ± 18	1734 ± 16							
NW08-18	437	270	0.57	0.10629 ± 0.00103	4.72220 ± 0.07286	0.32179 ± 0.00386	0.08942 ± 0.00107	0.78	-2	1798 ± 19	1771 ± 13	1737 ± 16	1731 ± 20	1737 ± 16							
NW08-5	914	877	0.88	0.10636 ± 0.00101	4.51340 ± 0.07267	0.30727 ± 0.00399	0.08436 ± 0.00143	0.81	0	1727 ± 20	1733 ± 13	1738 ± 16	1637 ± 27	1738 ± 16							
NW08-8	128	67	0.48	0.10650 ± 0.00117	4.48800 ± 0.06982	0.30514 ± 0.00336	0.08601 ± 0.00103	0.71	1	1717 ± 17	1729 ± 13	1740 ± 18	1668 ± 19	1740 ± 18							
NW08-14	327	217	0.61	0.10668 ± 0.00107	4.50940 ± 0.06704	0.30618 ± 0.00337	0.08314 ± 0.00100	0.74	1	1722 ± 17	1733 ± 12	1743 ± 16	1614 ± 19	1743 ± 16							
NW08-23	278	161	0.53	0.10667 ± 0.00107	4.91110 ± 0.07301	0.33335 ± 0.00367	0.08524 ± 0.00094	0.74	-3	1855 ± 18	1804 ± 13	1743 ± 16	1653 ± 18	1743 ± 16							
NW08-15	349	151	0.40	0.10682 ± 0.00106	4.54530 ± 0.06727	0.30809 ± 0.00339	0.08609 ± 0.00103	0.74	0	1731 ± 17	1739 ± 12	1746 ± 16	1669 ± 19	1746 ± 16							
NW08-6	1008	389	0.36	0.10987 ± 0.00103	4.64730 ± 0.07084	0.30618 ± 0.00367	0.08363 ± 0.00100	0.79	2	1722 ± 18	1758 ± 13	1797 ± 15	1623 ± 19	1797 ± 15							

Coordenadas UTM: 3535315N, 296655E (DATUM GWS84)

Edad de intersección superior = **1726 ± 14**
(MSWD = 1.9, Todos los análisis)

Muestra **GneisCen-1** Gneis bandeado cuarzo-feldespático de biotita (Centro Sierra Los Tanques) Probeta HARIM-7 (Febrero 2010)

GneisCen1-9	430	62	0.13	0.09995 ± 0.00078	4.48820 ± 0.04389	0.32496 ± 0.00192	0.07932 ± 0.00076	0.60	-5	1814 ± 9	1729 ± 8	1623 ± 14	1543 ± 14	1623 ± 14
GneisCen1-12	246	41	0.15	0.10033 ± 0.00084	4.59020 ± 0.04464	0.33122 ± 0.00162	0.07964 ± 0.00080	0.51	-6	1844 ± 8	1747 ± 8	1630 ± 14	1549 ± 15	1630 ± 14
GneisCen1-13	212	53	0.23	0.10107 ± 0.00089	4.60300 ± 0.04752	0.32963 ± 0.00178	0.08204 ± 0.00082	0.52	-5	1837 ± 9	1750 ± 9	1644 ± 15	1594 ± 15	1644 ± 15
GneisCen1-3	251	63	0.23	0.10106 ± 0.00079	4.78490 ± 0.04858	0.34286 ± 0.00223	0.08014 ± 0.00080	0.64	-7	1900 ± 11	1782 ± 9	1644 ± 14	1558 ± 15	1644 ± 14
GneisCen1-15	245	50	0.19	0.10227 ± 0.00078	4.93110 ± 0.04996	0.34876 ± 0.00234	0.08325 ± 0.00083	0.66	-7	1929 ± 11	1808 ± 9	1666 ± 13	1616 ± 15	1666 ± 13
GneisCen1-10	283	109	0.36	0.10237 ± 0.00076	4.80830 ± 0.04768	0.34006 ± 0.00224	0.08302 ± 0.00078	0.66	-6	1887 ± 11	1786 ± 8	1668 ± 13	1612 ± 15	1668 ± 13
GneisCen1-8	146	42	0.27	0.10238 ± 0.00086	4.94480 ± 0.05471	0.34940 ± 0.00252	0.07996 ± 0.00077	0.65	-7	1932 ± 12	1810 ± 9	1668 ± 14	1555 ± 14	1668 ± 14
GneisCen1-2	633	117	0.17	0.10264 ± 0.00074	4.53270 ± 0.05439	0.31962 ± 0.00307	0.07656 ± 0.00070	0.80	-3	1788 ± 15	1737 ± 10	1672 ± 12	1491 ± 13	1672 ± 12
GneisCen1-5	71	27	0.35	0.10272 ± 0.00103	4.77440 ± 0.05449	0.33612 ± 0.00185	0.07964 ± 0.00088	0.48	-5	1868 ± 9	1780 ± 10	1674 ± 17	1549 ± 16	1674 ± 17
GneisCen1-19	138	67	0.45	0.10293 ± 0.00090	4.70060 ± 0.04863	0.33026 ± 0.00185	0.08187 ± 0.00080	0.53	-4	1840 ± 9	1767 ± 9	1678 ± 15	1591 ± 15	1678 ± 15
GneisCen1-17	129	79	0.57	0.10312 ± 0.00090	4.68130 ± 0.04844	0.32868 ± 0.00184	0.08059 ± 0.00074	0.54	-4	1832 ± 9	1764 ± 9	1681 ± 15	1567 ± 14	1681 ± 15
GneisCen1-24	135	92	0.63	0.10313 ± 0.00097	4.63480 ± 0.05297	0.32545 ± 0.00212	0.08167 ± 0.00078	0.57	-3	1816 ± 10	1756 ± 10	1681 ± 16	1587 ± 15	1681 ± 16
GneisCen1-1	654	80	0.11	0.10321 ± 0.00072	4.82790 ± 0.04268	0.33859 ± 0.00183	0.08506 ± 0.00073	0.61	-5	1880 ± 9	1790 ± 7	1683 ± 12	1650 ± 14	1683 ± 12
GneisCen1-22	133	91	0.63	0.10376 ± 0.00090	4.71640 ± 0.04829	0.32914 ± 0.00178	0.08220 ± 0.00072	0.53	-4	1834 ± 9	1770 ± 9	1692 ± 15	1597 ± 13	1692 ± 15
GneisCen1-11	165	140	0.78	0.10434 ± 0.00091	4.84740 ± 0.05068	0.33646 ± 0.00195	0.08312 ± 0.00081	0.55	-4	1870 ± 9	1793 ± 9	1703 ± 15	1614 ± 15	1703 ± 15
GneisCen1-18	128	85	0.61	0.10540 ± 0.00158	4.76280 ± 0.07593	0.32744 ± 0.00177	0.08014 ± 0.00073	0.34	-3	1826 ± 9	1778 ± 13	1721 ± 26	1558 ± 14	1721 ± 26
GneisCen1-4	1397	256	0.17	0.10537 ± 0.00073	4.55610 ± 0.05131	0.31314 ± 0.00279	0.08227 ± 0.00071	0.79	-1	1756 ± 14	1741 ± 9	1721 ± 12	1598 ± 13	1721 ± 12
GneisCen1-16	215	60	0.26	0.10559 ± 0.00095	4.97030 ± 0.05166	0.34093 ± 0.00177	0.08351 ± 0.00078	0.50	-4	1891 ± 9	1814 ± 9	1725 ± 15	1621 ± 15	1725 ± 15
GneisCen1-25	333	60	0.17	0.10596 ± 0.00083	4.83070 ± 0.04843	0.33005 ± 0.00208	0.08067 ± 0.00081	0.62	-3	1839 ± 10	1790 ± 8	1731 ± 13	1568 ± 15	1731 ± 13
GneisCen1-7	196	89	0.42	0.10758 ± 0.00089	5.12290 ± 0.05018	0.34477 ± 0.00179	0.08325 ± 0.00075	0.54	-4	1910 ± 9	1840 ± 8	1759 ± 14	1616 ± 14	1759 ± 14

Coordenadas UTM: 3532485N, 297590E (DATUM GWS84)

Edad ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb media ponderada = **1682 ± 17**
(2 sigma, MSWD = 6.2, n = 20)

⁺Las concentraciones de U y Th (ppm) son calculadas con relación al análisis del vidrio estándar NIST 612.

⁺⁺Relaciones isotópicas corregidas con relación al análisis de un zircon estándar de edad conocida (PLE, Plešovice = ~337 Ma; Sláma *et al.*, 2008) aplicando el método de Andersen (2002) para la corrección de Pb común.

⁺Todos los errores en las relaciones isotópicas y edades están reportados a nivel 1 sigma con la excepción de la edad media ponderada reportada a 2 sigma.

⁺Porcentaje de discordancia obtenido con la ecuación $(100 * [(edad^{207}Pb/^{206}Pb)/(edad^{206}Pb/^{238}U)] - 1)$ propuesta en Ludwig (2001). Valores positivos indican discordancias normales y valores negativos discordancias inversas.

Las edades en negrita fueron utilizadas para calcular la edad media ponderada empleando el diagrama *weighted average* del programa computacional Isoplot (Ludwig, 2003).

MSWD = Mean Squared Weighted Deviate (desviación media cuadrática ponderada), n = número de análisis empleados para el cálculo de la edad media ponderada.

Tabla A3. Datos analíticos de U-Th-Pb obtenidos por LA-ICP-MS en zircones de rocas graníticas y una muestra de gneis paleoproterozoicas recolectadas en Cerros Intersección y Chamarras, NW Sonora, México.

Número de análisis	U [*] (ppm)	Th [*] (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb [†]	error (%) [†]	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U [*]	error (%) [†]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U [†]	error (%) [†]	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th [†]	error (%) [†]	Rho	% disc. ^{**}	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error (Ma) [*]	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	error (Ma) [*]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	error (Ma) [*]	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	error (Ma) [*]	Edad (Ma)	error (Ma) [*]
Muestra INTER-1 Gneis bandeado cuarzo-feldespático de biotita (Cerros Intersección) Probeta HARIM-7 (Febrero 2010)																							
INTER1-2	23	17	0.66	0.09931 ± 0.00179	4.45290 ± 0.09022	0.32556 ± 0.00303	0.08283 ± 0.00215	0.46	-6	1817 ± 15	1722 ± 17	1611 ± 34	1608 ± 40	1611 ± 34									
INTER1-8	37	27	0.66	0.09941 ± 0.00119	4.55280 ± 0.06371	0.33261 ± 0.00239	0.08312 ± 0.00116	0.52	-6	1851 ± 12	1741 ± 12	1613 ± 23	1614 ± 22	1613 ± 23									
INTER1-18	98	78	0.73	0.10041 ± 0.00089	4.40910 ± 0.04660	0.31841 ± 0.00181	0.07975 ± 0.00080	0.54	-4	1782 ± 9	1714 ± 9	1632 ± 17	1551 ± 15	1632 ± 17									
INTER1-10	114	61	0.49	0.10065 ± 0.00089	4.74760 ± 0.05368	0.34231 ± 0.00243	0.08314 ± 0.00091	0.62	-7	1898 ± 12	1776 ± 9	1636 ± 17	1614 ± 17	1636 ± 17									
INTER1-15	58	67	1.05	0.10073 ± 0.00101	4.44000 ± 0.05133	0.31976 ± 0.00185	0.07833 ± 0.00086	0.50	-4	1789 ± 9	1720 ± 10	1638 ± 19	1524 ± 16	1638 ± 19									
INTER1-20	89	52	0.54	0.10082 ± 0.00090	4.50960 ± 0.04671	0.32456 ± 0.00172	0.07974 ± 0.00096	0.51	-5	1812 ± 8	1733 ± 9	1639 ± 17	1551 ± 18	1639 ± 17									
INTER1-12	81	103	1.16	0.10090 ± 0.00100	4.43110 ± 0.05557	0.31888 ± 0.00246	0.07657 ± 0.00077	0.61	-4	1784 ± 12	1718 ± 10	1641 ± 19	1491 ± 14	1641 ± 19									
INTER1-11	334	255	0.70	0.10095 ± 0.00075	4.74820 ± 0.04615	0.34133 ± 0.00215	0.08688 ± 0.00085	0.64	-7	1893 ± 10	1776 ± 8	1642 ± 14	1684 ± 16	1642 ± 14									
INTER1-3	188	167	0.82	0.10107 ± 0.00087	4.71150 ± 0.04968	0.33838 ± 0.00206	0.08423 ± 0.00083	0.58	-6	1879 ± 10	1769 ± 9	1644 ± 16	1635 ± 15	1644 ± 16									
INTER1-16	105	64	0.56	0.10112 ± 0.00091	4.54320 ± 0.04745	0.32592 ± 0.00173	0.08042 ± 0.00080	0.51	-5	1819 ± 8	1739 ± 9	1645 ± 17	1563 ± 15	1645 ± 17									
INTER1-9	154	124	0.74	0.10114 ± 0.00091	4.63360 ± 0.04936	0.33258 ± 0.00190	0.08299 ± 0.00081	0.54	-5	1851 ± 9	1755 ± 9	1645 ± 17	1611 ± 15	1645 ± 17									
INTER1-21	165	79	0.44	0.10118 ± 0.00079	4.85890 ± 0.04965	0.34856 ± 0.00230	0.08473 ± 0.00093	0.65	-7	1928 ± 11	1795 ± 9	1646 ± 15	1644 ± 17	1646 ± 15									
INTER1-19	113	24	0.20	0.10208 ± 0.00102	5.05880 ± 0.06639	0.35958 ± 0.00306	0.08458 ± 0.00101	0.65	-8	1980 ± 15	1829 ± 11	1662 ± 19	1641 ± 19	1662 ± 19									
INTER1-14	101	85	0.78	0.10222 ± 0.00090	4.78030 ± 0.05174	0.33921 ± 0.00214	0.08964 ± 0.00090	0.58	-6	1883 ± 10	1781 ± 9	1665 ± 17	1735 ± 17	1665 ± 17									
INTER1-5	170	118	0.64	0.10243 ± 0.00091	4.45760 ± 0.04861	0.31598 ± 0.00199	0.07958 ± 0.00095	0.58	-3	1770 ± 10	1723 ± 9	1669 ± 17	1548 ± 18	1669 ± 17									
INTER1-23	38	26	0.63	0.10268 ± 0.00154	5.07680 ± 0.10417	0.35941 ± 0.00503	0.08997 ± 0.00135	0.68	-8	1979 ± 24	1832 ± 17	1673 ± 28	1741 ± 25	1673 ± 28									
INTER1-4	30	20	0.62	0.10294 ± 0.00154	4.55370 ± 0.07557	0.32135 ± 0.00228	0.08040 ± 0.00096	0.43	-3	1796 ± 11	1741 ± 14	1678 ± 28	1563 ± 18	1678 ± 28									
INTER1-1	31	25	0.73	0.10303 ± 0.00155	5.02170 ± 0.08658	0.35331 ± 0.00300	0.08747 ± 0.00122	0.49	-7	1950 ± 14	1823 ± 15	1679 ± 28	1695 ± 23	1679 ± 28									
INTER1-22	82	66	0.75	0.10330 ± 0.00103	5.04440 ± 0.06854	0.35427 ± 0.00326	0.08902 ± 0.00151	0.68	-7	1955 ± 16	1827 ± 12	1684 ± 19	1724 ± 28	1684 ± 19									
INTER1-6	398	60	0.14	0.10360 ± 0.00074	5.10720 ± 0.05201	0.35777 ± 0.00261	0.08951 ± 0.00098	0.71	-7	1972 ± 12	1837 ± 9	1690 ± 13	1733 ± 18	1690 ± 13									
INTER1-7	161	83	0.47	0.10454 ± 0.00092	4.72190 ± 0.05310	0.32780 ± 0.00229	0.08660 ± 0.00113	0.62	-3	1828 ± 11	1771 ± 9	1706 ± 16	1679 ± 21	1706 ± 16									

Coordenadas UTM: 3542698N, 277930E (DATUM GWS84)

Edad ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb media ponderada = **1656 ± 11**
(2 sigma, MSWD = 1.8, n = 21)

Muestra CHAM-1 Ortogneis de biotita (Cerros Chamarras) Probeta HARIM-7 (Febrero 2010)

CHAM1-14	102	79	0.72	0.10016 ± 0.00120	3.99200 ± 0.05587	0.28874 ± 0.00208	0.07984 ± 0.00104	0.52	0	1635 ± 10	1633 ± 11	1627 ± 23	1553 ± 19	1627 ± 23
CHAM1-21	121	71	0.55	0.10030 ± 0.00110	4.05510 ± 0.05331	0.29270 ± 0.00211	0.08277 ± 0.00108	0.55	-1	1655 ± 11	1645 ± 11	1630 ± 21	1607 ± 20	1630 ± 21
CHAM1-15	59	28	0.43	0.10081 ± 0.00151	4.01460 ± 0.06662	0.28854 ± 0.00205	0.08225 ± 0.00123	0.43	0	1634 ± 10	1637 ± 13	1639 ± 28	1598 ± 23	1639 ± 28
CHAM1-6	121	60	0.46	0.10091 ± 0.00121	4.08680 ± 0.05637	0.29370 ± 0.00200	0.08425 ± 0.00110	0.49	0	1660 ± 10	1652 ± 11	1641 ± 23	1635 ± 21	1641 ± 23
CHAM1-7	86	44	0.47	0.10099 ± 0.00141	3.98210 ± 0.06198	0.28604 ± 0.00195	0.08199 ± 0.00123	0.44	1	1622 ± 10	1631 ± 13	1642 ± 26	1593 ± 23	1642 ± 26
CHAM1-13	83	28	0.31	0.10108 ± 0.00131	3.89342 ± 0.06186	0.27935 ± 0.00195	0.08149 ± 0.00056	0.52	1	1588 ± 10	1612 ± 13	1644 ± 25	1583 ± 10	1644 ± 25
CHAM1-2	100	56	0.52	0.10114 ± 0.00121	4.03180 ± 0.05502	0.28888 ± 0.00188	0.08428 ± 0.00110	0.48	0	1636 ± 9	1641 ± 11	1645 ± 23	1635 ± 21	1645 ± 23
CHAM1-10	104	50	0.45	0.10128 ± 0.00122	4.06480 ± 0.05606	0.29104 ± 0.00198	0.08420 ± 0.00109	0.49	0	1647 ± 10	1647 ± 11	1648 ± 23	1634 ± 20	1648 ± 23
CHAM1-8	75	32	0.39	0.10130 ± 0.00122	4.00020 ± 0.05459	0.28627 ± 0.00186	0.08186 ± 0.00115	0.47	1	1623 ± 9	1634 ± 11	1648 ± 23	1590 ± 21	1648 ± 23
CHAM1-23	39	24	0.58	0.10154 ± 0.00162	3.97080 ± 0.06967	0.28324 ± 0.00204	0.08249 ± 0.00132	0.42	1	1608 ± 10	1628 ± 14	1652 ± 30	1602 ± 25	1652 ± 30
CHAM1-4	84	38	0.42	0.10159 ± 0.00112	4.02000 ± 0.05241	0.28685 ± 0.00201	0.08323 ± 0.00117	0.53	1	1626 ± 10	1638 ± 11	1653 ± 21	1616 ± 22	1653 ± 21
CHAM1-11	146	59	0.37	0.10186 ± 0.00112	4.15900 ± 0.05378	0.29591 ± 0.00201	0.08408 ± 0.00109	0.53	0	1671 ± 10	1666 ± 11	1658 ± 21	1632 ± 20	1658 ± 21
CHAM1-24	210	160	0.71	0.10187 ± 0.00122	4.01010 ± 0.05654	0.28518 ± 0.00211	0.07780 ± 0.00101	0.53	1	1617 ± 11	1636 ± 11	1658 ± 23	1514 ± 19	1658 ± 23
CHAM1-22	98	44	0.42	0.10192 ± 0.00122	4.17540 ± 0.05739	0.29674 ± 0.00199	0.08489 ± 0.00119	0.49	0	1675 ± 10	1669 ± 11	1659 ± 23	1647 ± 22	1659 ± 23
CHAM1-12	125	59	0.43	0.10208 ± 0.00122	4.06410 ± 0.05646	0.28855 ± 0.00202	0.08360 ± 0.00109	0.51	1	1634 ± 10	1647 ± 11	1662 ± 23	1623 ± 20	1662 ± 23
CHAM1-5	112	51	0.42	0.10222 ± 0.00123	4.02740 ± 0.05615	0.28598 ± 0.00203	0.08040 ± 0.00121	0.51	1	1621 ± 10	1640 ± 11	1665 ± 23	1563 ± 23	1665 ± 23
CHAM1-18	173	76	0.41	0.10244 ± 0.00113	4.08430 ± 0.05198	0.28891 ± 0.00185	0.08247 ± 0.00107	0.50	1	1636 ± 9	1651 ± 10	1669 ± 21	1602 ± 20	1669 ± 21
CHAM1-9	147	91	0.57	0.10251 ± 0.00113	4.15410 ± 0.05507	0.29393 ± 0.00218	0.08475 ± 0.00110	0.56	0	1661 ± 11	1665 ± 11	1670 ± 21	1644 ± 20	1670 ± 21
CHAM1-16	119	60	0.47	0.10273 ± 0.00123	4.15440 ± 0.05857	0.29309 ± 0.00217	0.08385 ± 0.00109	0.53	0	1657 ± 11	1665 ± 12	1674 ± 23	1627 ± 20	1674 ± 23
CHAM1-19	47	32	0.63	0.10290 ± 0.00165	4.02490 ± 0.07182	0.28385 ± 0.00224	0.08041 ± 0.00105	0.44	2	1611 ± 11	1639 ± 15	1677 ± 30	1563 ± 20	1677 ± 30
CHAM1-20	84	51	0.57	0.10311 ± 0.00134	4.00660 ± 0.05878	0.28179 ± 0.00192	0.07901 ± 0.00111	0.46	2	1600 ± 10	1636 ± 12	1681 ± 24	1537 ± 21	1681 ± 24

Coordenadas UTM: 3542910N, 284935E (DATUM GWS84)

Edad ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb media ponderada = **1654 ± 10**
(2 sigma, MSWD = 0.41, n = 21)

Tabla A3. (Continuación). Datos analíticos de U-Th-Pb obtenidos por LA-ICP-MS en zircones de rocas graníticas y una muestra de gneis paleoproterozoicas recolectadas en Cerros Intersección y Chamarras, NW Sonora, México.

