

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONACYT (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología).

Todo el material contenido en esta tesis está 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 o titular de los Derechos Autor.

CICESE@ 2023. Todos los derechos reservados

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Doctorado en Ciencias
en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología**

**Estudio geológico y petrogenético del basamento
proterozoico-paleozoico del sector centro-sur del Macizo de
Chiapas, México**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Doctora en Ciencias

Presenta:

Yuly Tatiana Valencia Morales

Ensenada, Baja California, México
2023

Tesis defendida por
Yuly Tatiana Valencia Morales

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Bodo Weber
Director de tesis

Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Dr. Reneé González Guzmán

Dr. Mauricio Ibañez Mejía

Dr. Claudio Inguaggiato



Dr. Alejandro González Ortega
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dr. Pedro Negrete Regagnon
Director de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Yuly Tatiana Valencia Morales** como requisito parcial para la obtención del grado de Doctora en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Estudio geológico y petrogenético del basamento proterozoico-paleozoico del sector centro-sur del Macizo de Chiapas, México

Resumen aprobado por:

Dr. Bodo Weber
Director de tesis

El Complejo Macizo de Chiapas (CMC) está constituido por rocas ígneas, metaígneas y metasedimentarias con edades del Mesoproterozoico al Mioceno. Dominantemente, el CMC se compone del Batolito de Chiapas (Pérmico tardío) que embeben y separan la Unidad Custepec (Paleozoico) del Complejo El Triunfo (neoproterozoico-paleozoico temprano), en los sectores centro-sur y suroriental del Macizo. No existen trabajos que describan la naturaleza y eventos registrados en el área que conecta a ambos basamentos. Se presenta la cartografía geológica, análisis petrográficos, geocronología U-Pb (zircón) y Sm-Nd (granate), isotopía de Sm-Nd (roca total) y de Lu-Hf y oxígeno (zircón), así como geoquímica (roca total) de muestras del basamento ígneo y metaígneo encontrado en esta área. Inicialmente, se reporta y define un basamento del Calymmiano, Unidad Catarina, compuesto por gneis granítico y anfibolita, con edades modelo de manto empobrecido de Nd ($T_{DM(Nd)}$) entre 2.0 y 1.8 Ga y de Hf en zircón ($T_{DM(Hf)}$) entre 2.19 y 2.06 Ga (corteza promedio), y cuyos protolitos ígneos cristalizaron entre ~ 1.58 y ~ 1.50 Ga. Esta Unidad se formó por el retrabajamiento de una corteza paleoproterozoica y su mezcla con material juvenil en la margen continental activa de la esquina noroccidental de Amazonia en el Calymmiano. En el Toniano, durante la extensión y colapso del orógeno formado por la colisión de Amazonia y Báltica durante el ensamble de Rodinia, un evento tectonotermal causó la fusión parcial y retrabajamiento de la Unidad Catarina a los $\sim 0.96 - 0.94$ Ga, produciendo los protolitos ígneos del ortogneis cuarzo-feldespático con biotita. Adicionalmente, las anfibolitas y ortogneises anfibolíticos de la Unidad Custepec, junto con los granitoides que conforman el Batolito de Chiapas registran tres pulsos magmáticos durante el Paleozoico tardío, uno a los $\sim 278 - 271$ Ma, el segundo, probablemente, en el Pérmico tardío y el último a los $\sim 255 - 249$ Ma. La geoquímica, isotopía de Sm-Nd y núcleos de zircones heredados indican que la corteza proterozoica fue retrabajada y rejuvenecida durante los tres pulsos, en presencia del manto litosférico para el Pérmico temprano y del manto astenosférico a partir del Pérmico tardío. Esto se interpreta en términos de la transición de un arco volcánico en el noroccidente de Gondwana para el Carbonífero-Pérmico temprano, seguido por la ruptura del *slab* en el Pérmico tardío (después de la colisión entre Laurentia y Gondwana), a un ambiente post-colisional coetáneo con el metamorfismo de alto grado en el Permo-Triásico. Por último, granitos peraluminosos emplazados entre ~ 220 y 213 Ma muestran composiciones isotópicas que sugieren su formación por la fusión parcial y retrabajamiento del basamento pérmico durante el Noriano. Un evento metamórfico entre ~ 203 y 198 Ma causa la migmatization de un ortogneis granodiorítico y la recristalización de granitos permo-triásicos y norianos. A los 184 Ma se emplaza un granito rosado con características químicas e isotópicas sugerentes de fundidos juveniles que asimilaron corteza proterozoica. Este registro se formó durante el colapso gravitacional (Noriano) del orógeno formado durante el ensamble final de Pangea occidental y su transición a un ambiente extensivo de *rift* (Jurásico Temprano), que culminaría con el rompimiento de Pangea.

Palabras clave: Unidad Catarina, Unidad Custepec, granitos peraluminosos triásicos, Batolito de Chiapas, Rodinia, Pangea

Abstract of the thesis presented by **Yuly Tatiana Valencia Morales** as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Earth Sciences with orientation in Geology.

Geological and petrogenetic study of Proterozoic-Paleozoic basement from the central-southern sector of the Chiapas Massif Complex, Mexico

Abstract approved by:

Dr. Bodo Weber
Thesis Director

The Chiapas Massive Complex (CMC) is composed of Mesoproterozoic to Miocene igneous, metaigneous, and metasedimentary rocks. The CMC is mainly composed of the Chiapas Batholith (latest Permian), which enfolds and separates the Paleozoic and the Neoproterozoic-early Paleozoic inliers of Custepec Unit and El Triunfo Complex, located in the central-southern and southeastern sectors of CMC, respectively. Studies describing the basement and the events recorded by it in the area connecting both crustal inliers are scarce. This thesis presents geological mapping, petrographic analyses, U-Pb zircon and Sm-Nd garnet geochronology, Sm-Nd (whole-rock), Lu-Hf and oxygen (zircon) isotope systematics, and whole-rock geochemistry of the igneous and metaigneous basement from the central-southern sector of CMC. First, a newly discovered Calymmian basement is reported and defined as the Catarina Unit. This unit comprises felsic and mafic orthogneiss with protolith crystallization ages ~ 1.58 to ~ 1.50 Ga and Nd and Hf depleted mantle model ages between ($T_{DM(Nd)}$) 2.0 and 1.8 Ga and ($T_{DM(Hf)}$) between of 2.19 and 2.06 Ga (average crust). The Catarina Unit formed by crustal reworking of a Paleoproterozoic crust and its mixing with juvenile material in an active continental margin established in the NW corner of the Amazon craton in the Calymmian. By Tonian times, after Rodinia amalgamation and during the ongoing extension and collapse of the orogen formed by Amazonia and Baltica collision, a tectonothermal event caused the partial melting and crustal reworking of the Catarina Unit at $\sim 0.96 - 0.94$ Ga, producing the biotite quartz-feldspathic orthogneiss magmatic protoliths. Furthermore, the amphibolite and amphibolitic gneiss of the Custepec Unit, next to the Chiapas Batholith granitoids record three magmatic pulses during the late Paleozoic in the CMC, the first at $\sim 278 - 271$ Ma, the second probably occurred in the late Permian and the last one at $\sim 255 - 249$ Ma. Geochemistry, Sm-Nd isotope systematics, and inherited zircon cores indicate that reworking and rejuvenation of a Proterozoic crust took place during the three pulses, in the presence of the lithospheric mantle in the early Permian and the asthenospheric mantle since the late Permian. These results are interpreted in terms of the transition from a volcanic arc in the NW margin of Gondwana in the Carboniferous-early Permian, followed by the Rheic slab break-off in the late Permian (after Laurentia and Gondwana collided), to a post-collisional environment contemporaneous with a high-grade tectonothermal event at the Permo-Triassic. Finally, Peraluminous granites emplaced between ~ 220 and 213 Ma show isotopic compositions suggesting their formation from the crustal reworking of the Permian basement during Norian times. A metamorphic event, at $\sim 203 - 198$ Ma, caused the anatexis of a granodioritic orthogneiss and recrystallization of Permo-Triassic and Norian granites. A pink granite, emplaced at 184 Ma, shows geochemical and isotopic features suggestive of juvenile material addition and assimilation of Proterozoic crust. The Late Triassic-Early Jurassic record is explained by the Norian crustal extension and gravitational collapse of the orogen formed during the final assembly of western Pangea and its transition to a rift environment in the Early Jurassic, which culminated in the final Pangea breakup.

Keywords: Catarina Unit, Custepec Unit, Triassic peraluminous granites, Chiapas Batholith, Rodinia, Pangea

Dedicatoria

*A mi madre, a mi abuela Mariela, a mis hermanas Fran, Isa y Lei y a mi sobrina Ana, quienes son las causas constantes de mi admiración y fortaleza. Mil y un gracias por creer siempre en mí y por su apoyo
y a mi padre, por hacer lo que pudo para que nosotras tuviéramos una vida mejor que la suya*

Agradecimientos

Gracias infinitas a mi familia por el amor constante, comprensión, apoyo y por creer en mi a lo largo de toda mi vida.

Agradecimientos especiales a mi asesor el Dr. Bodo Weber. Gracias por su paciencia, apoyo, por todos y cada uno de sus enseñanzas y comentarios durante más de cuatro años, he aprendido mucho de usted como investigador y como persona.