Número de análisis	U ^a (ppm)	Th ^a (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	error (%) ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	error (%) ^c	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	error (%) ^c	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ^b	error (%) ^c	Rho	% disc. ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma) ^e	error (Ma) ^e	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Ma) ^e	error (Ma) ^e	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma) ^e	error (Ma) ^e	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma) ^e	error (Ma) ^e	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma) ^e	error (Ma) ^e	Edad (Ma)	error (Ma)	
Muestra CHAM-3 Granito de biotita (Cerros Chamarras)				Probeta HARIM-7 (Febrero 2010)																						
CHAM3-20	222	154	0.64	0.08922 ± 0.00116	2.99260 ± 0.04390	0.24385 ± 0.00166	0.06905 ± 0.00104	0.46	0	1407 ± 9	1406 ± 11	1409 ± 23	1350 ± 20	1409 ± 23												
CHAM3-8	225	143	0.59	0.08934 ± 0.00107	3.01070 ± 0.04123	0.24479 ± 0.00162	0.07112 ± 0.00107	0.48	0	1412 ± 8	1410 ± 10	1411 ± 24	1389 ± 20	1411 ± 24												
CHAM3-1	352	215	0.57	0.08965 ± 0.00117	3.09780 ± 0.04559	0.25104 ± 0.00173	0.07404 ± 0.00111	0.46	-1	1444 ± 9	1432 ± 11	1418 ± 26	1444 ± 21	1418 ± 26												
CHAM3-10	357	141	0.37	0.08990 ± 0.00108	3.04140 ± 0.04067	0.24554 ± 0.00145	0.07184 ± 0.00108	0.44	0	1415 ± 8	1418 ± 10	1423 ± 21	1402 ± 20	1423 ± 21												
CHAM3-5	121	106	0.81	0.09047 ± 0.00118	3.50660 ± 0.05161	0.28141 ± 0.00194	0.07558 ± 0.00113	0.46	-5	1598 ± 10	1529 ± 12	1435 ± 26	1473 ± 21	1435 ± 26												
CHAM3-3	230	151	0.61	0.09077 ± 0.00118	3.08260 ± 0.04480	0.24635 ± 0.00160	0.07334 ± 0.00110	0.45	1	1420 ± 8	1428 ± 11	1442 ± 23	1431 ± 21	1442 ± 23												
CHAM3-23	55	59	0.99	0.09081 ± 0.00163	3.17870 ± 0.06198	0.25471 ± 0.00191	0.06953 ± 0.00118	0.39	-1	1463 ± 10	1452 ± 15	1443 ± 32	1359 ± 22	1443 ± 32												
CHAM3-12	223	138	0.57	0.09275 ± 0.00203	3.12690 ± 0.07866	0.24452 ± 0.00166	0.07197 ± 0.00045	0.38	2	1410 ± 9	1439 ± 19	1483 ± 39	1405 ± 8	1483 ± 39												
CHAM3-17	252	146	0.54	0.09539 ± 0.00114	3.66050 ± 0.05535	0.27882 ± 0.00257	0.07933 ± 0.00119	0.61	-1	1585 ± 13	1563 ± 12	1536 ± 21	1543 ± 22	1536 ± 21												
CHAM3-11	189	42	0.21	0.09549 ± 0.00124	3.53510 ± 0.05271	0.26922 ± 0.00197	0.08143 ± 0.00122	0.49	0	1537 ± 10	1535 ± 12	1538 ± 23	1582 ± 23	1538 ± 23												
CHAM3-9	267	150	0.52	0.09587 ± 0.00115	3.58830 ± 0.04798	0.27214 ± 0.00161	0.08645 ± 0.00130	0.44	0	1552 ± 8	1547 ± 11	1545 ± 23	1676 ± 24	1545 ± 23												
CHAM3-13	347	160	0.43	0.09945 ± 0.00119	3.99120 ± 0.05373	0.29178 ± 0.00178	0.08240 ± 0.00124	0.46	-1	1650 ± 9	1632 ± 11	1614 ± 21	1600 ± 23	1614 ± 21												
CHAM3-18	81	48	0.55	0.09959 ± 0.00149	3.93150 ± 0.06475	0.28682 ± 0.00195	0.08022 ± 0.00136	0.42	0	1626 ± 10	1620 ± 13	1616 ± 26	1560 ± 25	1616 ± 26												
CHAM3-14	160	85	0.50	0.09997 ± 0.00130	3.91890 ± 0.05696	0.28483 ± 0.00185	0.08037 ± 0.00121	0.45	0	1616 ± 9	1618 ± 12	1624 ± 23	1562 ± 23	1624 ± 23												
CHAM3-24	97	49	0.47	0.09997 ± 0.00140	3.89140 ± 0.06144	0.28283 ± 0.00206	0.08004 ± 0.00128	0.46	0	1606 ± 10	1612 ± 13	1624 ± 24	1556 ± 24	1624 ± 24												
CHAM3-2	322	44	0.13	0.10015 ± 0.00130	4.12950 ± 0.05984	0.29962 ± 0.00192	0.08937 ± 0.00152	0.44	-2	1689 ± 10	1660 ± 12	1627 ± 23	1730 ± 28	1627 ± 23												
CHAM3-19	126	71	0.52	0.10067 ± 0.00131	3.92280 ± 0.05600	0.28326 ± 0.00167	0.08026 ± 0.00112	0.41	1	1608 ± 8	1618 ± 12	1636 ± 23	1560 ± 21	1636 ± 23												
CHAM3-25	70	48	0.64	0.10064 ± 0.00151	3.94200 ± 0.06611	0.28489 ± 0.00214	0.07908 ± 0.00134	0.45	0	1616 ± 11	1622 ± 14	1636 ± 26	1538 ± 25	1636 ± 26												
CHAM3-15	94	43	0.42	0.10115 ± 0.00142	3.99500 ± 0.06271	0.28715 ± 0.00204	0.08278 ± 0.00132	0.45	0	1627 ± 10	1633 ± 13	1645 ± 24	1608 ± 25	1645 ± 24												
CHAM3-7	75	32	0.39	0.10152 ± 0.00152	4.04020 ± 0.06621	0.28906 ± 0.00191	0.08248 ± 0.00132	0.41	0	1637 ± 10	1642 ± 13	1652 ± 29	1602 ± 25	1652 ± 29												
CHAM3-4	106	52	0.45	0.10150 ± 0.00142	3.89040 ± 0.06273	0.27872 ± 0.00223	0.08124 ± 0.00138	0.50	2	1585 ± 11	1612 ± 13	1652 ± 24	1579 ± 26	1652 ± 24												
CHAM3-16	157	118	0.70	0.10159 ± 0.00132	3.86160 ± 0.05630	0.27614 ± 0.00182	0.07792 ± 0.00109	0.45	2	1572 ± 9	1606 ± 12	1653 ± 22	1517 ± 20	1653 ± 22												
CHAM3-22	70	36	0.48	0.10186 ± 0.00143	4.01370 ± 0.06230	0.28611 ± 0.00192	0.08050 ± 0.00121	0.43	1	1622 ± 10	1637 ± 13	1658 ± 24	1565 ± 23	1658 ± 24												

Coordenadas UTM: 3542653N, 283659E (DATUM WGS84)

Edad ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb media ponderada = **1637 ± 14**
(2 sigma, MSWD = 0.45, n = 11)

^aLas concentraciones de U y Th (ppm) son calculadas con relación al análisis del vidrio estandar NIST 612.

^bRelaciones isotópicas corregidas con relación al análisis de un zircón estándar de edad conocida (PLE, Plešovice = ~337 Ma; Sláma *et al.*, 2008) aplicando el método de Andersen (2002) para la corrección de Pb común.

^cTodos los errores en las relaciones isotópicas y edades están reportados a nivel 1 sigma con la excepción de la edad media ponderada reportada a 2 sigma.

^dPorcentaje de discordancia obtenido con la ecuación $(100 * [(edad^{207}Pb/^{206}Pb)/(edad^{206}Pb/^{238}U)] - 1)$ propuesta en Ludwig (2001). Valores positivos indican discordancias normales y valores negativos discordancias inversas.

Las edades en negrita fueron utilizadas para calcular la edad media ponderada empleando el diagrama *weighted average* del programa computacional Isoplot (Ludwig, 2003).

MSWD = Mean Squared Weighed Deviate (desviación media cuadrática ponderada), n = número de análisis empleados para el cálculo de la edad media ponderada.

posiblemente pobres en U). En las imágenes de catodoluminiscencia (Figura B1), todos los zircones presentan una luminiscencia moderada, algunos con una zonación fina bien definida. Otros zircones carecen de esta zonación mostrando dominios más oscuros, ricos en U. Los zircones analizados no presentan evidencia clara de herencias (núcleos de zircones preexistentes). La mayoría presenta una homogeneidad en el patrón de zoneamiento oscilatorio o crecimiento del zircón, típico de un crecimiento ígneo (p.ej., análisis 5, 15, 20, 26, 27, entre otros). Algunos otros granos que no presentan éste mismo patrón, tienen bordes blancos con alta luminiscencia, producto quizás, de la recristalización por metamorfismo que experimentó esta roca posterior a su formación. Los datos U(Th)-Pb de zircones muestran variables concentraciones de U y Th en rangos altos que van de 113–1432 ppm y 22–357 ppm, respectivamente (Tabla A2). Las relaciones isotópicas de Th/U también varían en un rango entre 0.02–0.58, predominando las relaciones >0.1 (Tabla B1). Los datos graficados en el diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A1A), muestran una gran dispersión de los análisis a lo largo de las líneas de concordia y discordia con edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ muy variables entre 1607–1768 Ma. Este comportamiento de los datos podría deberse a efectos combinados de posibles herencias, pérdida de Pb y/o sobrecrecimientos metamórficos, entre otros, que son difíciles de resolver con las imágenes de catodoluminiscencia y la ablación láser. Algunos datos son concordantes y el resto ligeramente discordantes con valores entre 1–3% (Tabla A2). La totalidad de los datos permite ajustar una línea de discordia con intersecciones a 1763 ± 34 Ma (intersección superior) y 1152 ± 150 Ma (intersección inferior). Esta última edad de intersección inferior podría interpretarse como la edad del evento que produjo la pérdida de Pb de algunos de los zircones de esta roca, los cuales se encuentran dispersos a lo largo de la línea de discordia. De acuerdo a esto, no se calculó una edad media ponderada para obtener la edad de la roca sino que se interpretó la edad de intersección superior de **1763 ± 34 Ma** (MSWD = 2.3) como la edad más aproximada de cristalización del protolito ígneo de esta roca gnéica. EL MSWD (*Mean Square of Weighted Deviates*) es un indicador del grado de ajuste estadístico de la regresión de los datos experimentales que generan incertidumbre y sirve para expresar la cantidad de dispersión de los análisis, en este caso de los datos de zircones. Comúnmente valores <2.5 indican un ajuste o dispersión estadísticamente aceptable de los datos.

A.1.2 Gneis bandeado cuarzo-feldespático de biotita (TANSE09-02)

La muestra de gneis bandeado TANSE09-02 también fue recolectada en el sector sureste de Sierra Los Tanques. De los zircones extraídos de esta muestra, solamente se seleccionaron 30 granos para su fechamiento U-Pb, de los cuales al final se descartó un análisis por no proporcionar una buena señal analítica, posiblemente por las mismas razones expuestas para la muestra anterior. Los zircones de esta roca en general son subhedrales a euhedrales. Los cristales tienen tamaños >200 μm y principalmente son incoloros cambiando a amarillo tenue. Presentan una morfología prismática con bordes y puntas muy

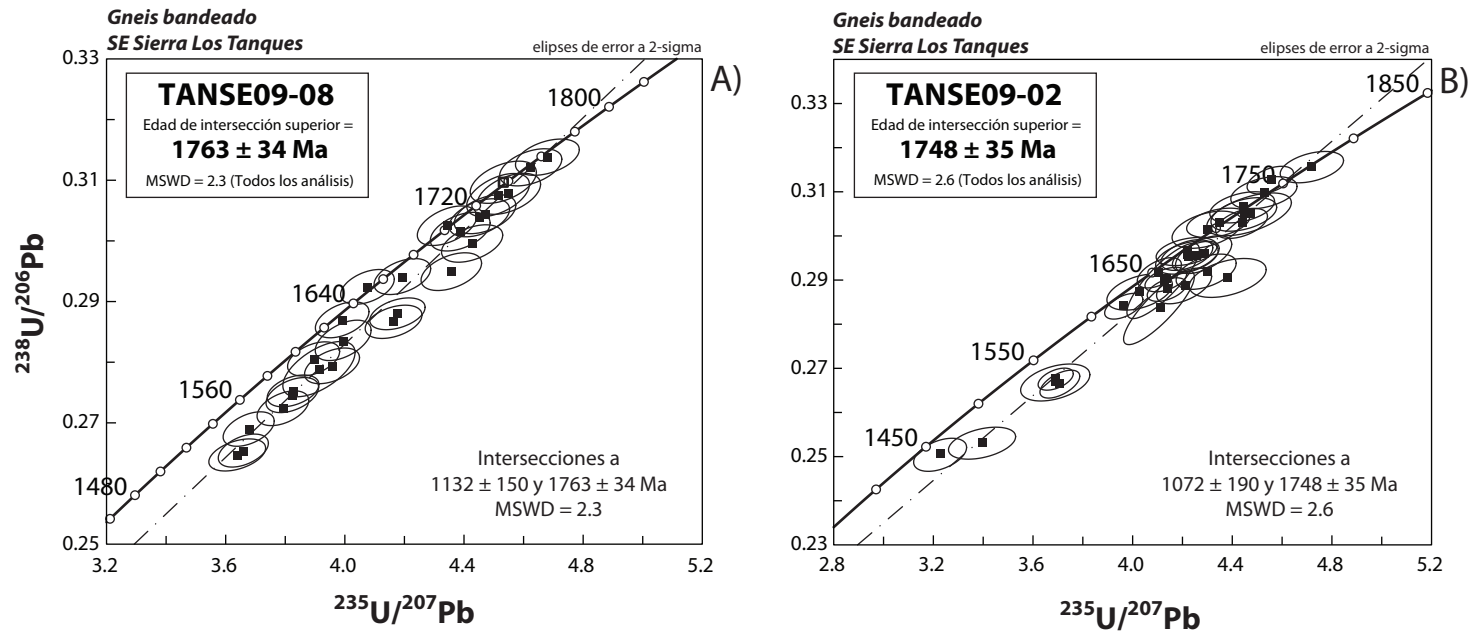


Figura A1. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zirrones de muestras de gneises paleoproterozoicos del sector SE de Sierra Los Tanques utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). (A) y (B) Gráficos de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zirrones analizados de las muestras TANSE09-08 y TANSE09-02. También se muestran las edades de intersección superior e inferior para cada una de las muestras.

redondeadas. Las imágenes de cátodoluminiscencia (Figura B2) revelan una homogeneidad en la estructura interna de los zircones mostrando la mayoría de los granos una alta luminiscencia y sin ninguna evidencia de herencias. Algunos granos muestran una especie de núcleo bien zoneado cubierto por un dominio más oscuro rico en U que carece de zonación. El resto de los zircones exhibe una zonación magmática muy fina pero bien marcada. Las concentraciones de U y Th en los zircones muestran valores bajos que van de 20–626 ppm y de 10–136 ppm, respectivamente, y con valores en las relaciones de Th/U entre 0.06–0.68 (Tabla A2). Los datos de las relaciones isotópicas U-Pb graficados en el diagrama de concordia Wetherill de la Figura A1B muestran algunos análisis concordantes pero dispersos a lo largo de la línea de concordia. El resto de los análisis muestran discordancias entre -1 y 4% (Tabla A2) también muy dispersos. Algunos zircones han sufrido una clara pérdida de Pb y algunos otros son producto posiblemente de una combinación de herencia y ligera pérdida de Pb; efectos que son difíciles de discernir con las imágenes de cátodoluminiscencia. Todos los datos proporcionan una línea de discordia con una intersección superior a 1748 ± 35 Ma y una intersección inferior a 1072 ± 190 Ma. Esta última edad podría representar la edad del pulso magmático y/o metamórfico regional que propició la pérdida de Pb en algunos de los zircones de esta muestra de gneis bandeado. Para esta roca no se ha calculado una edad media ponderada debido a la alta complejidad y dispersión que muestran los análisis. Es por eso que se interpreta la edad de intersección superior de **1748 ± 35 Ma** (MSWD = 2.6) como la edad más cercana a la cristalización del protolito de esta muestra de gneis.

A.1.3 Gneis bandeado cuarzo-feldespático de biotita (TANW09-02)

Este gneis bandeado TANW09-02 fue colectado en el sector noroeste de Sierra Los Tanques (Figura 3). Para esta muestra se escogieron 30 granos de zircón para su fechamiento U-Pb, obteniéndose datos solamente de 29 análisis, los cuales se utilizaron para graficar el diagrama de concordia tipo Wetherill de la Figura A2A. Los zircones de esta muestra son subhedrales a euhedrales con formas prismáticas alargadas pero con bordes y puntas redondeadas. Los cristales son, en su mayoría, transparentes a amarillentos y tienen tamaños variables entre 100-200 μm , algunos alcanzando tamaños >300 μm . Las imágenes de cátodoluminiscencia (Figura B3) exhiben muy bien la estructura interna de los zircones, evidenciándose algunas posibles herencias y mostrando la mayoría de los granos una alta luminiscencia y un zoneado oscilatorio bien definido, típico de un crecimiento magmático. Estos dominios fueron intencionalmente analizados para obtener una edad de cristalización para el protolito de esta roca. Las concentraciones de U y Th para estos zircones van de 162–994 ppm y de 10–159 ppm, respectivamente, y con relaciones Th/U en un rango entre 0.03–0.35, predominando un rango >0.1 (Tabla A2). En el diagrama de concordia (Figura A2A) se puede observar que la mayoría de los datos son discordantes con porcentajes de discordancia entre -1 y 7% (Tabla A2). Solamente un análisis es concordante con una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1724 ± 21 Ma. La totalidad de los análisis permiten ajustar una

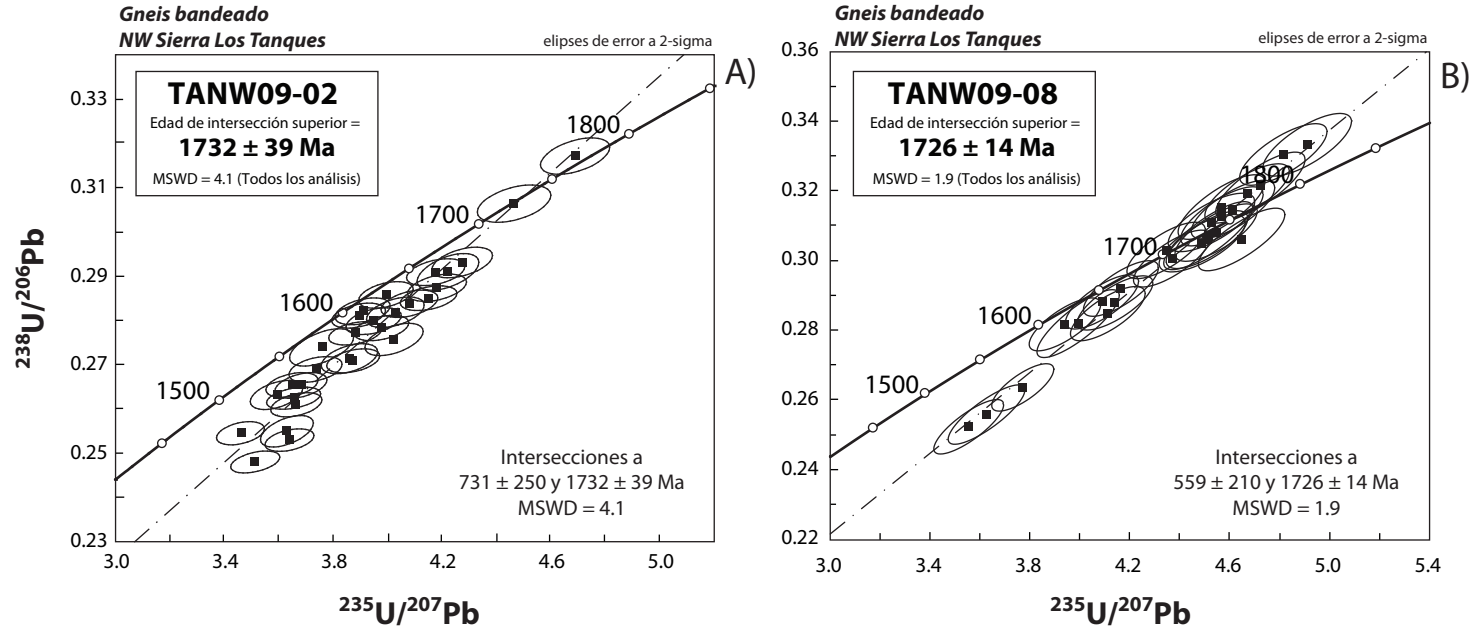


Figura A2. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zircones de muestras de gneises paleoproterozoicos del sector SE de Sierra Los Tanques utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). (A) y (B) Gráficos de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de las muestras TANW09-02 y TANW09-08. También se muestran las edades de intersección superior e inferior para cada una de las muestras.

línea de discordia con intersecciones a 731 ± 250 Ma y 1732 ± 39 Ma. No se puede obtener una edad media ponderada confiable para definir la edad de cristalización de esta roca, debido a la gran discordancia y dispersión que muestran los análisis. De acuerdo a esto, se interpreta la edad de intersección superior de **1732 ± 39 Ma** (MSWD = 4.1) como la edad más aproximada a la edad de cristalización del protolito de esta roca gnéica, y la edad de intersección inferior como la edad de pérdida de Pb producida, posiblemente, por el metamorfismo que sufrió esta roca.