A los miembros de mi comité, el Dr. Luis Delgado, el Dr. Mauricio Ibáñez Mejía, el Dr. Reneé González Guzmán y el Dr. Claudio Iguaggiato, muchísimas gracias por los comentarios realizados durante los avances y en las revisiones de la tesis, éstos ayudaron tanto a mi crecimiento académico como a mejorar esta tesis.

Gracias a los Dr. Dirk Frei, Axel Schmitt y Mauricio Ibáñez Mejía por facilitar el acceso, uso de equipos y técnicas analíticas empleadas en esta tesis en la Universidad de Stellenbosch, Universidad de Heidelberg y Universidad de Arizona, respectivamente.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca de doctorado y por la financiación del proyecto CB-2016-01-285638, del cual hizo parte este trabajo. Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), al posgrado en Ciencias de la Tierra y al Departamento de Geología, que me abrieron las puertas de esta institución para la realización de mis estudios de doctorado.

A todos aquellos que hicieron o hacen parte aún del equipo de trabajo, a Dra. María Daniela Tazzo Rangel, Dr. Reneé González Guzmán, M. C. Eduardo Monreal Roque, M. C. Andrés Quintana Delgado, M. C. Elí Rivera Moreno y al Ing. Daniel Rendón. Gracias por la compañía y experiencias compartidas en campo y dentro de CICESE y por el intercambio de conocimiento.

Agradecimientos especiales a la Lic. Janette González, a don Arsenio y a todo el personal de la Reserva de la Biósfera El Triunfo tanto por facilitar el acceso a las diferentes zonas de campo como por el acompañamiento. Gracias a los comisarios ejidales y todas las personas en los Ejidos de Plan de Ayala, San Antonio Miramar, El Vergel, Monterrey, El Palmar, Las Palmas, Toluca, Santa María, Las Pilas, Los Cacaos, Las Golondrinas, Ampliación Lagunas y a todos aquellos ejidos que se me olvida nombrar, por permitir el acceso a sus respectivas comunidades. Gracias también a los propietarios y personal de las

Fincas Custepec, Buena Vista y Catarina por permitimos el acceso a estas propiedades y por prestarnos la ayuda que necesitamos.

A los técnicos de CICESE M. C. Sergio Padilla, Susana Rosas-Montoya, Víctor Pérez-Arroyo por el asesoramiento y la ayuda con la preparación de muestras, a Luis Gradilla-Martínez por llevar a cabo la toma de imágenes de CL, a Gabriel Rendón-Márquez por el acompañamiento en campo y la ayuda con la colección de muestras, a José Mojarro Bermúdez y a Humberto Benítez Pérez por la ayuda y asesoramiento con las computadoras.

A todo el personal administrativo de Ciencias de la Tierra y de CICESE. Agradecimientos especiales a Ivonne Pedrín Morales por facilitar o resolver dudas o trámites administrativos.

A todos y cada uno de mis amigos en CICESE, Ensenada, México y Colombia por la compañía, estar pendiente, por las conversaciones y el ánimo brindado, les estaré siempre agradecida.

Tabla de contenido

| | Página |
|--|-----------|
| Resumen en español..... | ii |
| Resumen en inglés..... | iii |
| Dedicatoria | iv |
| Agradecimientos..... | v |
| Lista de figuras..... | xii |
| Lista de tablas | xxii |
| Capítulo 1. Introducción..... | 1 |
| 1.1 Problemática | 3 |
| 1.2 Localización del área de estudio | 4 |
| 1.3 Objetivos | 5 |
| 1.3.1 Objetivo general | 5 |
| 1.3.2 Objetivos específicos..... | 5 |
| 1.4 Estructura de la tesis | 6 |
| Capítulo 2. Marco geológico..... | 8 |
| 2.1 Generalidades del basamento en México, su evolución y contexto tectónico | 8 |
| 2.2 Micro-continente Oaxaquia | 10 |
| 2.3 Bloque Maya | 11 |
| 2.3.1 Complejo Chuacús..... | 13 |
| 2.3.2 Macizo de La Mixtequita | 14 |
| 2.3.3 Complejo Macizo de Chiapas (CMC) | 14 |
| 2.3.3.1 Registro Litológico del Complejo Macizo de Chiapas (CMC)..... | 15 |
| 2.3.3.2 Eventos tectonotermales en el CMC..... | 17 |
| 2.3.4 Paleogeografía..... | 19 |
| Capítulo 3. Metodología..... | 21 |
| 3.1 Preparación de muestras | 21 |
| 3.2 Bases teóricas de la geocronología y la firma isotópica..... | 22 |
| 3.2.1 Decaimiento radiactivo | 22 |
| 3.2.2 Variaciones isotópicas..... | 23 |
| 3.3 Técnicas analíticas en roca total | 24 |
| 3.3.1 Geoquímica | 24 |