A.1.4 Gneis cuarzo-feldespático de biotita (TANW09-08)

La muestra de gneis bandeado TANW09-08 también fue recolectada en el sector noroeste de Sierra Los Tanques (Figura 3). De los zircones extraídos de esta muestra se seleccionaron los 30 mejores granos para fecharlos por el método U-Pb mediante la técnica de ablación láser. Se descartó únicamente un análisis por no presentar una buena señal analítica por causas similares a las anteriormente expuestas. Los zircones de esta muestra tienen morfologías subhedrales a euhedrales con formas prismáticas alargadas pero con bordes y puntas redondeadas. Los granos, que principalmente son incoloros variando a tonos amarillos, tienen tamaños $>100 \mu\text{m}$. La cátodoluminiscencia de estos zircones revela estructuras magmáticas típicas con zoneamiento oscilatorio, las cuales fueron tomadas en cuenta para ser analizadas (Figura B4). Algunos otros zircones tienen estructuras internas (texturas) complicadas afectadas posiblemente por metamorfismo y/o hidrotermalismo (p.ej. zircones 4 y 5). A partir de las edades individuales obtenidas de cada zircón, no existe evidencia para pensar que exista algún tipo de herencia. El contenido de U para estos zircones es alto, variando de 128–3395 ppm y de 67–877 ppm para el Th, con relaciones Th/U en un rango entre 0.02–0.88 (Tabla A2). En el diagrama de concordia Wetherill de la Figura A2B se observa una gran dispersión de los análisis de zircón. Algunos datos son concordantes mientras que el resto presenta grados de discordancia entre -3 y 6%. Esta dispersión se debe, posiblemente, a que algunos granos han sufrido pérdida de Pb y algunos otros podrían representar análisis en donde se muestreo simplemente dominios algo más viejos del zircón. Todos los datos permiten ajustar una línea de discordia con intersecciones a 1726 ± 14 Ma y 559 ± 210 Ma, ésta última indicaría el evento que propició la pérdida de Pb, pero en este caso ésta edad no tiene relevancia alguna, ya que no se conoce ningún evento magmático/metamórfico al que se pueda atribuir en la región. De acuerdo a esto, se ha interpretado la edad de intersección superior de **1726 ± 14 Ma** (MSWD = 1.9) como la edad más aproximada a la edad de cristalización del protolito de esta muestra de gneis bandeado.

A.1.5 Gneis bandeado cuarzo-feldespático de biotita (GneisCen-1)

Este gneis bandeado fue recolectado en el sector central de Sierra Los Tanques (Figura 4). Un total de 25 cristales de zircón fueron seleccionados para su fechamiento U-Pb, de los cuales solamente de 20 de estos se obtuvieron edades debido a causas que se han expuesto para muestras anteriores. La mayoría de

los cristales de zircón son incoloros con morfologías subhedrales a euhedrales. Predominan las formas prismáticas alargadas con bordes y picos redondeados. Los zircons tienen tamaños variados, predominado granos con tamaños entre 250–300 μm y algunos más pequeños <200 μm . En las imágenes de cátodoluminiscencia (Figura B5) se observa que algunos zircons tienen una zonación oscilatoria, típica de crecimiento ígneo. Algunos cristales muestran una cátodoluminiscencia homogénea sin aparente zonación magmática y otros exhiben estructuras internas (texturas) complejas (p.ej. zircons 2 y 4), posiblemente asociadas a recrecimientos metamórficos y/o que han sido afectados por hidrotermalismo. En general, todos los cristales muestran alta luminiscencia, excepto un par de granos con dominios oscuros ricos en U. A partir de los datos de zircons y de imágenes de cátodoluminiscencia no se aprecia la existencia de herencia en los zircons de esta muestra. Las concentraciones de U para los zircons fechados son de 71–1397 ppm y de 27–256 ppm para el Th y relaciones Th/U de 0.11–0.78 (Tabla A2). Los datos se graficaron en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A3A), en donde se aprecia un comportamiento diferente al resto de las muestras paleoproterozoicas anteriormente descritas. Todos los análisis son inversamente discordantes (-7 a -1%; Tabla A2) y se encuentran dispersos a lo largo de la línea de discordia generada por los 20 análisis. Esta línea de discordia tiene intersecciones inferior y superior a 876 ± 1200 Ma y 1591 ± 260 Ma (MSWD = 5.5), respectivamente. Estas edades de intersección podrían ser anómalas y no tener ningún significado geológico debido al efecto de discordancia inversa que presentan los datos. Por otro lado, la totalidad de los análisis permite calcular una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada de **1682 \pm 17Ma** (2s, MSWD = 6.2, n = 20; Figura A3B) que se interpreta, a pesar del comportamiento inversamente discordante de los datos, como la edad de cristalización del protolito de esta roca gnéissica.

Cabe señalar que el efecto de discordancia inversa en zircons no es muy común pero ha sido documentado en estudios convencionales de zircons por LA-MC-ICP-MS, TIMS e incluso microsonda iónica (p.ej., SHRIMP) (ver Mattinson *et al.*, 1996 y sus referencias). La discordancia inversa es un efecto bien conocido en análisis de muestras de roca total, muestras lunares y en minerales ricos en Th, tales como la monazita. En contraste, la discordancia inversa en zircons ha sido pobremente comprendida y raramente reportada; su causa es mucho menos clara. En algunos estudios, incluso, tienen duda sobre su existencia como un fenómeno natural sugiriendo que es un efecto analítico de algún tipo. Hasta ahora, lo que se conoce y se interpreta en trabajos pioneros acerca de este efecto en zircons (ver Mattinson *et al.*, 1996 y sus referencias), es que la discordancia inversa puede ser causada por diversas situaciones como la movilización del U y el Pb durante el intemperismo y/o una reciente perturbación isotópico con pérdida de U neta y exceso de Pb radiogénico resultado de una redistribución durante un evento geológico. También pudieran existir problemas durante la preparación de la muestra y/o por un efecto o procedimiento analítico originado por la fraccionación elemental entre el U y Pb, con un incremento de

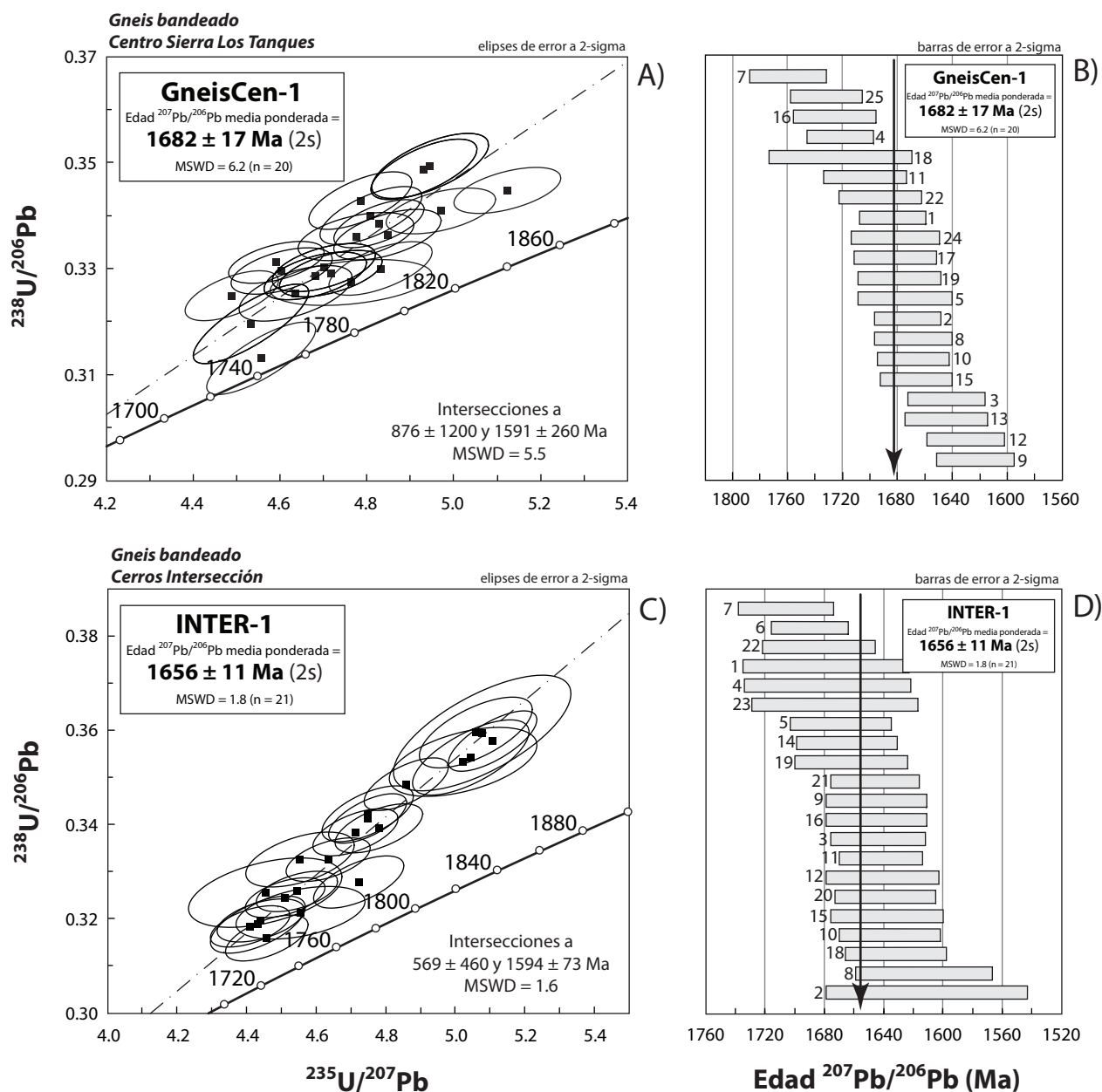


Figura A3. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zircones de muestras de gneises paleoproterozoicos del sector central de Sierra Los Tanques y de Cerros Intersección utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). (A) y (C) Gráficos de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zircones analizados de las muestras GneisCen-1 y INTER-1. También se muestra la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada y las edades de intersección superior e inferior para cada muestra. (B) y (D) Gráficos de media ponderada mostrando los análisis empleados para calcular la edad media ponderada.

Pb durante la ablación en el zircón debido a las diferencias químicas entre el zircón y el estándar y/o por la eficiencia de ionización en el plasma. Esta fraccionación, por sí misma, podría tener origen en la metamictización (daño en la red cristalina por radiación) de los zircons datados. Sin embargo, en las imágenes de catodoluminiscencia no se aprecian estos efectos de metamictización que casi siempre están asociados a prominentes fracturamientos del cristal y a la presencia de dominios muy ricos en U. Además que los zircons no son traslucidos, en casos de metamictización. Algunas posibles soluciones a este problema son realizar análisis de zircons bien caracterizados (estructura, química, imágenes) utilizando microsonda electrónica e imágenes de catodoluminiscencia (y de electrones retrodispersados) para que los dominios con patrones de zonación compleja e inclusiones puedan ser excluidas. Esto podría ayudar a aclarar y mejorar la interpretación de los datos.

A.1.6 Gneis bandeado cuarzo-feldespático de biotita (INTER-1)

Muestra de gneis bandeado recolectada en la localidad de Cerros Intersección, ubicada al noroeste de Sierra Los Tanques. Después de realizar la separación mineral, y posterior la caracterización de los zircons, se seleccionaron 25 cristales para su fechamiento U-Pb para obtener la edad de cristalización del protolito de esta muestra de gneis. Los zircons son principalmente transparentes variando a colores amarillentos. La morfología de los cristales es subhedral a euhedral con formas prismáticas alargadas y otras más redondeadas, con bordes y puntas bien definidas, pero ligeramente redondeadas. Todos los cristales presentan tamaños entre 100–250 μm , predominado los granos $>200 \mu\text{m}$. En las imágenes de catodoluminiscencia (Figura B6), la mayoría de los cristales son luminiscentes. Algunos zircons exhiben zonación oscilatoria bien marcada y definida, típica de un crecimiento de origen magmático. Otros cristales muestran zonación difusa, no muy bien marcada, y algunos otros contienen núcleos altamente luminiscentes, muy brillosos, que son rodeados por capas delgadas con poca luminiscencia de color negro ricas en U, y algunas otras mostrando una ligera zonación. Los contenidos de U y Th para estos zircons van de bajos a moderados (23–398 ppm y 17–255 ppm, respectivamente) con relaciones Th/U entre 0.14 a 1.16, típicas de zircons magmáticos (Tabla A3). De los 25 zircons analizados, solo de 21 se obtuvieron datos, posiblemente, debido a causas analíticas discutidas anteriormente. Estos datos se graficaron en un diagrama de concordia Wetherill (Figura A3C) en donde se observa un comportamiento de los datos similar a la muestra anterior. Los 21 datos son inversamente discordantes y muestran una gran dispersión a lo largo de la línea de discordia que tiene intersecciones a $569 \pm 460 \text{ Ma}$ y $1594 \pm 73 \text{ Ma}$ (MSWD = 1.6), edades de intersección que podrían no tener ningún significado geológico debido al comportamiento inversamente discordante de los datos. Se calculó, utilizando todos los análisis, una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada de **1656 \pm 11 Ma** (2s, MSWD = 1.8, n = 21; Figura A3D) que se ha interpretado como la edad de cristalización del protolito de este gneis bandeado. Esta edad es consistente con las edades del resto de los gneises fechados anteriormente y con las edades paleoproterozoicas para

este tipo de rocas que forman parte del basamento de la misma edad en la región. Como se comentó en la muestra anterior, este efecto de discordancia inversa se atribuye generalmente al exceso de Pb radiogénico resultado de la redistribución del U y Pb durante un proceso o modificación geológica y/o a un efecto analítico con incremento de Pb debido a la eficiencia de ionización diferencial entre el zircón y el estándar. En cualquier caso, la información geocronológica derivada de los datos $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ es válida como lo señala [Mattinson \(1996\)](#).

A.2 Ortogneis y granito paleoproterozoicos de Cerros Chamarras

Estas muestras de ortogneis y granito de biotita, que afloran en la localidad llamada Cerros Chamarras ubicada al NW de Sierra Los Tanques, son de gran importancia e interés ya que representan una zona geológica en donde se evidencia un pulso magmático y de deformación de edad paleoproterozoica, único en la región y que hasta ahora no había sido documentado en el NW de Sonora. La evidencia de campo existente es que una unidad de ortogneis de biotita (CHAM-1), que se encuentra fuertemente deformada, es cortada perpendicularmente a su foliación por un granito de biotita de grano fino (CHAM-3). De acuerdo a esto, se seleccionaron dos muestras representativas de cada unidad para documentar y corroborar con el fechamiento U-Pb de zircones de las unidades este hecho. Los resultados se muestran en la [Tabla A3](#) y en la [Figura A4](#) y las imágenes de cátodoluminiscencia (CL) en donde se muestran los zircones fechados y los sitios de ablación se encuentran en las [Figuras B7–B8](#) en el [Apéndice B](#).

A.2.1 Ortogneis de biotita (CHAM-1)

Esta muestra de ortogneis de biotita CHAM-1, se recolectó en la localidad de Cerros Chamarras ubicada al noroeste de Sierra Los Tanques. Para esta roca se analizaron 25 granos de zircón con el fin de determinar la edad de cristalización del protolito de esta muestra ortogneisica. Los zircones son transparentes a rosa pálido con morfologías prismáticas alargadas subhedrales a euhedrales. Tienen bordes y puntas bien definidas y tamaños que varían en un rango entre 200–250 μm . En las imágenes de cátodoluminiscencia ([Figura B7](#)) se aprecia una baja a moderada luminiscencia mostrando una difusa zonación magmática no muy marcada, pero sin evidencia de herencias como también lo sugieren los datos U-Pb. Los zircones de esta muestra tienen concentraciones de U y Th bajas de 39–210 ppm y 24–160 ppm, respectivamente y presentan relaciones Th/U entre 0.31–0.72, típicas de zircones de origen magmático (>0.1) ([Tabla A3](#)). De los 25 análisis realizados, solamente se obtuvieron datos de 21 zircones, los cuales fueron graficados en un diagrama de concordia tipo Wetherill ([Figura A4A](#)) en donde se aprecia la agrupación relativamente concordante de los 21 análisis. Aunque algunos datos son concordantes, otros tienen discordancias entre -1 y 2% ([Tabla A3](#)). Esta agrupación de datos permite calcular una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada de **1654 \pm 10 Ma** (2s, MSWD = 0.41, n = 21; [Figura A4B](#)) que se interpreta como la edad de cristalización del protolito de este ortogneis. La totalidad de los datos

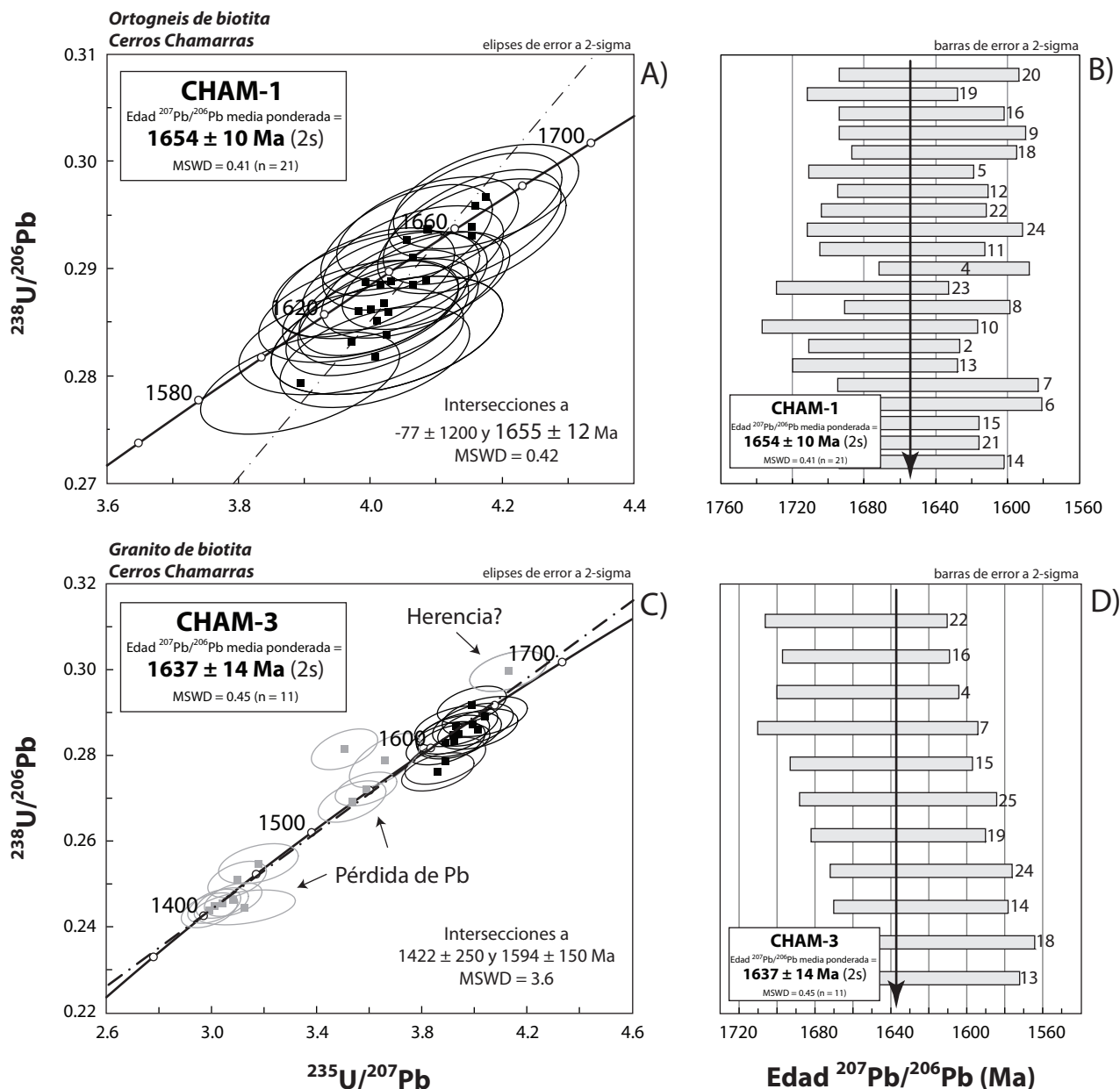


Figura A4. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zirrones de rocas paleoproterozoicas de Cerros Chamarras, ubicados al NW de Sierra Los Tanques utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). (A) y (C) Gráficos de concordia tipo Wetherill mostrando todos los datos de los zirrones analizados de las muestras CHAM-1 y CHAM-3. También se muestra la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada y las edades de intersección superior e inferior para cada muestra. Los análisis representados por las elipses y cuadrados de color negro fueron empleados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que los análisis en color gris (elipses y cuadrados) fueron descartados para este cálculo debido a que representan zirrones con diferentes grados de herencia y/o pérdida de Pb. (B) y (D) Gráficos de media ponderada mostrando los análisis empleados para calcular la edad media ponderada.

permite ajustar una línea de discordia con edades de intersección inferior de -77 ± 1200 y superior de 1655 ± 12 Ma (MSWD = 0.42). La edad de intercepta superior es consistente, prácticamente igual, que la edad media ponderada calculada para esta muestra.

A.2.2 Granito de biotita (CHAM-3)

Este granito de biotita CHAM-3 fue recolectado en los Cerros Chamarras al NW de Sierra Los Tanques; en el mismo lugar en donde fue muestreado el ortogneis de biotita CHAM-1. Esta muestra y la anterior guardan una relación de campo importante, ya que la muestra de granito de grano fino de biotita intruye perpendicularmente a la foliación del ortogneis paleoproterozoico. Para esta muestra se realizó el fechamiento de 25 granos de zircón, los cuales son incoloros a rosáceos pálido y tienen tamaños entre 150–250 μm . Algunos cristales son subhedrales a euhedrales y tienen formas prismáticas alargadas con bordes y puntas bien definidas, cristales típicos de origen ígneo. Las imágenes de catodoluminiscencia (Figura B8) no revelan herencias, sino estructuras magmáticas típicas, aunque con un zoneamiento no muy marcado. Algunos zircones muestran núcleos con alta luminiscencia bordeados por un dominio más oscuro quizás rico en U, aunque no existe una diferencia significativa en las edades para pensar que estos núcleos representen herencias. Las concentraciones de U para estos zircones son moderadas y van de 55–357 ppm y de 32–215 ppm para el Th con relaciones de Th/U ente 0.13–0.99 (Tabla A3). Los datos U-Pb se graficaron en un diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura A4C), en donde se observa una agrupación de once análisis concordantes (elipses y cuadrados de color negro) que se emplearon para calcular una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada de **1637 \pm 14 Ma** (2s, MSWD = 0.45, n = 11; Figura A4D). Esta edad se ha interpretado como la edad de cristalización de esta muestra de granito. Los datos representados por las elipses y cuadrados de color gris, aunque algunos son concordantes, se interpretan como datos que presentan un pequeño grado de herencia o son zircones que han sufrido diferentes grados de pérdida de Pb (Figura A4C). Estos datos no fueron usados para el cálculo de la edad media ponderada. Se observa que el total de los análisis proporcionan una línea de discordia con intersecciones a 1422 ± 250 Ma y 1594 ± 150 Ma (MSWD = 3.6). Se interpreta que la edad de intersección inferior de 1422 ± 250 Ma pudiera representar la edad del evento magmático y/o metamórfico regional que propicio la pérdida de Pb en algunos de los zircones concordantes de ~ 1.6 Ga. Cabe destacar que, aunque las muestras CHAM-1 y CHAM-3 podrían tener la misma edad o traslaparse dentro de los límites de error, las evidencias de campo ayudan a validar y a constatar que la muestra de ortogneis CHAM-1 es más vieja, ya que es cortada por el granito CHAM-3. Este es un buen ejemplo de la importancia del contexto geológico para hacer interpretaciones de datos geocronológicos.