| | | |
|---|---|-----------|
| 3.3.2 | Sistema isotópico Sm-Nd..... | 25 |
| 3.3.2.1 | Datación por Sm-Nd: Isócrona roca total-granate | 25 |
| 3.3.2.2 | Trazador petrogenético..... | 27 |
| 3.3.2.3 | Preparación de muestras para análisis isotópicos. | 30 |
| 3.3.2.4 | Métodos de medición | 32 |
| 3.3.2.5 | Reducción y corrección de datos | 33 |
| 3.3.2.6 | Estándares y blancos analíticos..... | 38 |
| 3.4 | Técnicas analíticas en zircón | 39 |
| 3.4.1 | Sistema isotópico U-Pb..... | 39 |
| 3.4.1.1 | Métodos de medición | 43 |
| 3.4.2 | Sistema isotópico Lu-Hf..... | 45 |
| 3.4.2.1 | Hf como trazador petrogenético..... | 45 |
| 3.4.2.2 | Métodos de medición | 50 |
| 3.4.3 | Isótopos de oxígeno en zircón..... | 51 |
| 3.4.3.1 | Sistema Isotópico | 51 |
| | | |
| Capítulo 4. Fragmentos de basamento del Mesoproterozoico temprano en el Complejo Macizo de Chiapas (sur de México) y sus implicaciones en el papel de Oaxaquia durante la configuración de Rodinia | | |
| | | 55 |
| 4.1 | Introducción | 55 |
| 4.2 | Unidad Catarina: relaciones de campo y descripción de muestras | 57 |
| 4.2.1 | Gneis granítico bandeado | 58 |
| 4.2.2 | Anfibolita | 60 |
| 4.2.3 | Gneis cuarzo-feldespático con biotita (\pm anfíbol \pm granate)..... | 60 |
| 4.2.4 | Gneis cuarzo-feldespático | 61 |
| 4.3 | Geocronología de U-Pb | 61 |
| 4.3.1 | Gneis granítico bandeado | 61 |
| 4.3.2 | Anfibolita | 63 |
| 4.3.3 | Gneis cuarzo-feldespático de Biotita | 65 |
| 4.4 | Isotopía..... | 68 |
| 4.4.1 | Isotopía de Sm-Nd en roca total..... | 68 |
| 4.4.1.1 | Unidad Catarina..... | 68 |
| 4.4.1.2 | Unidad Custepec | 68 |
| 4.4.2 | Isotopía de Lu-Hf en zircón..... | 70 |

| | | |
|--|---|-----|
| 4.4.2.1 | Gneis granítico bandeado | 70 |
| 4.4.2.2 | Anfibolita CH19-52a | 72 |
| 4.4.2.3 | Gneis Cuarzo-feldespático de biotita CH19-53b | 72 |
| 4.5 | Geoquímica de roca total | 73 |
| 4.6 | Discusión | 77 |
| 4.6.1 | Basamento del Calymmiano (Mesoproterozoico temprano) en el Complejo Macizo de Chiapas..... | 77 |
| 4.6.1.1 | Comparación entre las Unidades Custepec y Catarina y el metamorfismo del Pérmico tardío. | 77 |
| 4.6.1.2 | Magmatismo en el Calymmiano (Mesoproterozoico temprano) | 79 |
| 4.6.1.3 | Un evento tectonotermal en el Toniano..... | 80 |
| 4.6.2 | Implicaciones de un basamento de edad Calymmiano en el sur de México | 81 |
| 4.6.3 | Temporalidad del evento tectonotermal del Toniano | 84 |
| 4.6.4 | Correlaciones paleogeográficas: implicaciones para la reconstrucción de Rodinia | 86 |
| 4.6.4.1 | Correlaciones con el noroccidente de Suramérica: La Provincia Putumayo (PP) y el escudo de Guyana en el Cratón Amazónico..... | 86 |
| 4.6.4.2 | Correlaciones con el orógeno Sveconorwegian en Báltica. | 88 |
| 4.6.4.3 | Correlaciones con Laurencia | 89 |
| 4.6.5 | Modelo paleotectónico | 89 |
| Capítulo 5. Una Mirada al Magmatismo del Pérmico en el Complejo Macizo de Chiapas: Implicaciones en la Configuración de Pangea occidental | | |
| 92 | | |
| 5.1 | Introducción | 92 |
| 5.2 | Descripción de unidades | 94 |
| 5.2.1 | Unidad Custepec (Ucu)..... | 94 |
| 5.2.1.1 | Anfibolita | 96 |
| 5.2.1.2 | Gneis anfibolítico..... | 96 |
| 5.2.2 | Granitos del Pérmico temprano (metamorfizados y deformados durante el evento pérmico)..... | 98 |
| 5.2.3 | Granitos permo-triásicos (sin metamorfismo)..... | 99 |
| 5.3 | Geocronología de U-Pb | 101 |
| 5.3.1 | Unidad Custepec (UCu) | 101 |
| 5.3.1.1 | Anfibolita | 101 |
| 5.3.1.2 | Gneis anfibolítico..... | 102 |
| 5.3.2 | Granitos del Pérmico temprano (metamorfizados y deformados)..... | 103 |