A.3 Granitoides laramídicos de Sierra Los Tanques

A.3.1 Granodiorita de biotita y hornblenda (CG09-02)

Esta muestra de granodiorita CG09-02 fue recolectada en la localidad Cuate Grey en el sector noroeste de Sierra Los Tanques. Para determinar la edad de cristalización de esta roca se eligieron 30 zircones para su fechamiento U-Pb. Los zircones extraídos de esta muestra son generalmente incoloros con tamaños entre 200-400 μm . Los cristales son euhedrales con morfologías prismáticas alargadas con bordes y picos bien definidos. En las imágenes de cátodoluminiscencia (Figura B21) los zircones muestran buena luminiscencia, revelando, la mayoría de los granos, una zonación oscilatoria bien definida, típica de crecimiento magmático. Estos dominios o áreas de zonación magmática fueron intencionalmente analizados con el fin de obtener la edad de cristalización de la roca. No existe evidencia clara de herencias, aunque algunos zircones muestran en su interior núcleos o semillas altamente luminiscentes que podrían interpretarse fácilmente como herencias, las cuales no han sido confirmadas por los fechamientos U-Pb individuales realizados intencionalmente en los núcleos de algunos zircones (p.ej., zircones 24 y 28, Figura B21). Algunos zircones tienen bordes o dominios más oscuros indicativos de zonas ricas en U (p.ej., zircones 12, 19, 20 y 28). Las concentraciones de U y Th para los zircones analizados son altas variando de 44–5084 ppm y 23–1098 ppm, respectivamente, con relaciones Th/U en un rango entre 0.16–0.80, valores típicos de zircones de origen magmático (Tabla A4). En el diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura A5A) se observan los 30 datos U-Pb de los zircones analizados. La mayoría de los análisis son ligeramente discordantes ($\leq 8\%$) y muestran una dispersión a lo largo de la línea de concordia con edades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ variando en un rango entre 72–79 Ma. La agrupación de 20 datos, representados por las elipses y cuadrados de color negro, fueron utilizados para calcular una edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada de **75.4 \pm 0.3 Ma** (2s, MSWD = 1.4, n = 20; Figura A5B) que se interpreta como la edad de cristalización de esta granodiorita. Los datos en color gris (elipses y cuadrados) que no fueron empleados para este cálculo representan zircones con posibles efectos de herencia y/o pérdida de Pb, difíciles de resolver con las imágenes de cátodoluminiscencia. Se interpreta que los análisis más viejos corresponden al muestreo de dominios simplemente más viejos del zircón y los análisis más jóvenes podrían representar zircones que han experimentado una pérdida parcial de Pb.

A.3.2 Microdiorita (MICRO-2)

Esta muestra de microdiorita MICRO-2 fue recolectada en el sector noroeste de Sierra Los Tanques (Figura 3). De los zircones separados de esta roca, un total de 30 granos fueron analizados para determinar la edad de cristalización de esta microdiorita. Los zircones son euhedrales e incoloros, con morfologías prismáticas alargadas con forma de agujas. Los cristales tienen tamaños entre 100–300 μm , predominado los más grandes $>200 \mu\text{m}$. En las imágenes de cátodoluminiscencia (Figura B22) se muestra que los zircones tienen una buena luminiscencia y no revelan una zonación clara, infiriéndose que su

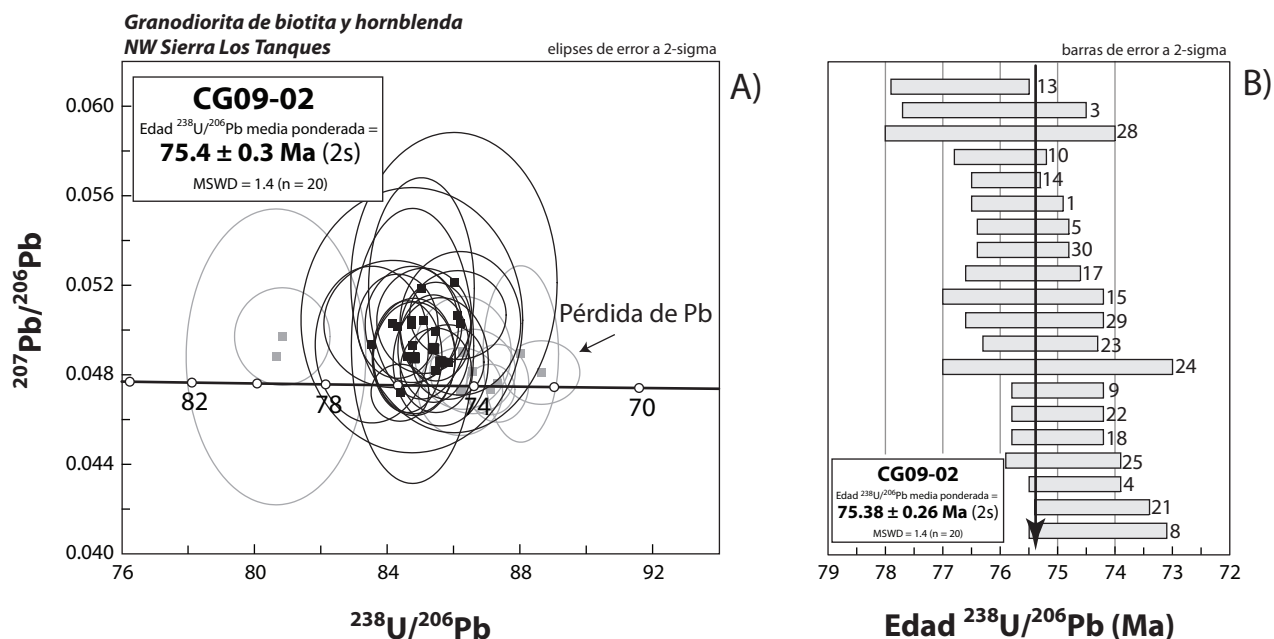


Figura A5. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zirrones de una muestra de granodiorita CG09-02 recolectada en el sector NW de Sierra Los Tanques utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). (A) Gráfico de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zirrones analizados. También se muestra la edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada calculada para ésta muestra. Los análisis representados por las elipses y cuadrados de color negro fueron empleados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que los análisis en color gris (elipses y cuadrados) fueron descartados para este cálculo debido a que representan zirrones con diferentes grados de herencias y/o pérdida de Pb. (B) Gráfico de media ponderada mostrando los análisis empleados para calcular la edad media ponderada.

estructura forma parte de una sola etapa de crecimiento magmático. En estas imágenes no hay evidencia de la existencia de herencias, ni tampoco fueron confirmadas por los datos U-Pb. Los contenidos de U y Th de los zircones analizados son moderados a altos y van de 193–1265 ppm y 142–730 ppm, respectivamente; con relaciones Th/U en un rango entre 0.45–0.99 (Tabla A4), valores típicos para zircones de origen ígneo. Los datos U-Pb se graficaron en un diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg (Figura A6A) en donde se aprecian tres análisis altamente discordantes (15–31%) y una agrupación coherente de análisis más jóvenes. En un acercamiento a estos datos más jóvenes (Figura A6B) se observa que los análisis muestran una gran dispersión a lo largo de la línea de concordia con edades que varían de 69–75 Ma. La mayoría de los análisis son discordantes (>10%), mientras que una agrupación de 8 datos, relativamente concordantes ($\leq 7\%$), representados por elipses y cuadrados negros, permiten el cálculo de una edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada de **72.7 \pm 0.6 Ma** (2s, MSWD = 1.0, n = 8; Figura A6C) que es interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de microdiorita. El resto de los datos en color gris (elipses y cuadrados) no se han utilizado para determinar la edad media ponderada ya que son análisis muy discordantes que al incorporarlos al cálculo de la edad, no proporcionan un ajuste estadístico aceptable de los datos isotópicos (MSWD <2.5).

A.3.3 Granito de dos micas (TANSE-10)

Este granito de dos micas TANSE-10 fue recolectado en el sector sureste de Sierra Los Tanques (Figura 5). Para esta muestra se analizaron un total de 25 granos de zircón para obtener la edad de cristalización del granito. Los zircones encontrados en esta muestra tienen tamaños entre 100–150 μm , son incoloros y subhedrales a euhedrales con formas prismáticas. En las imágenes de catodoluminiscencia (Figura B23) se aprecian núcleos o semillas con alta luminiscencia que corresponden a herencias; algunas de éstas han sido constatadas por varios de los análisis U-Pb (p.ej., zircón/análisis 1, 5, 10, 18 y 23). Otros zircones exhiben típicas estructuras de crecimiento magmático; zonaciones oscilatorias bien definidas (p.ej., zircones 8, 9, 19 y 20). Las concentraciones de U y Th para los zircones analizados son altas de 58–3579 ppm y 124–3315 ppm, respectivamente y con relaciones Th/U que varían en un rango entre 0.14–1.96; valores altos característicos de zircones que se formaron en un ambiente ígneo (Tabla A4). En el diagrama de concordia tipo Tera Wasserburg de la Figura A6D se encuentran graficados todos los datos observándose la existencia de las herencias reconocidas en las imágenes de catodoluminiscencia. Estas herencias tienen edades que van en un rango de 197–1706 Ma con diversos grados de discordancia; algunas altamente discordantes (15–31%) y otras básicamente concordantes (-1 y 1%). Se destaca la presencia de dos zircones heredados muy concordantes; uno con una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1706 \pm 22 Ma y otro con edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de 239 \pm 4 Ma. Estas herencias se pueden explicar fácilmente por la ocurrencia de rocas de basamento ígneo de esas edades presentes en la región. Un acercamiento a los datos más jóvenes (Figura A6E) nos muestra una gran dispersión de los datos con diferentes grados de discordancia

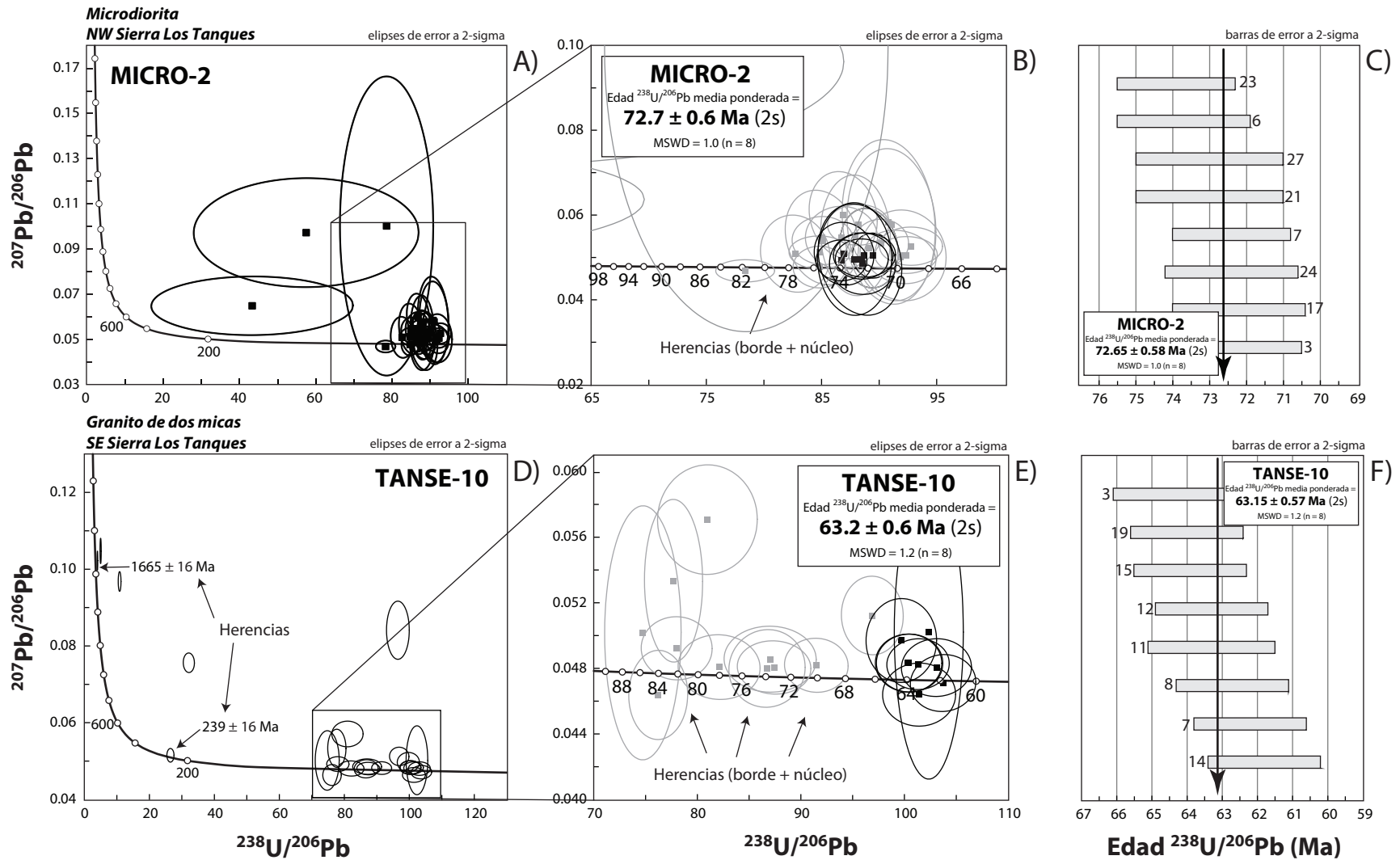


Figura A6. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zircones de rocas laramídicas de Sierra Los Tanques utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). (A) y (D) Gráficos de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zircones analizados de las muestras MICRO-2 y TANSE-10. (B) y (E) Acercamientos a los datos más jóvenes en donde se muestra la edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada calculada para cada muestra. Los análisis representados por las elipses y cuadrados de color negro fueron empleados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que los análisis en color gris (elipses y cuadrados) fueron descartados para este cálculo debido a que representan zircones con diferentes grados de herencias y/o pérdida de Pb. (C) y (F) Gráficos de media ponderada mostrando los análisis empleados para calcular la edad media ponderada.

a lo largo de la línea de concordia y con edades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ que varían en un rango entre 62 y 86 Ma. Una agrupación de 8 análisis (elipses y cuadrados negros), relativamente concordantes (entre -2 y 5%), permite calcular una edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada de **63.2 ± 0.6 Ma** (2s, MSWD = 1.2, n = 8; [Figura A6F](#)). Esta edad es interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de granito. Los análisis representados por las elipses y cuadrados de color gris no se utilizaron para el cálculo de esta edad media ponderada debido a que algunos análisis son altamente discordantes (>10%) y otros representan el muestreo de dominios más viejos del zircón (p.ej., zircón/análisis 2 y 13) e incluso podrían ser análisis en donde se ha muestreado parte de un núcleo heredado (p.ej., zircón/análisis 9, 16, 17 y 25).

A.4 Riolita de Sierra Los Tanques

A.4.1 Riolita (LV09-01)

Esta muestra de riolita LV09-01 fue recolectada en la localidad de Cerros Los Vidrios en el sector noroeste de Sierra Los Tanques ([Figura 3](#)). Para esta muestra de riolita se analizaron 20 zircones para obtener la edad de cristalización. De los 20 zircones analizados solamente se obtuvieron datos coherentes de 16 zircones ya que el resto de los análisis fueron descartados debido a causas analíticas que ya han sido discutidas anteriormente. Los zircones extraídos de esta riolita son pequeños con tamaños entre 50–100 μm , incoloros y subhedrales a euhedrales. En las imágenes de catodoluminiscencia ([Figura B24](#)) no se observa la existencia de herencias, las cuales tampoco fueron comprobadas por los fechamientos U-Pb. En algunos zircones se aprecia una zonación oscilatoria, estructura típica de crecimiento magmático, y en otros es difícil de observar debido al tamaño pequeño de los cristales. Los zircones analizados tienen concentraciones de U y Th moderadas de 157–403 ppm y de 122–461 ppm, respectivamente, con relaciones Th/U en un rango entre 0.48-1.05; valores altos indicativos de zircones de origen magmático ([Tabla A5](#)). Todos los datos fueron graficados en el diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg de la [Figura A7A](#) en el cual se observa que los análisis con diversos grados de discordancia muestran una ligera dispersión. La agrupación de los 9 datos en color negro (elipses y cuadrados) fueron empleados para calcular una edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada de **14.2 ± 0.1 Ma** (2s, MSWD = 1.9, n = 9; [Figura A7B](#)) que ha sido interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de riolita. El resto de los análisis en color gris fueron descartados para determinar la edad media ponderada ya que representan, algunos de estos, análisis muy discordantes con errores grandes y su incorporación al cálculo de la edad no proporciona un ajuste estadístico aceptable (MSWD <2.5).

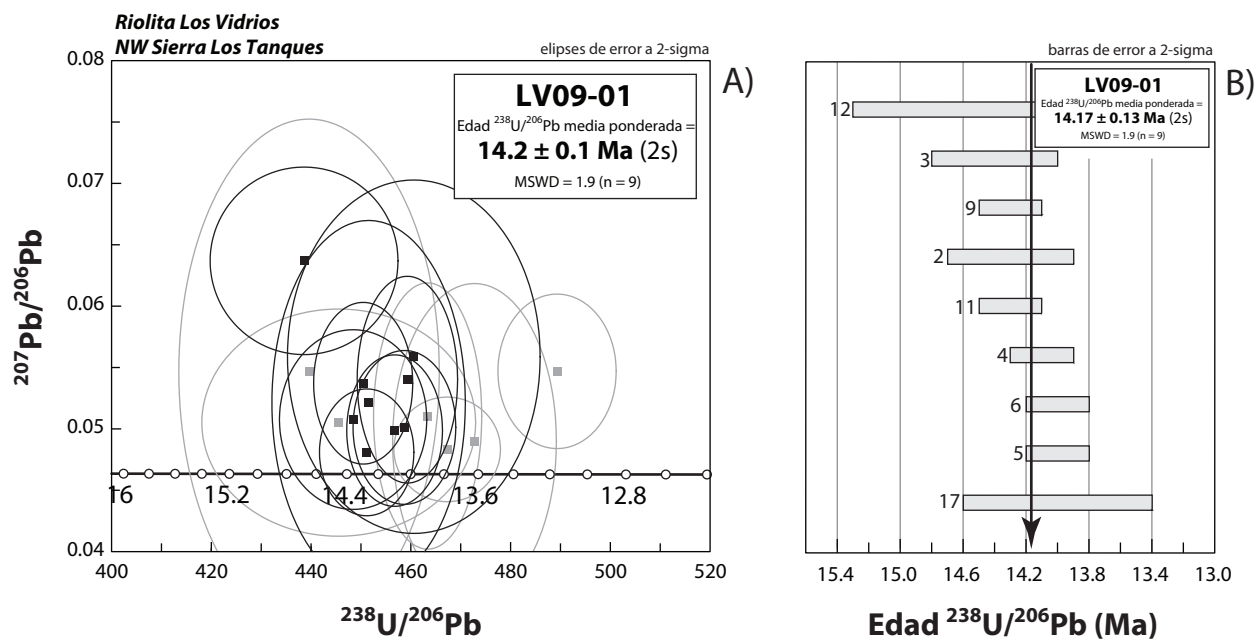


Figura A7. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zirrones de una muestra de riolita miocénica recolectada en el sector NW de Sierra Los Tanques utilizando la técnica de ablación láser (LA-ICP-MS). (A) Gráfico de concordia tipo Tera-Wasserburg mostrando todos los datos de los zirrones analizados. También se muestra la edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada calculada para ésta muestra. Los análisis representados por las elipses y cuadrados de color negro fueron empleados para el cálculo de la edad media ponderada, mientras que los análisis en color gris (elipses y cuadrados) fueron descartados para este cálculo debido a que representan zirrones con diferentes grados de herencias y/o pérdida de Pb. (B) Gráfico de media ponderada mostrando los análisis empleados para calcular la edad media ponderada.

Apéndice B: Imágenes de Cátodoluminiscencia de zircones

Este apéndice muestra imágenes de cátodoluminiscencia de zircones de muestras de rocas de la Sierra Los Tanques, NW de Sonora. Las imágenes fueron tomadas en el U.S. Geological Survey de Denver, Colorado, utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM) marca JEOL modelo 5600. Estos estudios fueron supervisados por la Dra. Heather Lowers con ayuda de Dr. Daniel Miggins, ambos empleados del U.S. Geological Survey.

La caracterización de zircones por técnicas de microscopía de luz transmitida y reflejada, además de Cátodoluminiscencia (*Cathodoluminescence*; *CL*), es fundamental para poder diseñar los experimentos de geocronología de U-Pb en zircones utilizando la técnica LA-MC-ICPMS (*Laser Ablation–Multi-collector–Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) y/o SHRIMP-RG (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe–Reverse Geometry*; Micro Sonda Iónica de Alta Resolución Sensible de Geometría Inversa).

La CL a partir de zircones montados en probetas de resina epóxy doblemente pulidas nos permite obtener imágenes de zoneamientos minerales del zircón, que en ocasiones, por si solos, proporcionan información fundamental para entender los procesos de formación de los mismos. Por ejemplo, es posible identificar semillitas dentro de los granos únicos de zircón, que de forma preliminar se pueden interpretar como herencia de zircones más antiguos en los que se han nucleado nuevas generaciones de zircón. En ocasiones, también se aprecian bandeados de crecimiento característicos de zircones generados a partir de magmas. Por último, también se pueden observar recrecimientos de zircón que pudieran indicar recrecimientos asociados a metamorfismo. En ocasiones, estas relaciones de crecimiento de zircones nos permiten establecer la edad relativa de estos; sin embargo, son necesarios los fechamientos de U-Pb para establecer la edad absoluta de los mismos.