| | | |
|--|---|-----|
| 5.3.3 | Granitos permo-triásicos (sin metamorfismo) | 104 |
| 5.4 | Isotopía de Sm-Nd | 106 |
| 5.4.1 | Unidad Custepec | 107 |
| 5.4.1.1 | Anfibolita | 107 |
| 5.4.1.2 | Gneis anfibolítico..... | 108 |
| 5.4.2 | Granitos del Pérmico temprano (metamorfizados y deformados)..... | 108 |
| 5.4.3 | Granitos Permo-Triásicos (sin metamorfismo) | 108 |
| 5.5 | Geoquímica de roca total | 108 |
| 5.5.1 | Unidad Custepec | 109 |
| 5.5.2 | Granitos del Pérmico temprano (metamorfizados y deformados)..... | 112 |
| 5.5.3 | Granitos Permo-Triásicos (sin metamorfismo) | 114 |
| 5.6 | Discusión | 115 |
| 5.6.1 | Redefinición del origen de la Unidad Custepec | 115 |
| 5.6.2 | Temporalidad, fuente y ambiente tectónico del magmatismo del Pérmico en el CMC. 117 | |
| 5.6.2.1 | Pennsylvaniano Tardío-Pérmico temprano..... | 118 |
| 5.6.2.2 | Pérmico tardío..... | 119 |
| 5.6.2.3 | Pérmico tardío-Triásico Temprano..... | 120 |
| 5.6.3 | Condiciones de metamorfismo de la Unidad Custepec y posibles implicaciones. | 121 |
| 5.6.4 | Correlaciones con el oriente y sur de México e implicaciones en el ensamblaje de Pangea. | 122 |
| Capítulo 6. Eventos del Triásico Tardío al Jurásico Temprano en el Complejo Macizo de Chiapas: Implicaciones en la Ruptura de Pangea..... 126 | | |
| 6.1 | Introducción | 126 |
| 6.2 | Geología de campo y descripción de muestras..... | 127 |
| 6.2.1 | Granitos con y sin granate..... | 127 |
| 6.2.2 | Granito rosa..... | 131 |
| 6.2.3 | Evidencias de metamorfismo: recristalización y migmatización | 132 |
| 6.2.4 | Dique melanocrático | 133 |
| 6.3 | Geocronología | 133 |
| 6.3.1 | Geocronología de U-Pb por LA-ICP-MS | 134 |
| 6.3.1.1 | Granitos con y sin granate..... | 134 |
| 6.3.1.2 | Granito rosa..... | 136 |
| 6.3.1.3 | Leucosoma | 136 |
| 6.3.2 | Geocronología de U-Pb por SIMS..... | 137 |
| 6.3.2.1 | Bordes de zircones en granitos con evidencia de recristalización | 137 |

| | | |
|--------------------|--|------------|
| 6.3.3 | Geocronología de Sm-Nd: roca total y granate..... | 138 |
| 6.4 | Isotopía de oxígeno en zircón | 139 |
| 6.5 | Isotopía de Hf en zircón..... | 140 |
| 6.5.1 | Granito con granate (Triásico Tardío) | 140 |
| 6.5.2 | Granito rosa (Jurásico) | 141 |
| 6.6 | Isotopía de Sm-Nd..... | 141 |
| 6.6.1 | Granitos con y sin granate..... | 142 |
| 6.6.2 | Granito rosa y leucosoma..... | 142 |
| 6.6.3 | Dique melanocrático | 143 |
| 6.7 | Geoquímica de roca total..... | 143 |
| 6.7.1 | Granitos del Triásico Tardío: granitos con y sin granate y dique melanocrático | 143 |
| 6.7.2 | Granitos del Jurásico: granito rosa y leucosoma..... | 147 |
| 6.8 | Discusión | 148 |
| 6.8.1 | Evidencias de retrabajamiento cortical durante el Mesozoico en el Complejo Macizo de Chiapas..... | 148 |
| 6.8.1.1 | Magmatismo en el Triásico Tardío | 149 |
| 6.8.1.2 | Plutonismo jurásico..... | 151 |
| 6.8.1.3 | Metamorfismo en el CMC | 153 |
| 6.8.2 | Implicaciones en el Bloque Maya (BM) y en México | 155 |
| 6.8.2.1 | Otras manifestaciones de magmatismo y metamorfismo triásico | 155 |
| 6.8.2.2 | Sedimentación, magmatismo y metamorfismo jurásico | 156 |
| 6.8.3 | Modelo: De la extensión durante el colapso orogénico a <i>rift</i> continental e implicaciones en la ruptura de Pangea. | 159 |
| Capítulo 7. | Conclusiones | 163 |
| | Literatura citada | 166 |
| Anexos | 199 | |

Lista de figuras

| Figura | Página |
|--|--------|
| Figura 1. a. Mapa generalizado de la distribución de terrenos con afinidad del Pacífico, Laurentia y Gondwana en México, mostrando la distribución de basamento precámbrico. Las líneas discontinuas corresponden a los límites inferidos de estos grupos de terrenos. La línea azul demarca la extensión del Bloque Maya en México, Guatemala y Belice. Tomado y modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (2018) y Centeno-García (2017). Basamento proterozoico expuesto: G, Complejo Guichicovi; H, Gneis Huiznopala; O, Complejo Oaxaqueño; N, Gneis Novillo; TC, Complejo El Triunfo; y C, Complejo Chuacús. Fallas: EMT, Transformante Mexicana Oriental; PMFZ, Zona de Falla Polochic-Motagua. b. Mapa geológico del Complejo Macizo de Chiapas en el sur del Bloque Maya. Tomado de Weber et al. (2018). Éstos mapas fueron elaborados en QGIS. 2 | |
| Figura 2. Mapa de México, América Central y norte de Suramérica, mostrando la ubicación de afloramientos de basamento Meso- a Neoproterozoico y las provincias del Cratón Amazónico. Compilado de Baquero et al. (2015), Ibanez-Mejia (2020), Maldonado et al. (2018a) y Weber y Schulze (2014). Cinturón Ouachita-Marathon-Sonora después de Poole et al. (2005); Límites de Placas tectónicas y fallas según Pindell y Kennan (2009a). Abreviaciones de exposiciones proterozoicas (letras negras) en México: C, Complejo Chuacús; DF, Formación Las Delicias; G, Complejo Guichicovi; H, Gneis Huiznopala; O, Complejo Oaxaqueño; N, Gneis Novillo; TC, Complejo El Triunfo; SLP, Campo Volcánico San Luis Potosí; en Colombia: SNSM, Sierra Nevada de Santa Marta; SL, Serranía de San Lucas; GM, Macizo de Garzón; PB, Cuenca de Putumayo; M, Macizo de La Macarena; G, La Guajira; B, Gneis Bucaramanga; en Venezuela A, Gneis Granítico Atuschon; F, Cuenca Falcón; Afloramiento de rocas Paleozoicas (símbolos cuadrados morados y letras negras): AC, Alto Chuchumatanes; MM, Montañas Maya; ChI, Cráter de Chicxulub; Fallas: EMT, Transformante Mexicana Oriental; PMFZ, Zona de Falla Polochic-Motagua. Éste mapa fue elaborado en QGIS.9 | |
| Figura 3. Parte sur del Bloque Maya mostrando la ubicación de rocas Paleozoicas y Precámbricas. Tomado y modificado de González-Guzmán et al. (2016), Maldonado et al. (2018a) y Weber et al. (2018). Geología: CMC, Complejo Macizo de Chiapas; CC, Complejo Chuacús; MMx, Macizo de La Mixtequita; AC, Alto Chuchumatanes; MM, Montañas Maya; Fallas: FVH, Falla Vista Hermosa; FM, Falla Motagua; FP, Falla Polochic; FBV, Falla Baja Verapaz; FJC, Falla Jocotlán-Chamaleón; FT, Falla Tonalá. 12 | |
| Figura 4. Mapa geológico del Complejo Macizo de Chiapas. Tomado y modificado de Cisneros de León et al. (2017), Godínez-Urban et al. (2011), González-Guzmán (2016), Jiménez-Hernández et al. (2005), Martínez-Amador et al. (2006, 2005), Weber et al. (2009) y Quintana-Delgado (2021). Cuadrado y círculo de color blanco corresponden a las localidades de gneises anfibolíticos que arrojaron edades de cristalización ordovícica y silúrica, respectivamente, en el área de Capitán Luis Ángel Vidal obtenidas por Quintana-Delgado (2021). Éste mapa fue elaborado en QGIS.... 16 | |
| Figura 5. Mapa simplificado del Complejo Macizo de Chiapas mostrando las edades metamórficas U-Pb y Sm-Nd existentes, excepto por una edad U-Pb (en negrilla) del Jurásico, reportada como cristalización de un granito en el área de Villaflores y una edad Sm-Nd (en negrilla) del Triásico interpretada como edad de cristalización de un leucogranito. Éste mapa fue elaborado en QGIS 18 | |
| Figura 6. Edad de isócrona obtenida a través del sistema Sm-Nd. El diagrama ilustra la evolución de la composición isotópica de Nd en los granates y la roca rotal a partir del cierre del sistema, | |