La cátodoluminiscencia es una herramienta importante en la geocronología U-Pb en zircones ya que el estudio de estas imágenes ayudan a decidir el lugar en donde se muestreará el zircón (núcleo o periferia, etc.), ya sea por la técnica de ablación láser o por la técnica de microsonda iónica.

A continuación se muestran imágenes de cátodoluminiscencia de zircones para cada muestra de roca fechada, donde se presenta el lugar de ablación y la edad para ese punto en el zircón.

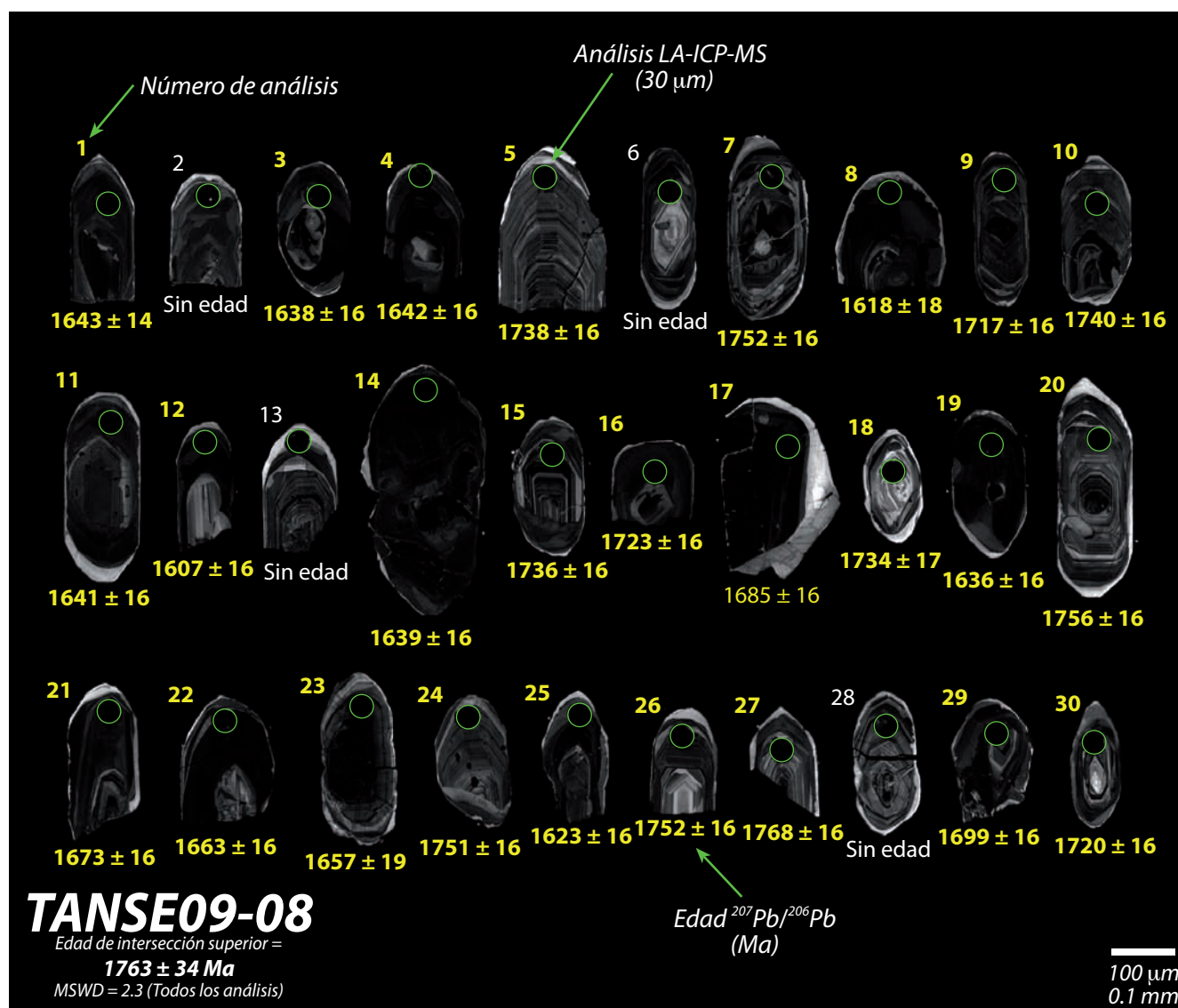


Figura B1. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zircones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zircones pertenecen a la muestra de gneis bandeado TANSE09-08 recolectada en el sector SE de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad de intersección superior, interpretada como la edad de cristalización del protolito de esta muestra de gneis, es de 1763 ± 34 Ma (MSWD = 2.3).

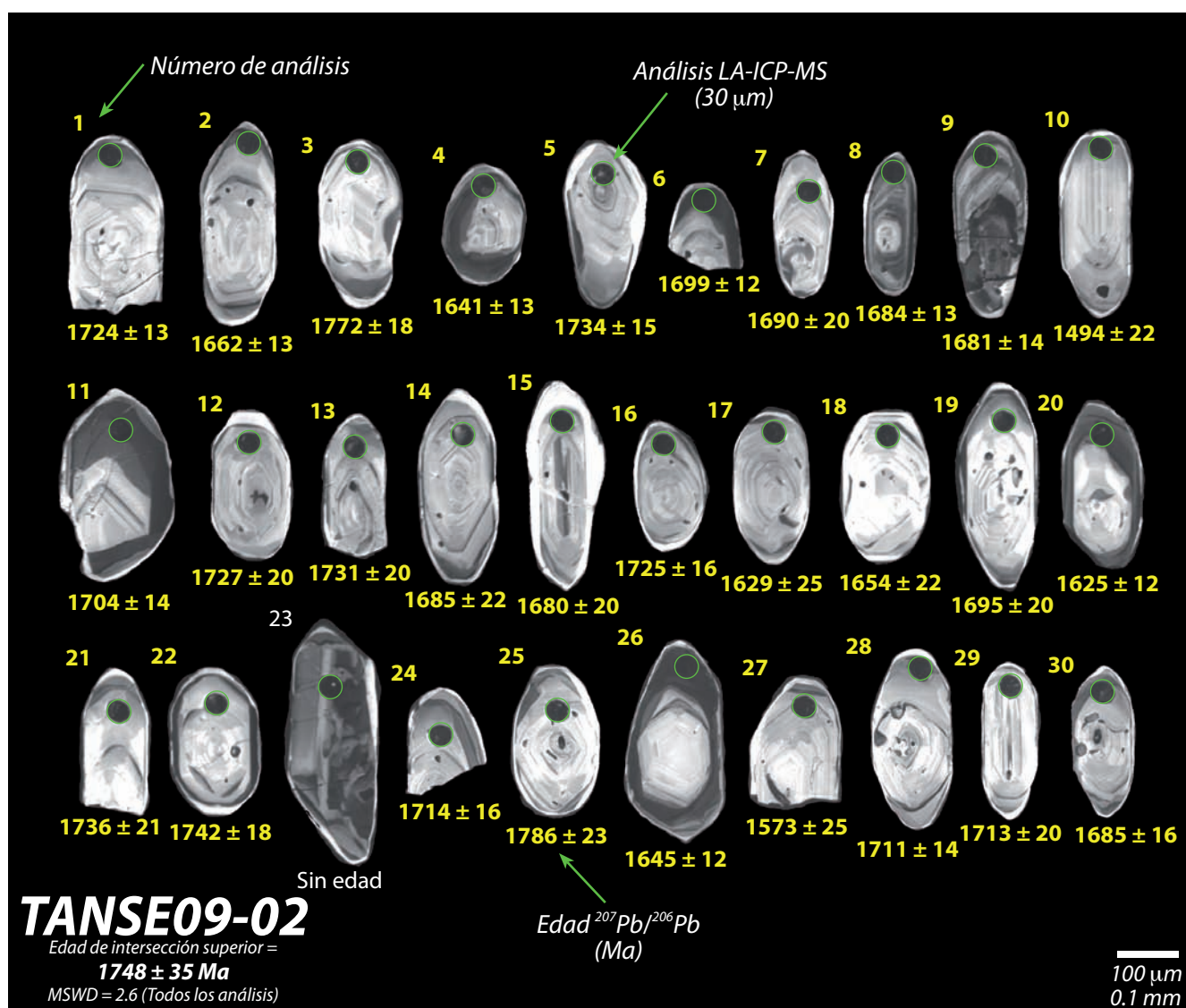


Figura B2. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zirrones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zirrones pertenecen a la muestra de gneis bandeado TANSE09-02 recolectada en el sector SE de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad de intersección superior, interpretada como la edad de cristalización del protolito de esta roca gnéissica, es de 1748 ± 35 Ma (MSWD = 2.6).

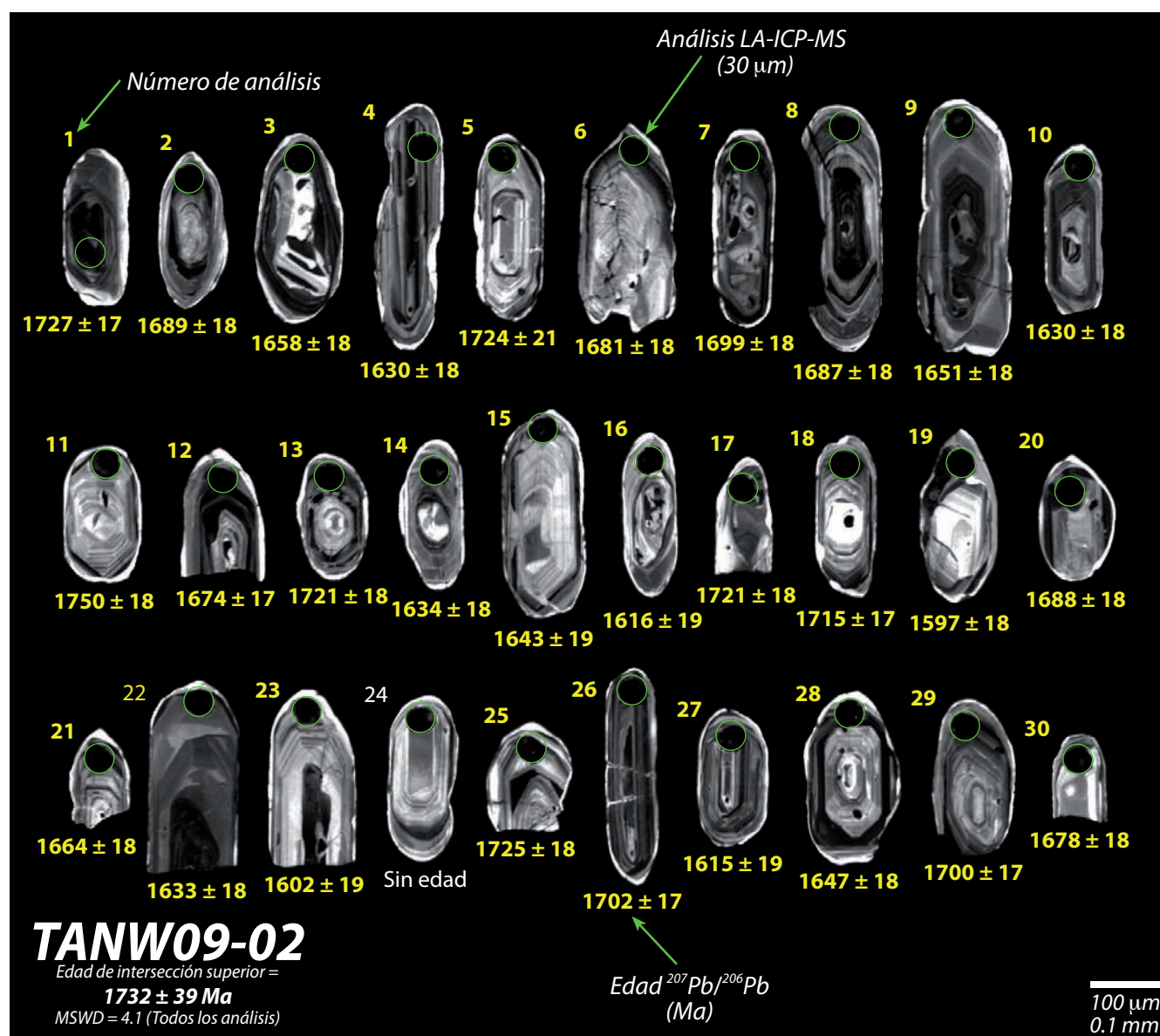


Figura B3. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zirrones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zirrones pertenecen a la muestra de gneis bandeado TANW09-02 recolectada en el sector NW de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad de intersección superior, interpretada como la edad de cristalización del protolito de esta muestra de gneis bandeado, es de 1732 ± 39 Ma (MSWD = 4.1).

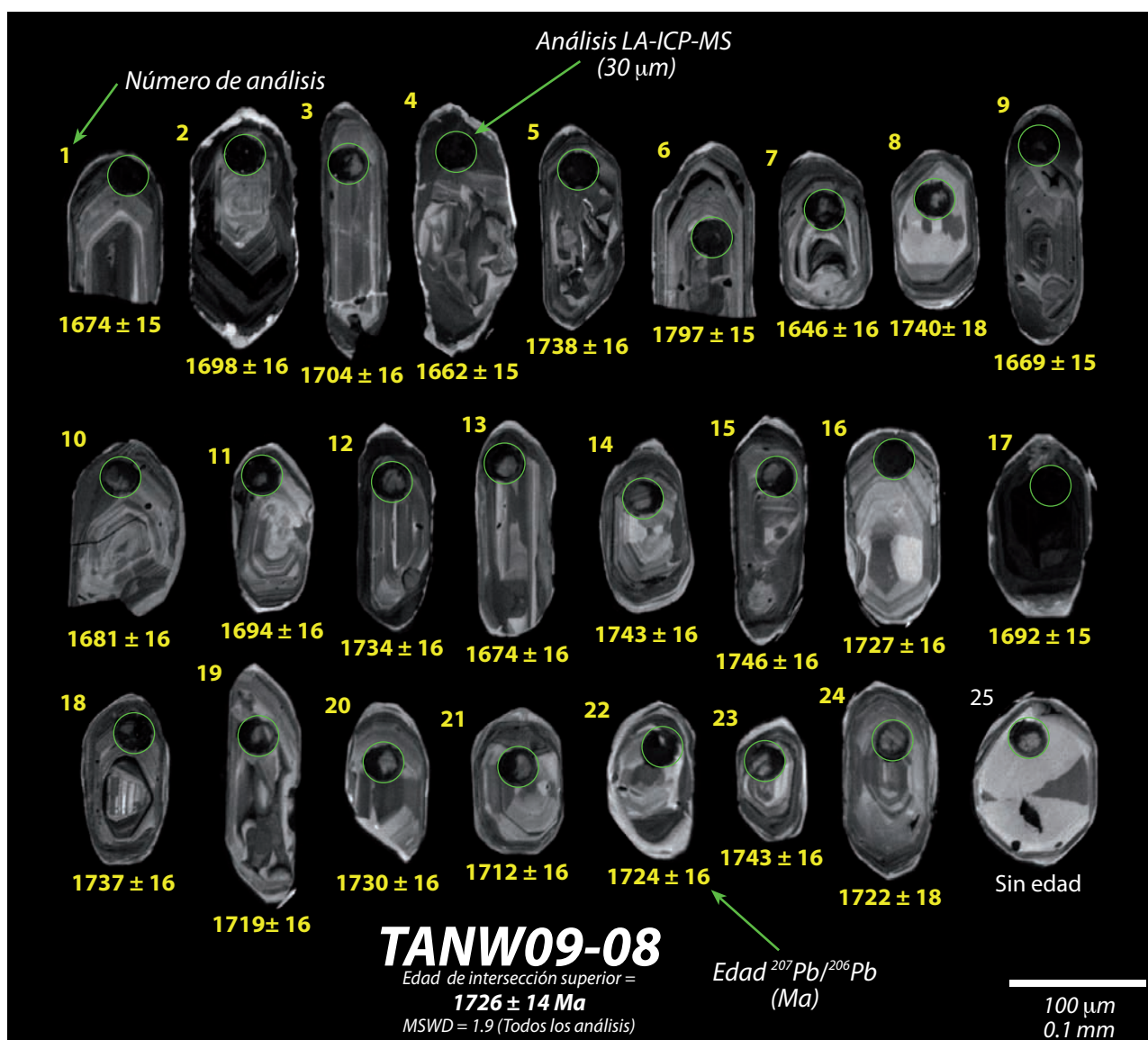


Figura B4. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zirrones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zirrones pertenecen a la muestra de gneis bandeado TANW09-08 recolectada en el sector NW de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad de intersección superior, interpretada como la edad de cristalización del protolito de esta muestra de gneis bandeado, es de 1726 \pm 14 Ma (MSWD = 1.9).

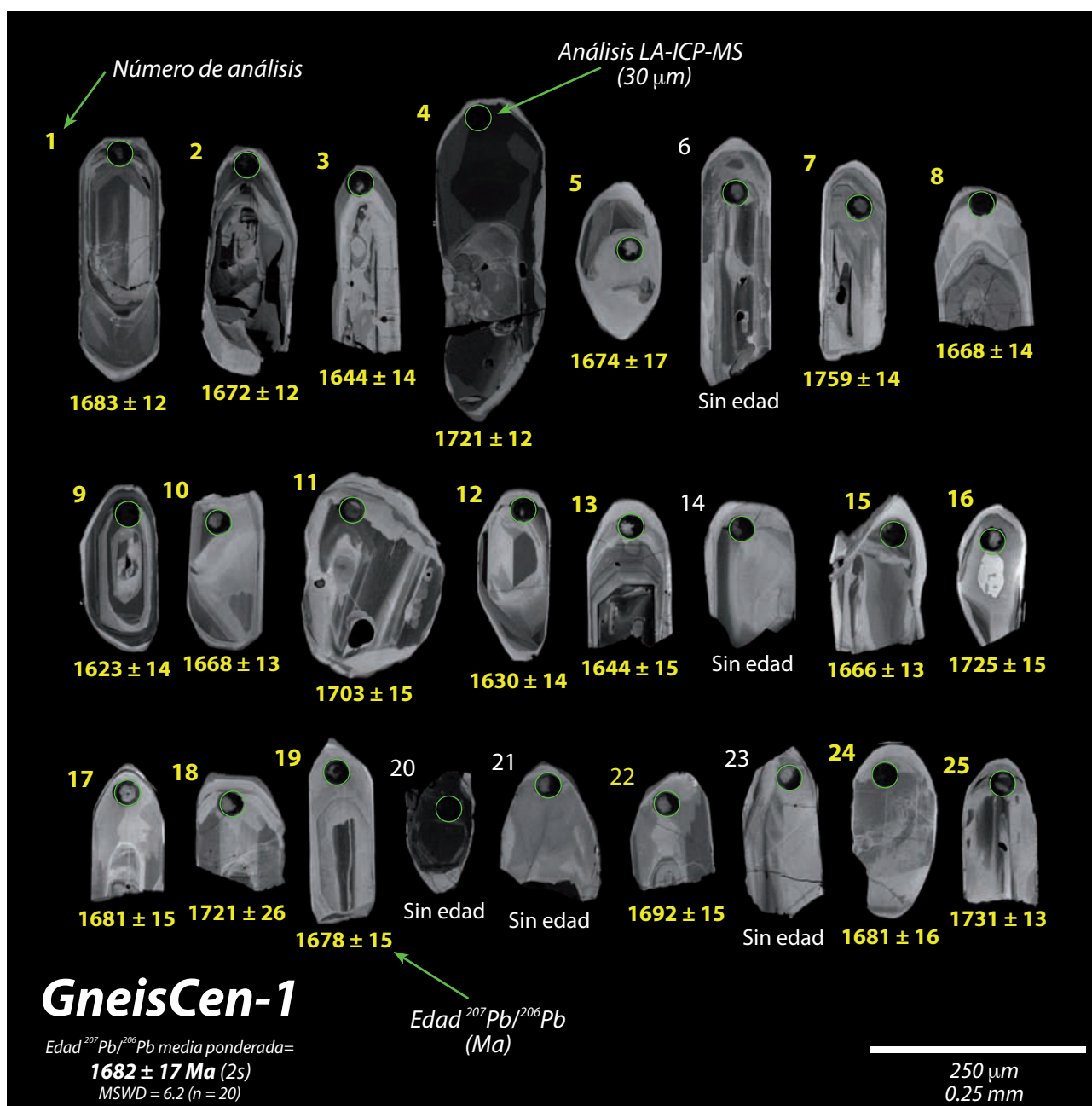


Figura B5. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zircones, obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zircones pertenecen a la muestra de gneis bandeado GneisCen-1 recolectada en el sector central de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización del protolito de esta muestra gnéisica, es de 1682 \pm 17 Ma (MSWD = 6.2, n = 20), reportada a precisión 2 sigma.