- definiendo en su conjunto la isócrona. También se muestra como se calcula la edad a partir de su pendiente. Tomada de Baxter y Scherer (2013). 26
- Figura 7. a. Diagrama de la evolución isotópica del Nd, mostrando la evolución los reservorios CHUR (línea negra), DM (línea azul) y el de una corteza formada a los 3.5 Ga (línea café). b. Diagrama de ϵNd vs la edad. Tanto a. como b. muestran la evolución isotópica de una muestra que cristalizó a 1.25 Ga, a partir del retrabajamiento de una fuente que se separó del DM a los 2.5 Ga. Tomado y modificado de Faure (1977) y White (2015). 27
- Figura 8. Relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtenidas de los materiales de referencia a. JNdi-1 y b. La Jolla durante las sesiones analíticas en las cuales se midieron las muestras de este trabajo, en el periodo entre julio de 2019 y Julio de 2021. 38
- Figura 9. Diagrama de concordia o Wetherill. a. Análisis concordante. b. Evento de pérdida de plomo reciente. c. Evento de pérdida de plomo antigua. Tomado y modificado de Gehrels (2012) y Harley y Kelly (2007). 41
- Figura 10. a. Diagrama de evolución del $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en el CHUR, DM, la corteza y en el zircón. Tomada de Vervoort (2014). b. Diagrama de evolución del $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ mostrando la composición de un zircón que cristalizó a 1.0 Ga, y las edades modelo calculadas en dos etapas usando las relaciones $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de la corteza intermedia y máfica. c. Diagrama ϵNd vs la edad mostrando el efecto del uso de una edad errónea en el cálculo de este parámetro. b. y c. tomadas de Vervoort y Kemp (2016). d. Interpretación de las relaciones $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en zircón de conjuntos de muestras; tomada de Ibanez-Mejia et al. (2015). Para más detalles leer el texto..... 46
- Figura 11. Composiciones isotópicas de oxígeno promedio de la corteza continental y oceánica, del manto y de sedimentos. Tomada de Valley (2003) y Roberts y Spencer (2015). 52
- Figura 12. a. Mapa geológico regional del Complejo Macizo de Chiapas (modificado de Jiménez-Hernández et al., 2005; Martínez-Amador et al., 2005, 2006; Weber et al., 2009; Godínez-Urban et al., 2011; González-Guzmán et al., 2016; Cisneros de León et al., 2017; Quintana-Delgado, 2021). b. Mapa geológico del área de estudio, mostrando la localización de muestras (estrellas) y los resultados de los análisis de U-Pb y Sm-Nd. Las edades modelo Sm-Nd en paréntesis corresponden a las muestras terminadas en *b* (e.g., CH19-52b, CH19-53b, CH19-61b, CH19-62b, CH19-63b; ver Anexo A). Éstos mapas fueron elaborados en QGIS. 56
- Figura 13. Fotografías de litologías y relaciones de campo observadas en las áreas de El Palmar (a-c), Monterrey (d-h) y San Antonio Miramar (i). a. Gneis granítico bandeado y migmatizado, donde el leucosoma forma diques, estromas y bolsas (afloramiento CH19-12). b. y c. Gneis granítico cortado por diques básicos (CH19-13) y cuerpos graníticos (CH19-12), respectivamente. d. Anfibolita granatífera migmatizada, nótese el plegamiento del leucosoma y paleosoma, además de la intrusión de un granito de probable edad pérmica. e. y f. Lentes de anfibolita en el gneis cuarzo-feldespático (CH19-62b y CH19-63). g. Intercalaciones de gneises cuarzo-feldespáticos y anfibolita (CH19-68). h. e i. gneises cuarzo-feldespáticos de biotita plegados isoclinalmente (CH19-63 y CH19-37). 58
- Figura 14. Fotomicrografías de láminas delgadas. a.-c. Gneis granítico (muestras CH19-13, CH19-24) mostrándose la mineralogía, y la presencia de leucosoma en forma de dique cortando la foliación (c). d.-f. Anfibolitas con (d y e, CH19-52b, CH20-06) y sin granate (f, CH19-62b), mostrando también evidencias de migmatización (d y f). g.-h. Gneis cuarzo-feldespático de biotita (CH19-63a) mostrando las intercalaciones de niveles cuarzo-feldespáticas y ricos en biotita, la presencia de anfíbol y granate y la textura milonítica (h). i. Gneis cuarzo-feldespático (CH19-68) con textura milonítica. Abreviaciones minerales son las recomendadas por Siivola y Schmid (2007). 59