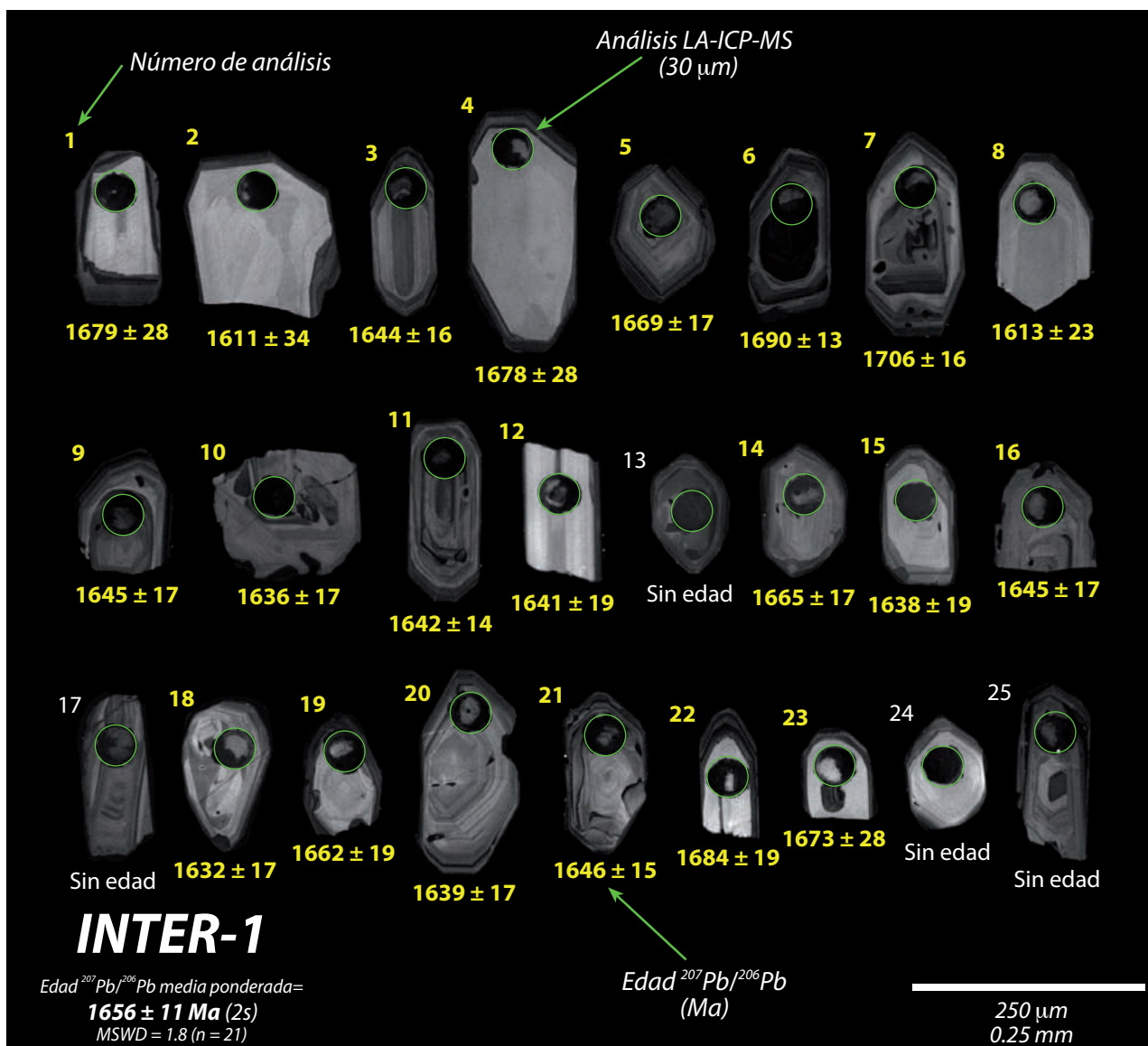


Figura B6. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zirrones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zirrones pertenecen a la muestra de gneis bandedo INTER-1 recolectada en los Cerros Intersección al NW de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización del protolito de este gneis, es de 1656 ± 11 Ma (MSWD = 1.8, n = 21) reportada a precisión 2 sigma.

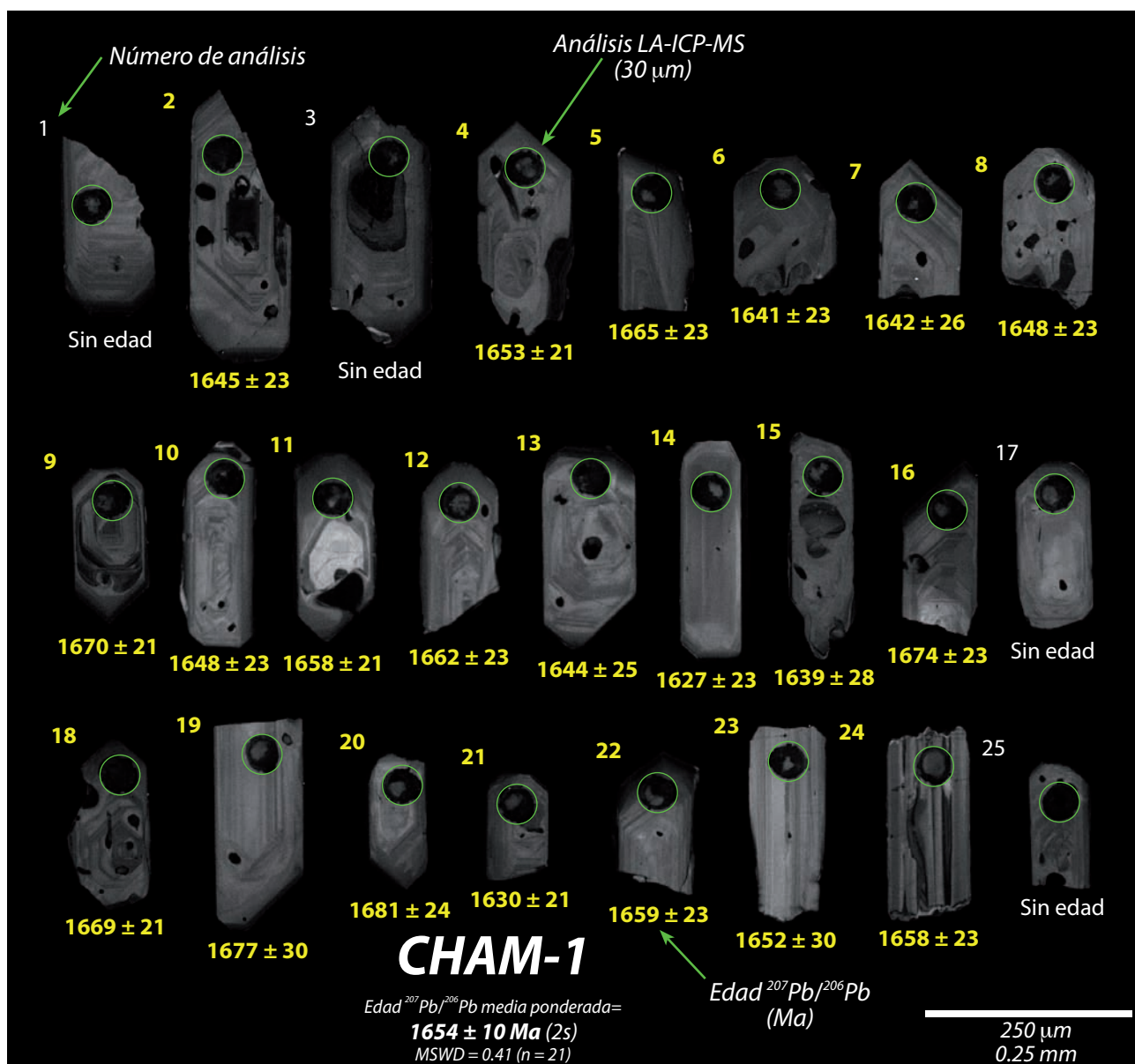


Figura B7. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zirrones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zirrones pertenecen a la muestra de ortogneis de biotita CHAM-1 recolectada en los Cerros Chamarras, ubicados al NW de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización del protolito de este ortogneis, es de $1654 \pm 10 \text{ Ma}$ (MSWD = 0.41, n = 21) reportada a precisión 2 sigma.

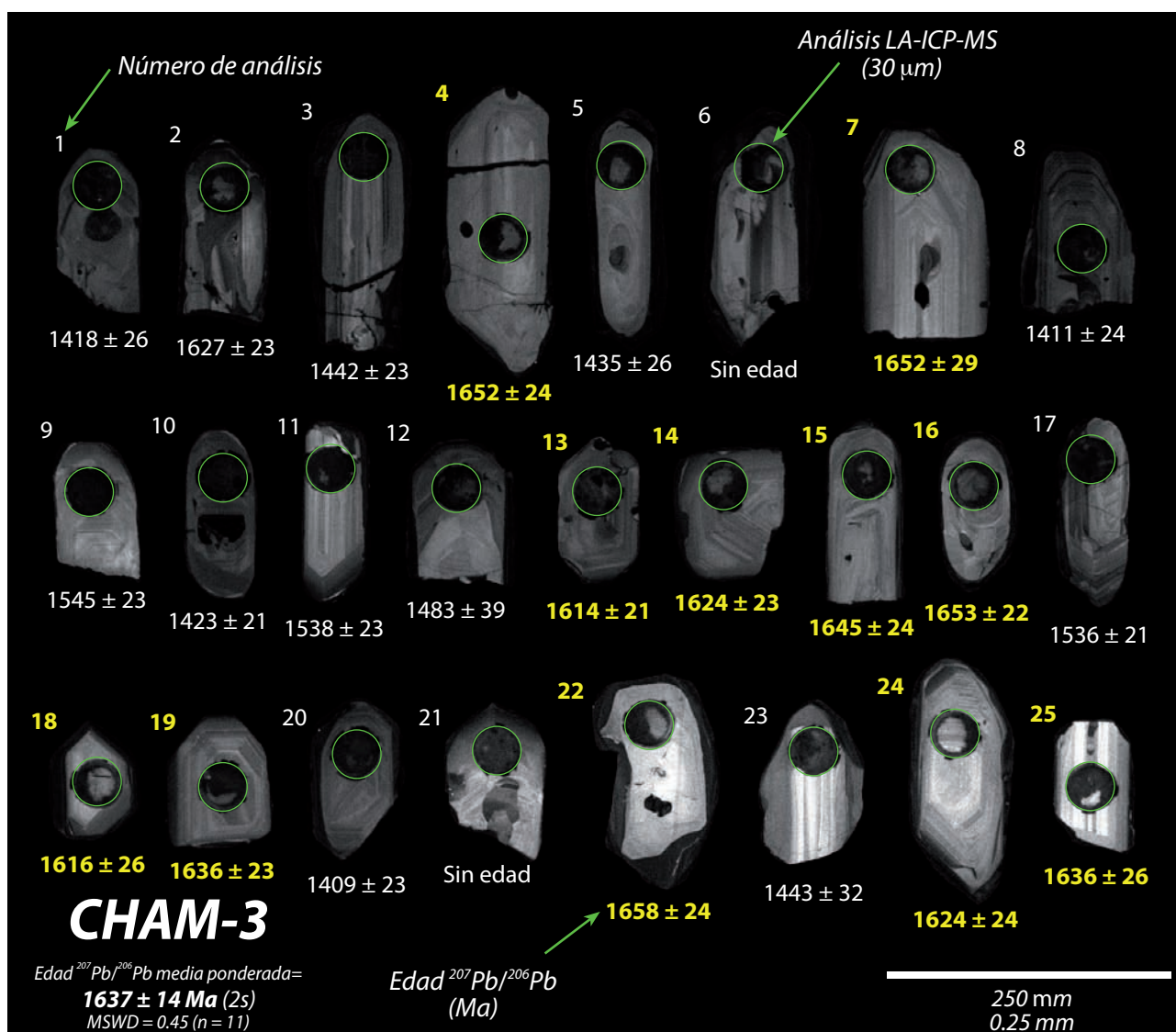


Figura B8. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zircones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zircones pertenecen a la muestra de granito de biotita CHAM-3 recolectada en los Cerros Chamarras, ubicados al NW de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización de este granito, es de 1637 ± 14 Ma (MSWD = 0.45, n = 11) reportada a precisión 2 sigma.

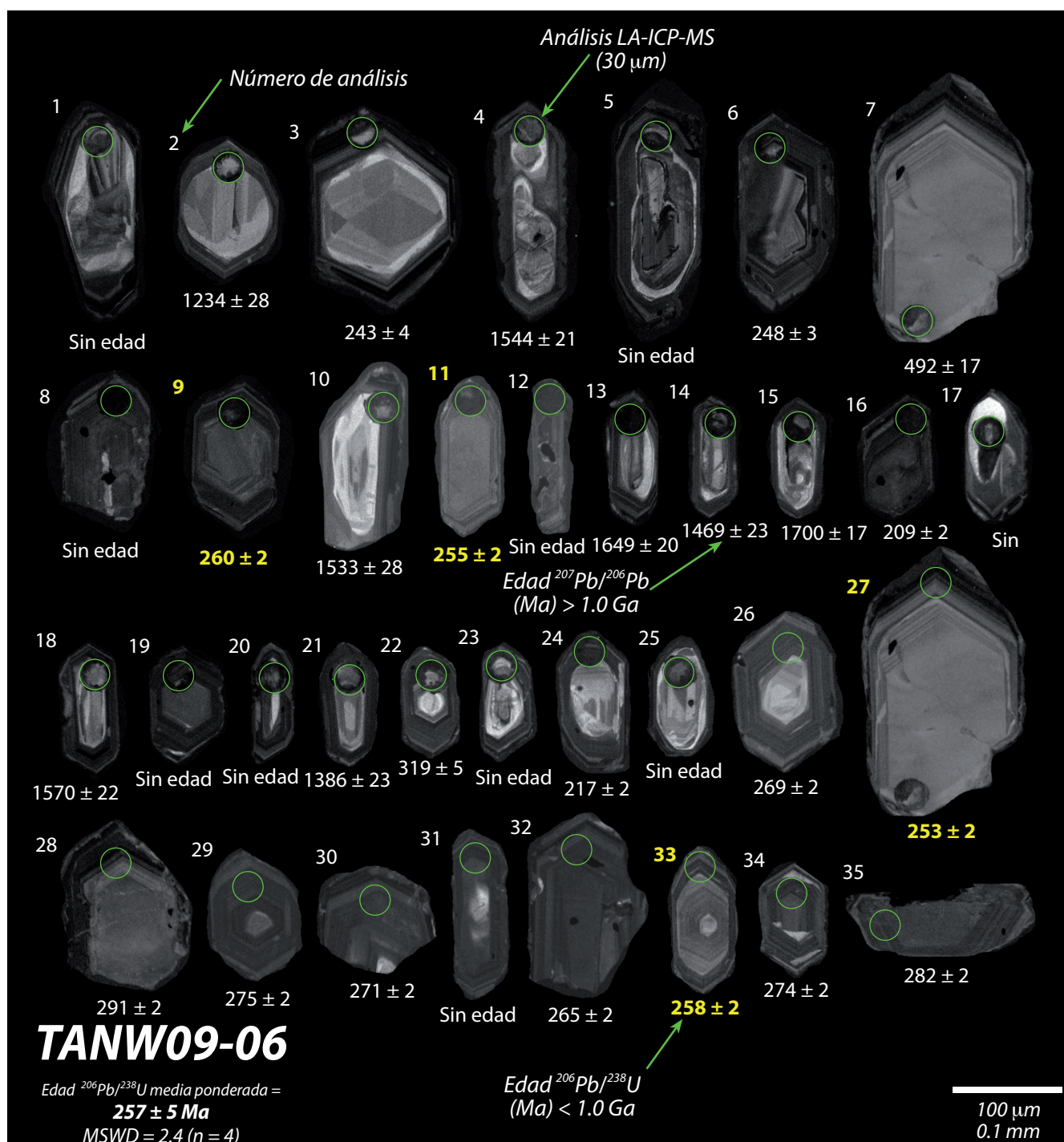


Figura B9. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zirrones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zirrones pertenecen a la muestra pérmica de ortogneis TANW09-06 recolectada en el sector noroeste de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización del protolito ígneo de esta muestra de ortogneis, es de $257 \pm 5 \text{ Ma}$ (MSWD = 2.4, n = 4), reportada a precisión 2 sigma.

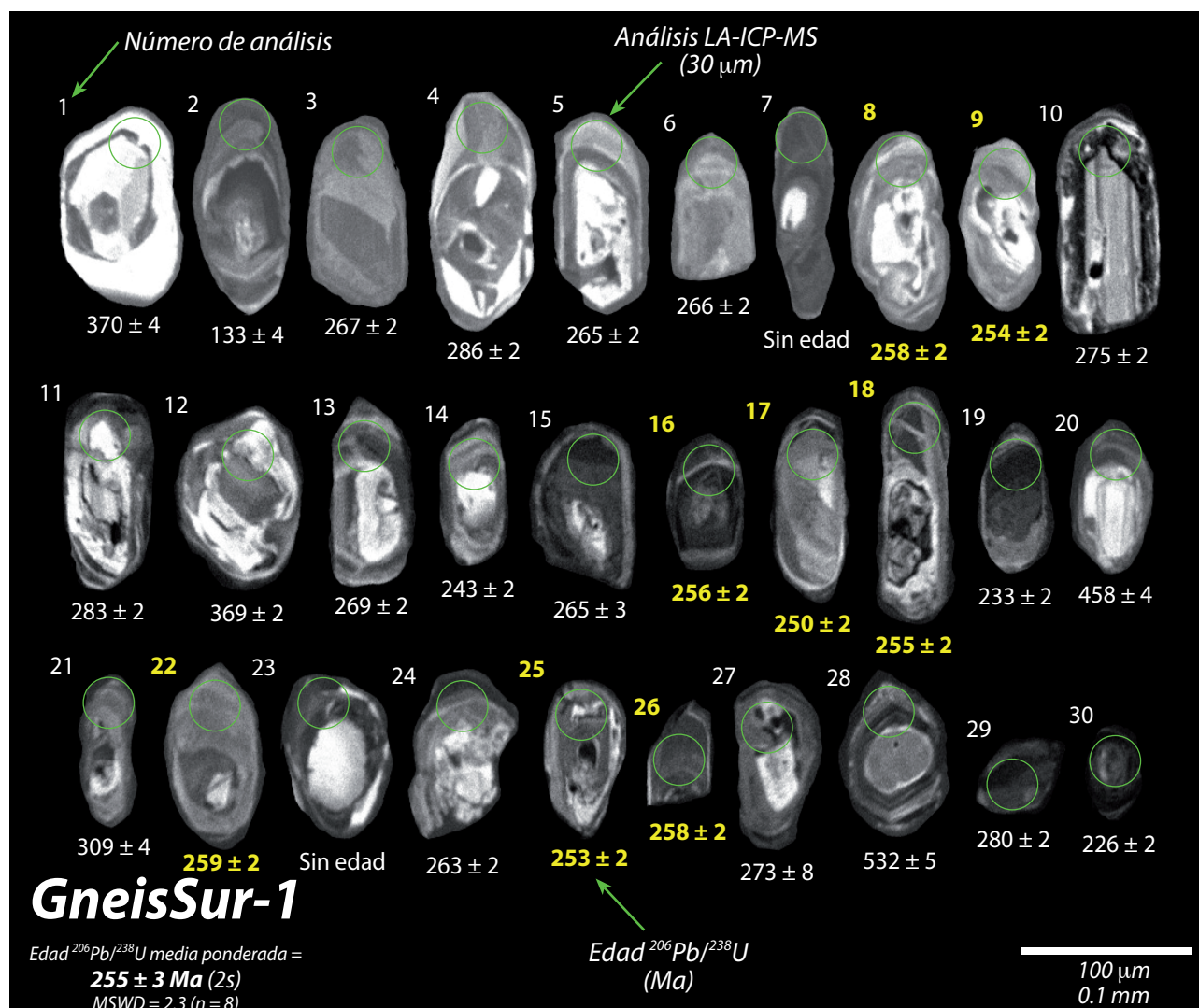


Figura B10. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) pre-ablación de zircones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zircones pertenecen a la muestra de gneis pérmico GneisSur-1 recolectada en el sector sur de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización del protolito de esta muestra de gneis, es de $255 \pm 3 \text{ Ma}$ (MSWD = 2.3, n = 8), reportada a precisión 2 sigma.

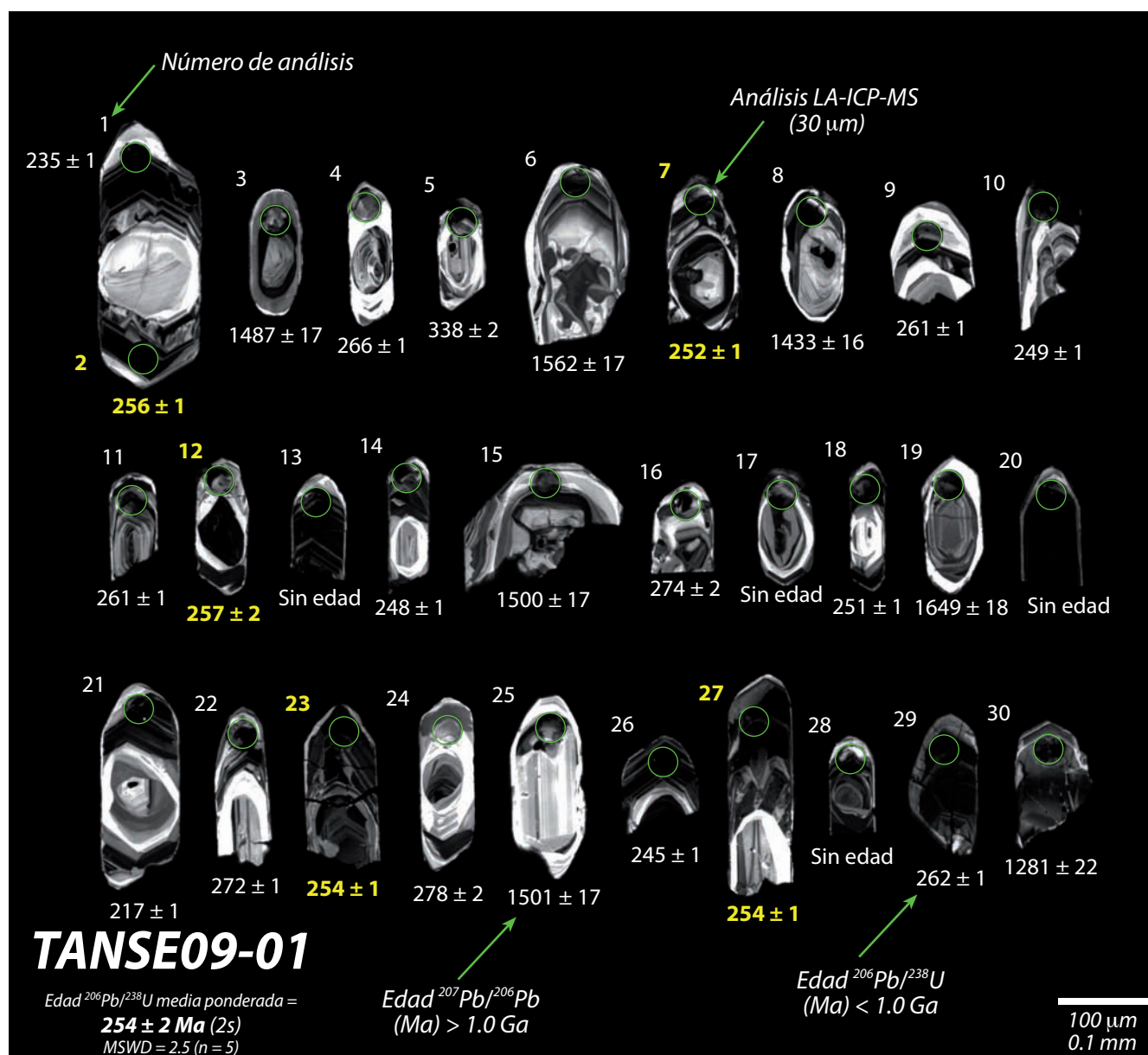


Figura B11. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zirrones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zirrones pertenecen a la muestra de leucogranito con granate TANSE09-01 recolectada en el sector sureste de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de leucogranito, es de 254 ± 2 Ma (MSWD = 2.5, n = 5), reportada a precisión 2 sigma.

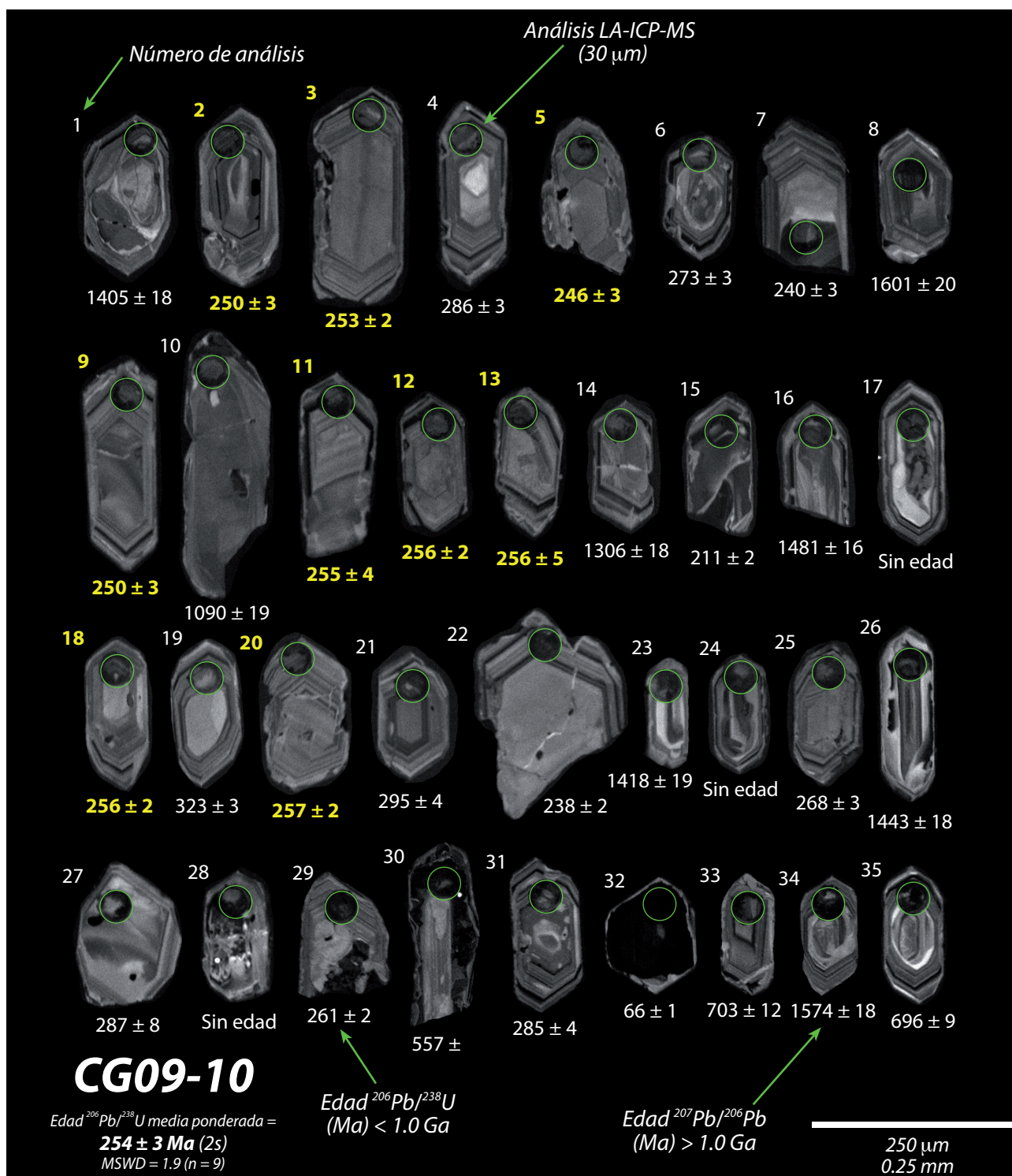


Figura B12. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zirrones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zirrones pertenecen a la muestra de ortogneis CG09-10 recolectada en el sector NW de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización del protolito de esta muestra de ortogneis, es de 254 ± 3 Ma (MSWD = 1.9, n = 9), reportada a precisión 2 sigma.

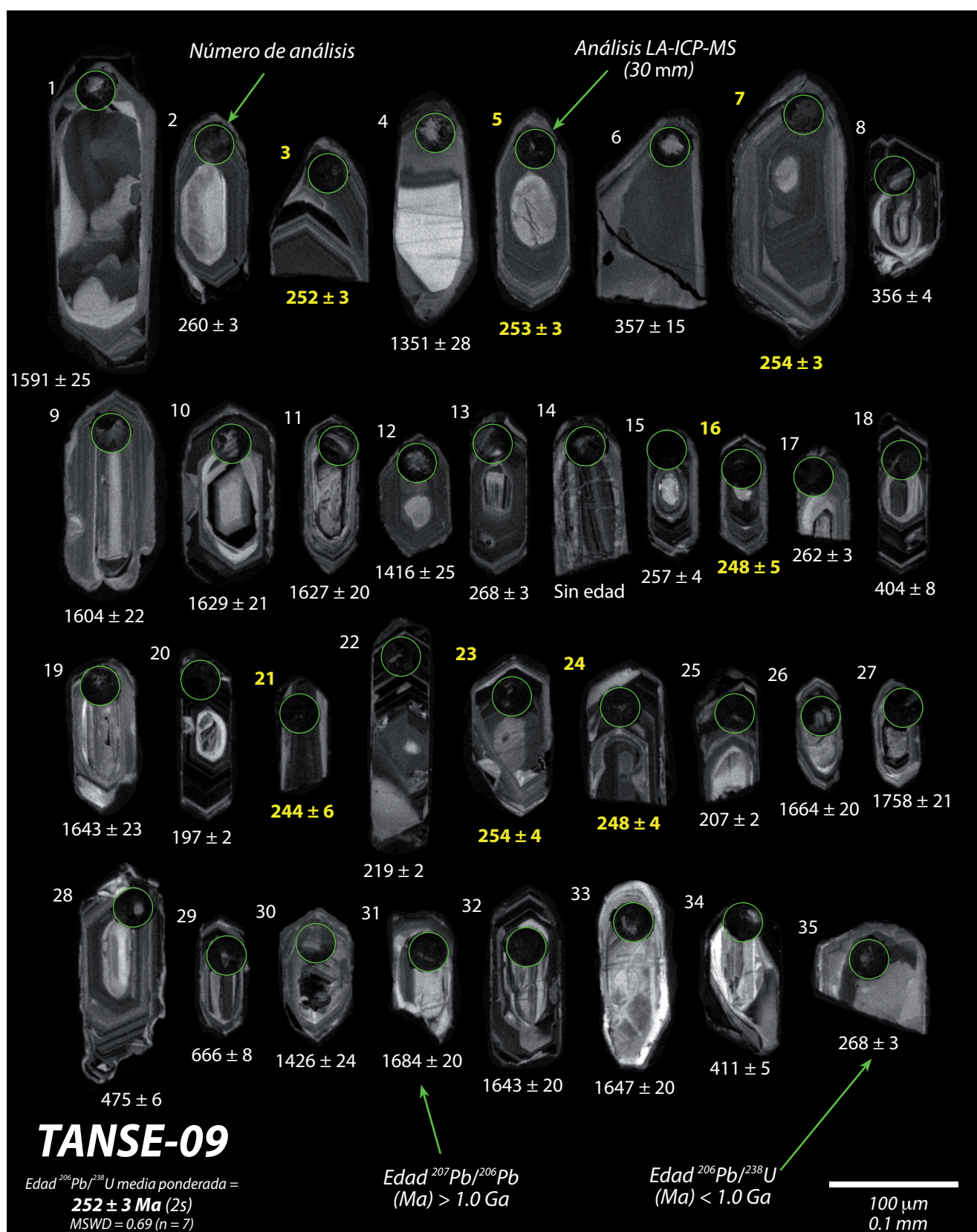


Figura B13. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zirrones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zirrones pertenecen a la muestra de leucogranito TANSE-09 recolectada en el sector sureste de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de leucogranito, es de 252 ± 3 Ma (MSWD = 0.69, n = 7), reportada a precisión 2 sigma.

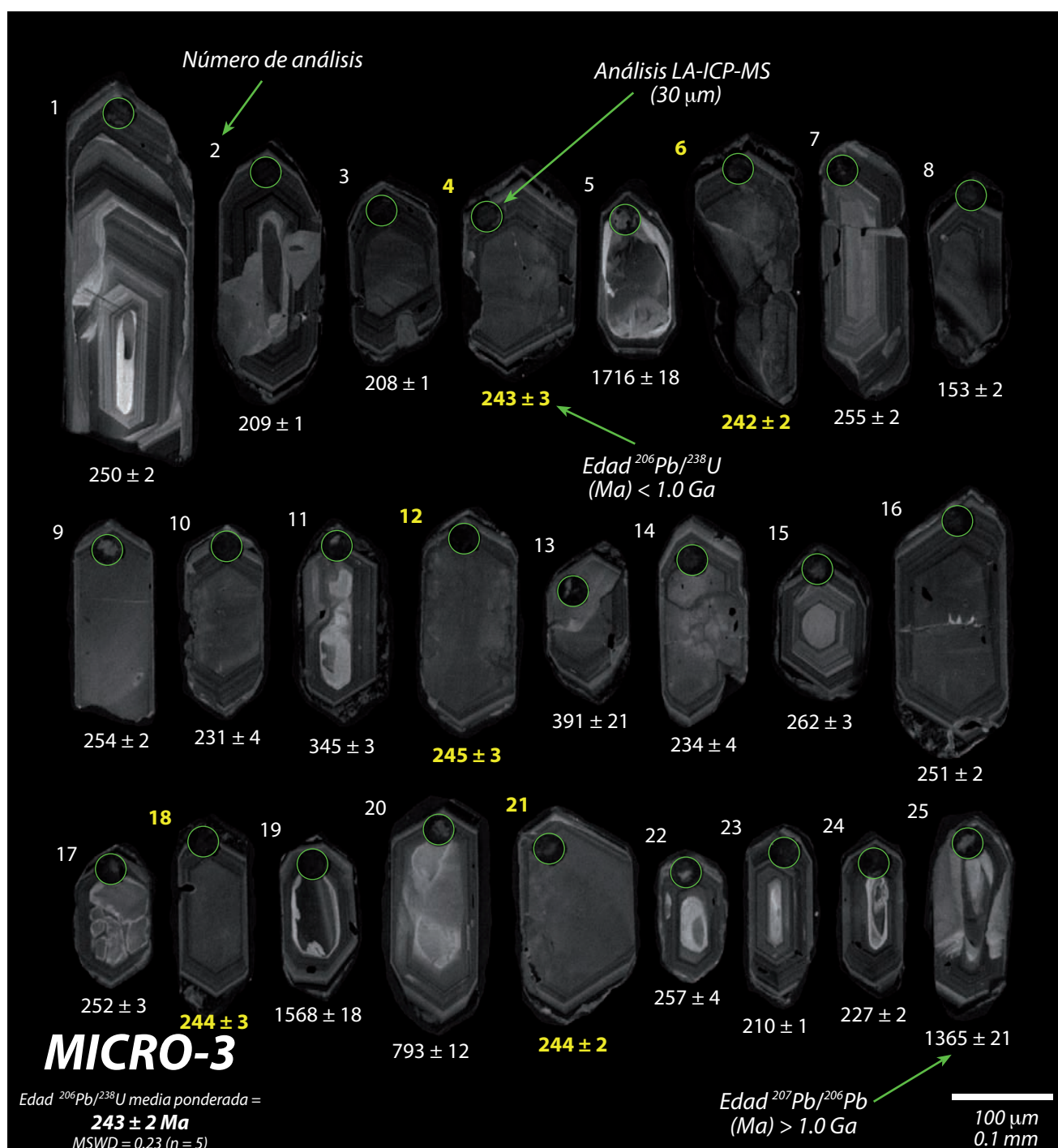


Figura B14. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zircones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zircones pertenecen a la muestra de ortogneis MICRO-3 recolectada en el sector noroeste de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización del protolito de esta muestra de ortogneis, es de 243 \pm 2 Ma (MSWD = 0.23, n = 5), reportada a precisión 2 sigma.

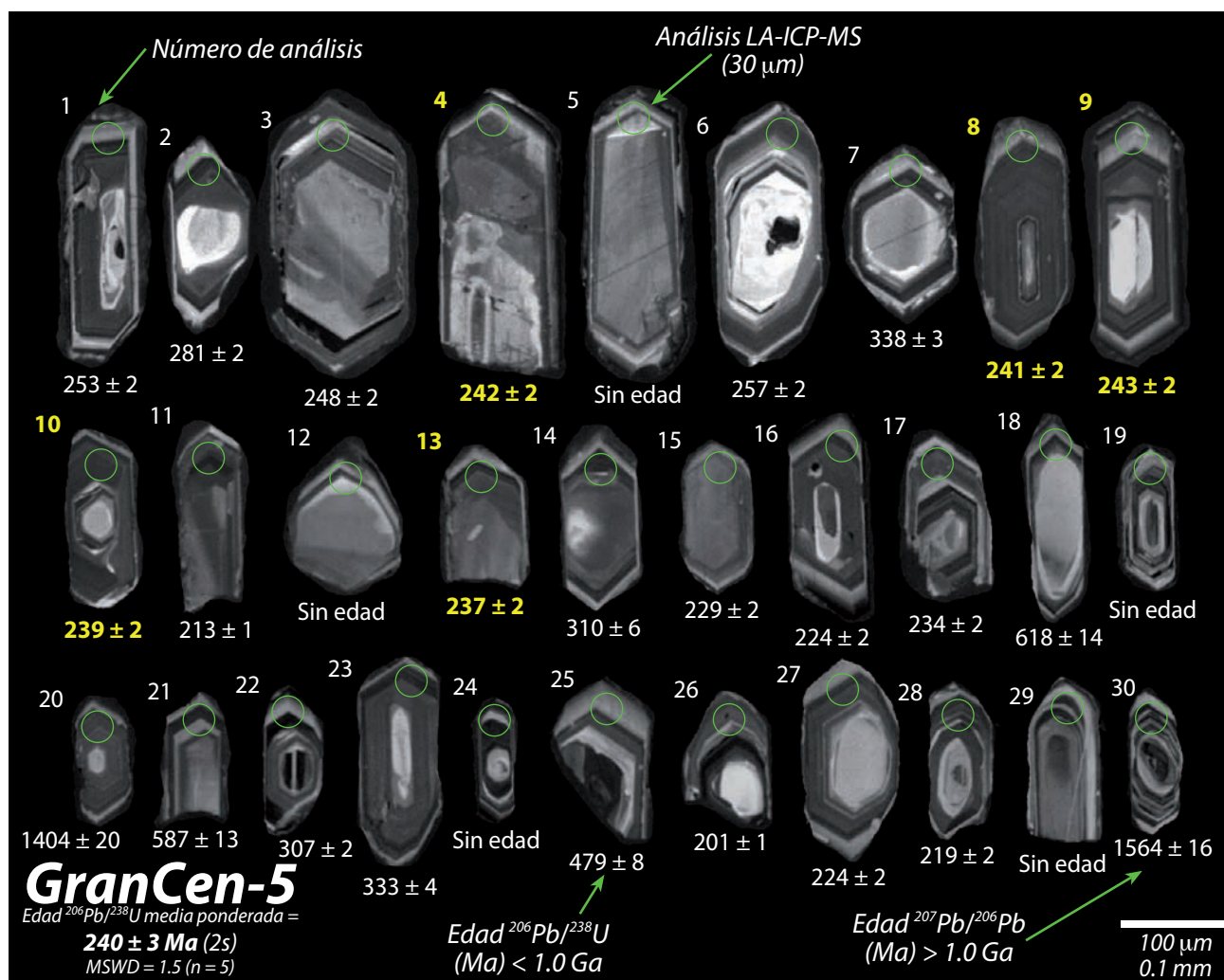


Figura B15. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) pre-ablación de zircones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zircones pertenecen a la muestra de granito de biotita GranCen-5 recolectada en el sector central de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de granito, es de 240 ± 3 Ma (MSWD = 1.5, n = 5), reportada a precisión 2 sigma.



Figura B16. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zirrones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zirrones pertenecen a la muestra de leucogranito de dos micas TANW09-01 recolectada en el sector noroeste de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de leucogranito, es de $238 \pm 1 \text{ Ma}$ (MSWD = 1.8, n = 12), reportada a precisión 2 sigma.

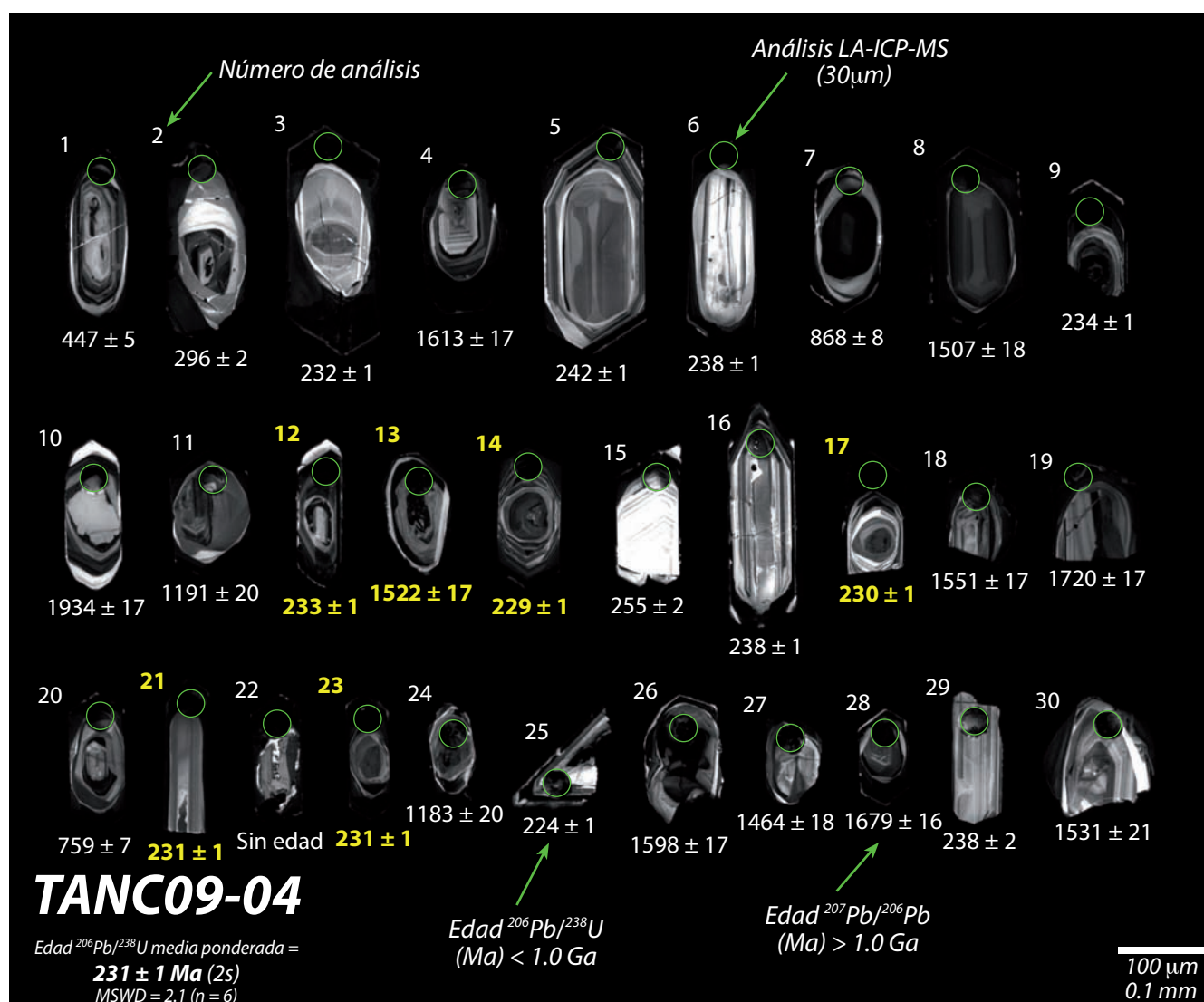


Figura B17. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zirrones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zirrones pertenecen a la muestra de leucogranito de biotita TANC09-04 recolectada en el sector central de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de leucogranito, es de 231 ± 1 Ma (MSWD = 2.1, n = 6), reportada a precisión 2 sigma.

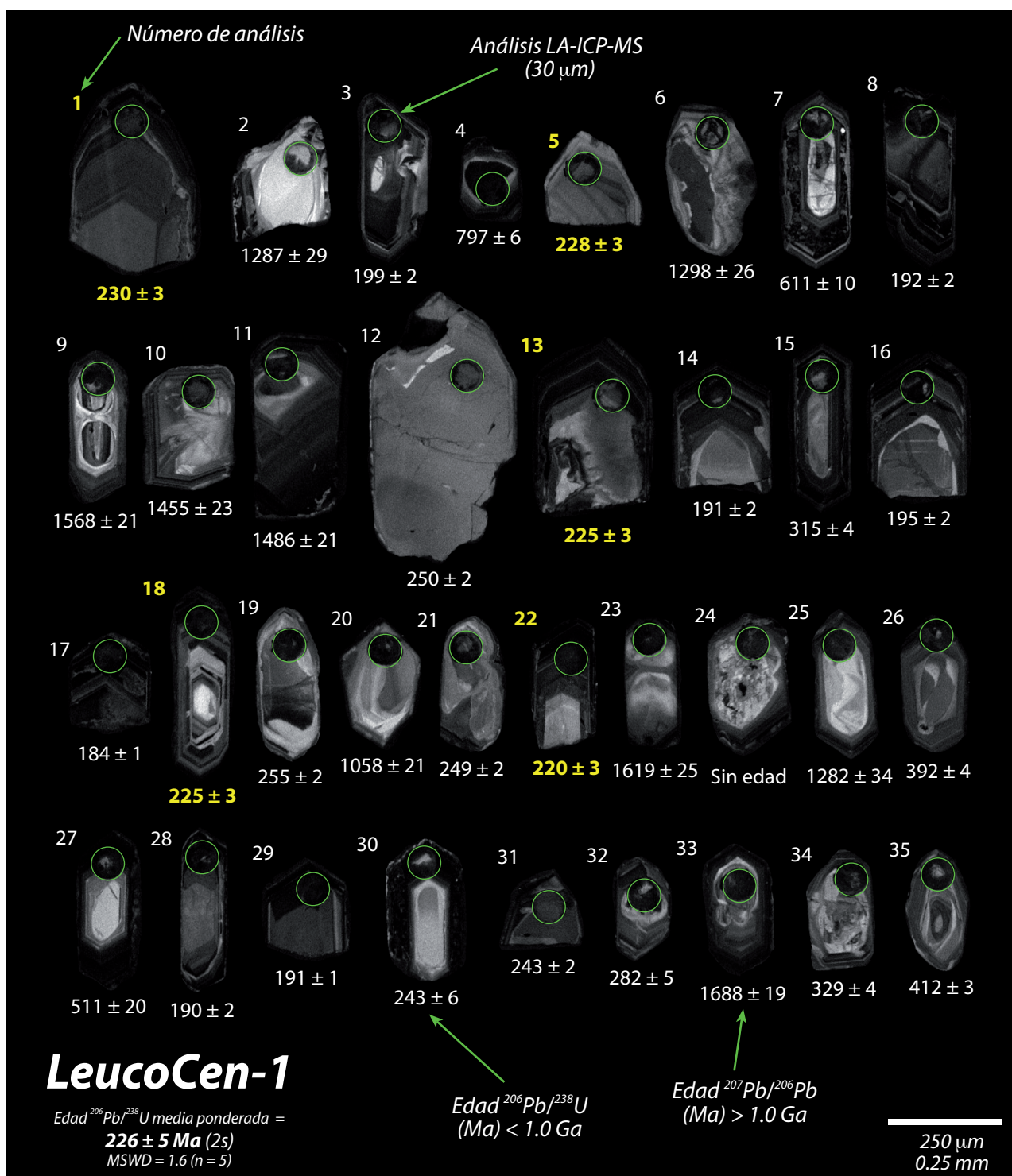


Figura B18. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zircones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zircones pertenecen a la muestra de leucogranito de biotita LeucoCen-1 recolectada en el sector central de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de leucogranito, es de 226 ± 5 Ma (MSWD = 1.6, n = 5), reportada a precisión 2 sigma.

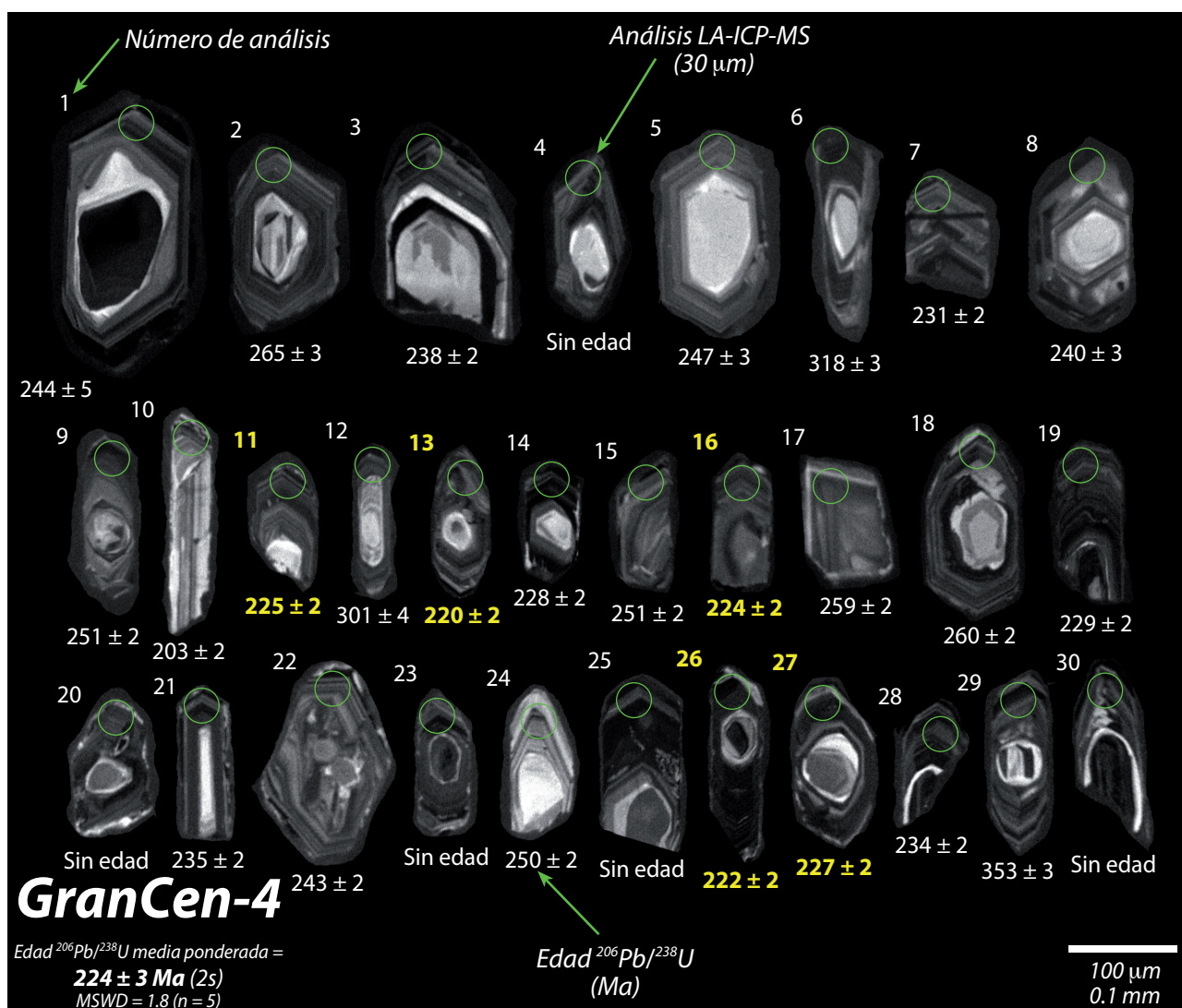


Figura B19. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) pre-ablación de zircones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zircones pertenecen a la muestra de granito de dos micas GranCen-4 recolectada en el sector central de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de granito, es de 224 ± 3 Ma (MSWD = 1.8, n = 5), reportada a precisión 2 sigma.

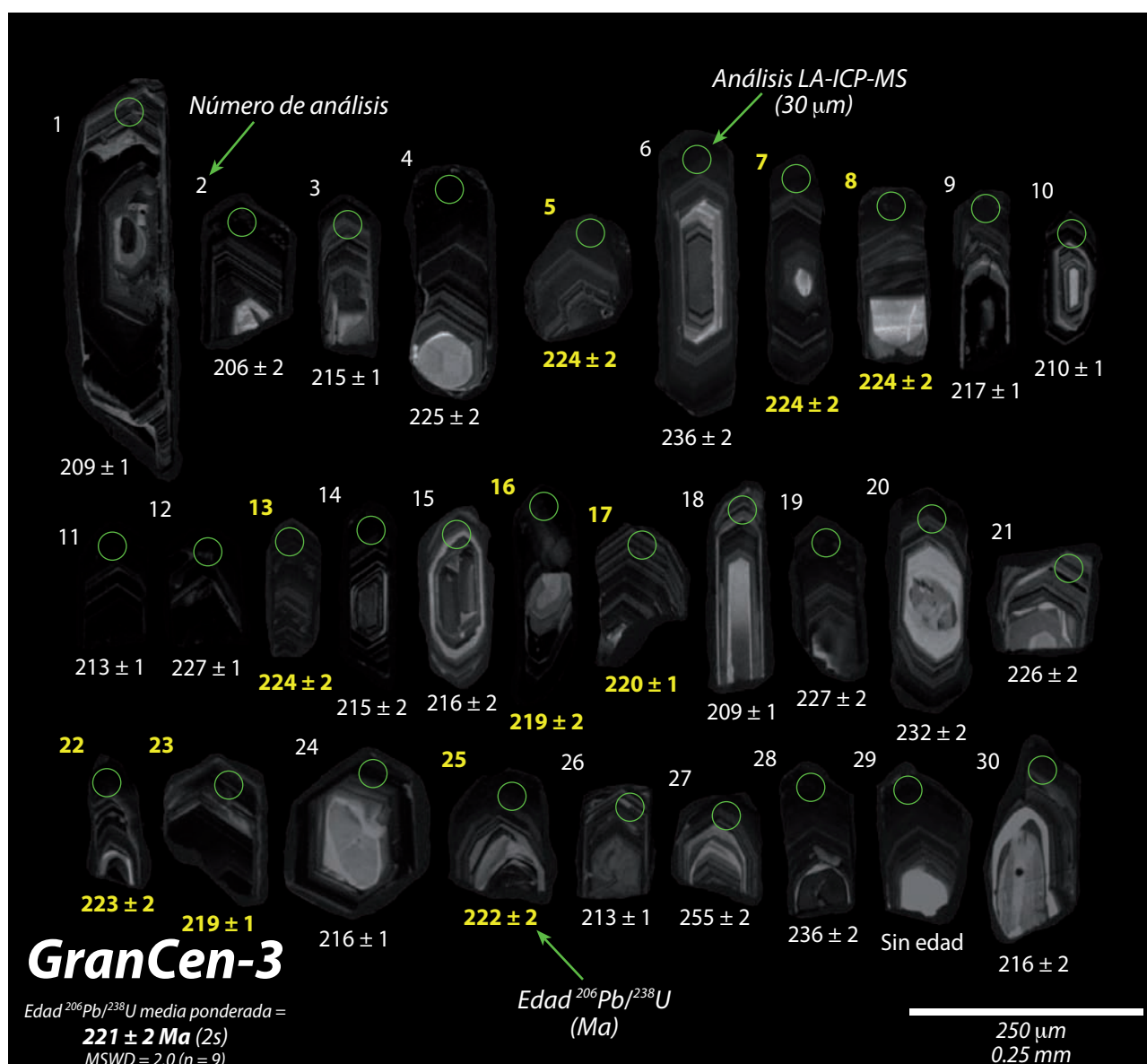


Figura B20. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) pre-ablación de zircones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zircones pertenecen a la muestra de granito de dos micas GranCen-3 recolectada en el sector central de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de granito, es de $221 \pm 2 \text{ Ma}$ (MSWD = 2.0, n = 9), reportada a precisión 2 sigma.

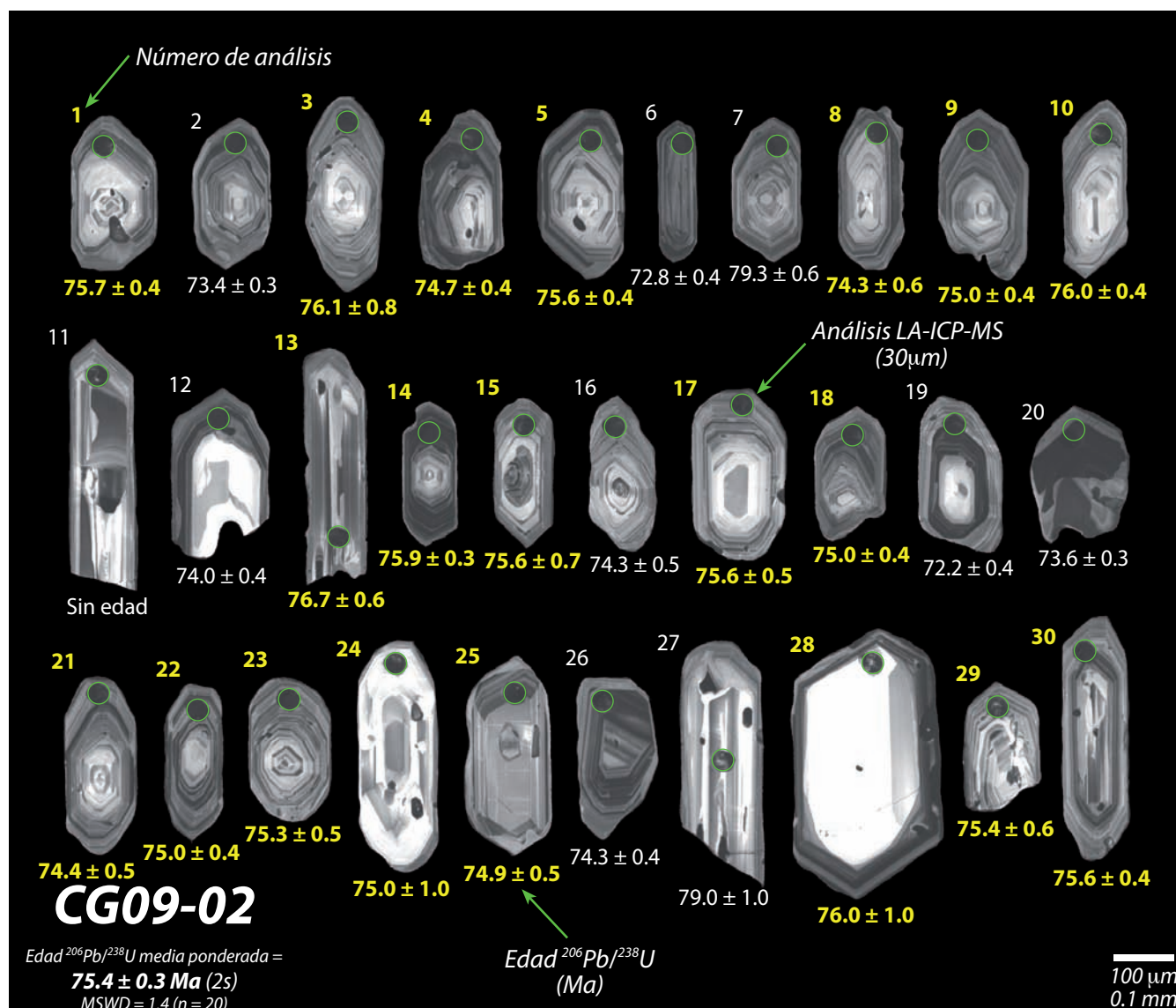


Figura B21. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zirrones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zirrones pertenecen a la muestra pérmica de granodiorita de biotita y hornblenda CG09-02 recolectada en el sector noroeste de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización del protolito de esta muestra de orto augen gneis, es de 75.4 ± 0.3 Ma (MSWD = 1.4, n = 20), reportada a precisión 2 sigma.



Figura B22. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) pre-ablación de zircones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zircones pertenecen a la muestra laramídica de microdiorita MICRO-2 recolectada en el sector noroeste de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de microdiorita, es de 72.7 ± 0.6 Ma (MSWD = 1.0, n = 8), reportada a precisión 2 sigma.

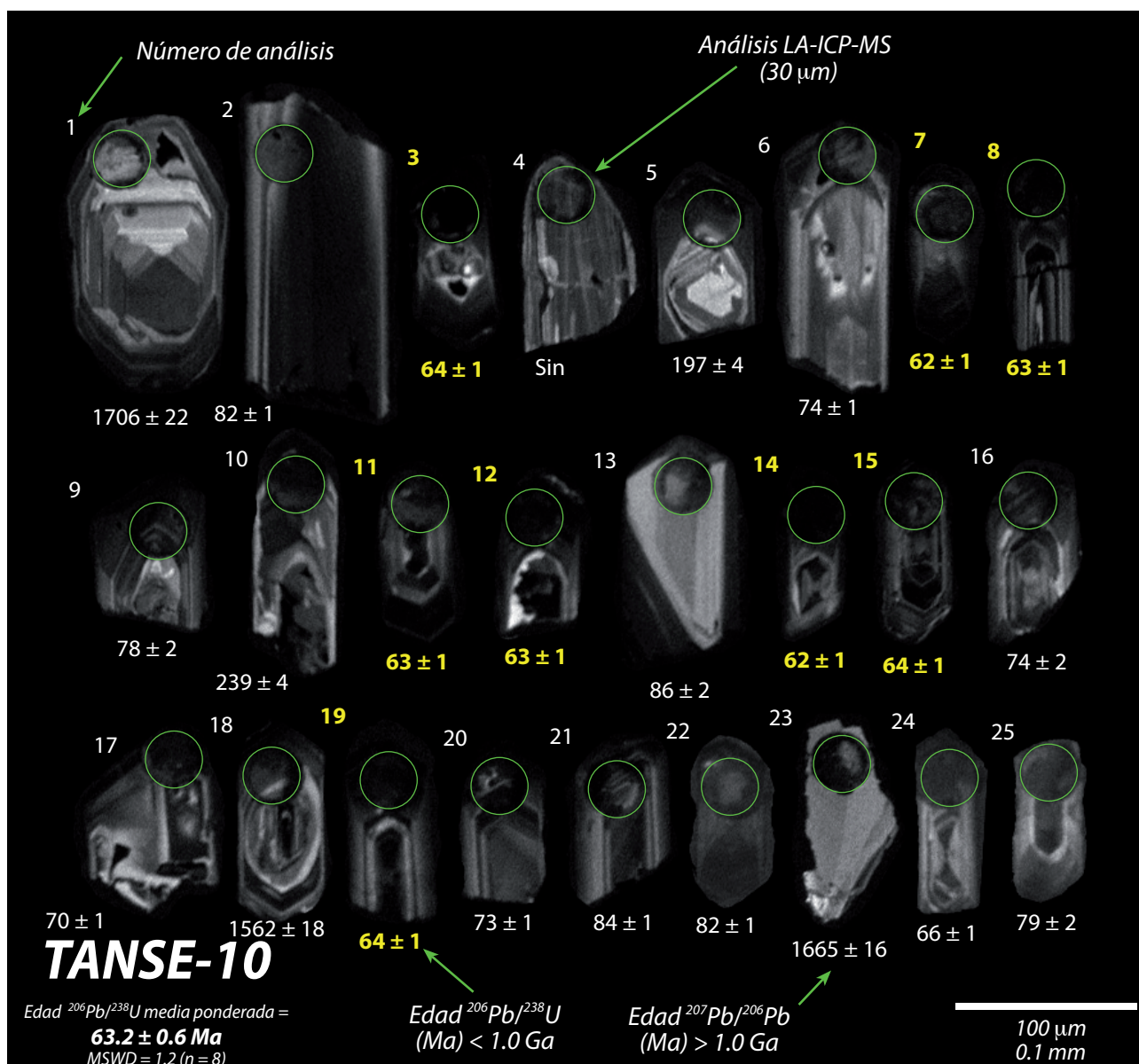


Figura B23. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zircones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zircones pertenecen a la muestra laramídica de granito de dos micas TANSE-10 recolectada en el sector sureste de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de granito, es de 63.2 \pm 0.6 Ma (MSWD = 1.2, n = 8), reportada a precisión 2 sigma.

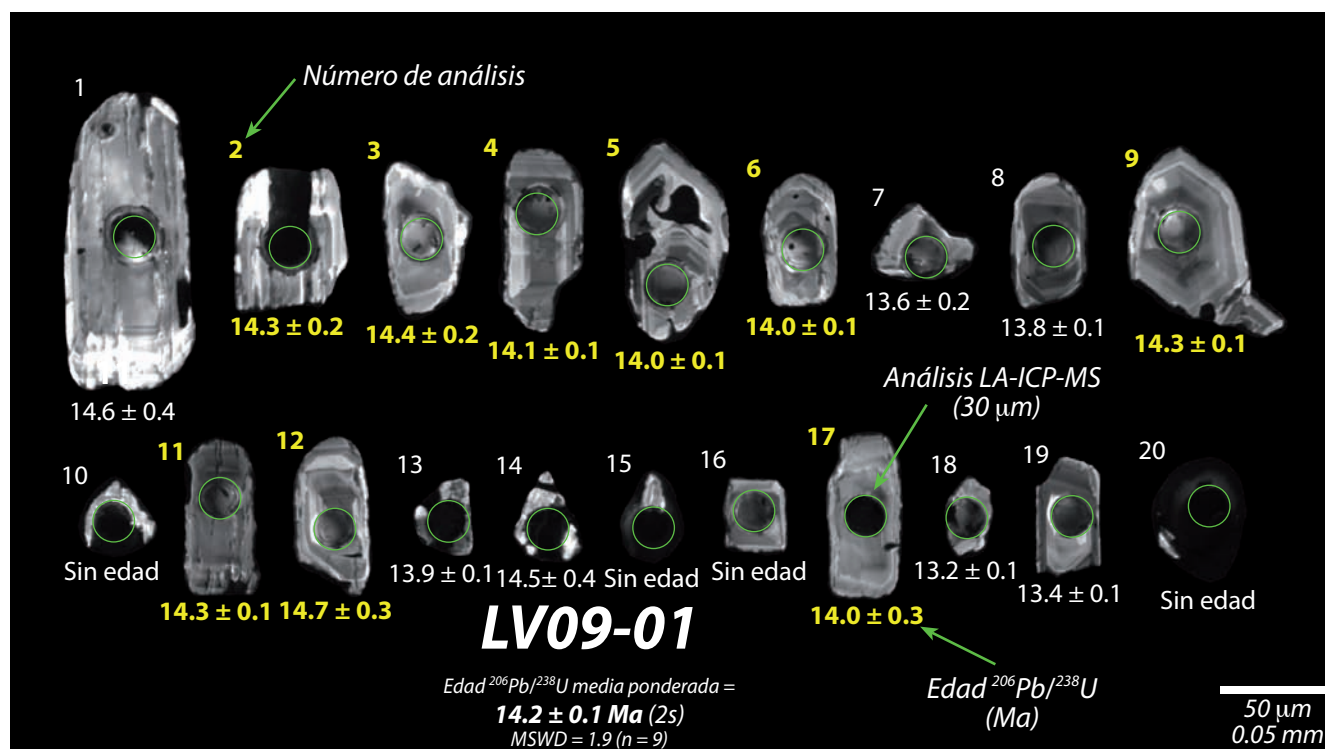


Figura B24. Imagen de cátodoluminiscencia (CL) post-ablación de zirrones obtenida utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM, Scanning Electron Microscope) con detector de cátodoluminiscencia (CL). Como se indica en la figura, los círculos de color verde muestran el lugar de ablación y debajo de cada zircón la edad determinada en ese punto del zircón. Estos zirrones pertenecen a la muestra miocénica de riolita LV09-01 recolectada en el sector noroeste de Sierra Los Tanques. La edad individual reportada para cada zircón es una edad a precisión de 1 sigma. La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada, interpretada como la edad de cristalización de esta muestra de riolita, es de 14.2 ± 0.1 Ma (MSWD = 1.9, n = 9), reportada a precisión 2 sigma.