Figura 15. Imágenes de catodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de las muestras de Ortogneis granítico analizadas. a-b. Ortogneis granítico CH19-12a. c-d. Ortogneis granítico CH21-02. Los colores en los puntos analizados en las imágenes de CL, los errores mostrados como elipses y barras en los diagramas de concordia y promedio ponderado corresponden a los eventos tratados en esta tesis, siendo: Fucsia, Mesoproterozoico; naranja, Toniano; azul, Pérmico; blanco, pérdida de Pb o dominios mezclados. Las elipses grises señalan los datos usados sólo para el cálculo de las edades de discordia. Los círculos amarillos corresponden a los lugares en donde se realizaron los análisis de Lu-Hf. Las fechas mostradas en las imágenes de CL corresponden a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para edades aparentes mayores a 900 Ma y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para edades menores..... 62

Figura 16. Imágenes de catodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de las muestras de anfibolita analizadas. a-b. anfibolita granatífera CH19-52a. c-d. anfibolita migmatizada CH19-22. Código de colores y edades mostrados son las mismas que en la Figura 15. 64

Figura 17. Imágenes de catodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de las muestras de gneis cuarzo-feldespático analizadas. a-b. muestra CH19-53b y c-d. y CH19-63a, respectivamente. Código de colores y edades mostrados son las mismas que en la Figura 15... 66

Figura 18. Diagramas de Th/U vs la edad de las muestras analizadas de la Unidad Catarina. Las edades aparentes usadas son $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ cuando las fechas son mayores a 900 Ma, de lo contrario se usó la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 67

Figura 19. a. Diagrama de evolución isotópica de Nd para las muestras analizadas de la Unidad Catarina. Los campos de colores o polígonos delineados corresponden a los campos de evolución definidos por rocas ígneas de otras exposiciones de basamento del Mesoproterozoico. Las edades modelo fueron calculadas en 1- y 2-etapas según la respectiva fuente (ver sección 3.3.2.2 y Anexo C. para más detalles). b. Diagrama de ϵNd inicial vs. Edad, comparando las rocas estudiadas con las composiciones de otros basamentos mesoproterozoicos. Los ϵNd iniciales fueron calculados usando la edad de cristalización reportada por el respectivo autor; si esta información no estaba disponible la edad estimada del evento más cercano en la provincia dada fue usado. c. Diagrama de evolución isotópica de Nd para las muestras de la Unidad Custepec (Anexo C) y su comparación con la Unidad Catarina y las rocas metaígneas de Oaxaquia. Los valores de CHUR y DM usados para los cálculos son los de Bouvier et al. (2008) y Liew y Hofmann (1988), respectivamente. Los datos de las composiciones de Sm-Nd usadas para comparación en esta tesis son: 1. Patchett y Ruiz (1987); 2. Ruiz et al. (1988); 3. Valencia-Morales (2017); 4. Schulze (2011); 5. Weber y Köhler (1999); 6. López et al. (2001); 7. Schaaf et al. (1994); 8. Weber et al. (2018); 9. Cisneros de León et al. (2017); 10. Andersen et al. (2001); 11. Andersen et al. (2002); 12. Andersen (1997); 13. Bogaerts et al. (2003); 14. Bolle et al. (2003 y referencias allí); 15. Brewer et al. (2004); 16. Menuge (1988); 17. Vander Auwera et al. (2011); 18. Brewer y Menuge (1998); 19. Vander Auwera et al. (2014); 20. Vander Auwera et al. (2008); 21. Kullerud y Dahlgren (1993); 22. de Haas et al. (1999) y Bingen y Viola (2018) ; 23. Welin (1994 y referencias allí); 24. Söderlund et al. (2005); 25. Brewer et al. (1998 y referencias allí); 26. Rutanen y Andersson (2009); 27. Johansson et al. (1992); 28. Appelquist y Johansson (2011); 29. Appelquist et al. (2011); 30. Čečys et al. (2002); 31. Mansfeld et al. (2005); 32. Patchett et al. (1987); 33. Restrepo-Pace et al. (1997); 34. Cordani et al. (2005); 35. Ordóñez-Carmona et al. (2006); 36. Ibanez-Mejia et al., (2011); 37. Cuadros et al. (2014). 38. Estrada-Carmona et al. (2009). 39. Alemán-Gallardo et al. (2019). 40. Cameron et al. (2004). 41. Weber et al. (2010). 42. Cordani et al. (2016). 43. Santos et al. (2000). 44. Veras et al. (2018). 45. Lawlor et al. (1999)..... 69

Figura 20. Composiciones isotópicas de Hf en zircón para las cuatro muestras analizadas de la Unidad Catarina. a-b. Gneises graníticos bandeados. c. anfibolita. d. Gneis cuarzo-feldespático con biotita.

- Datos en transparencia corresponden a las mediciones que estadísticamente se salen del promedio, los cuales posiblemente son el producto a la mezcla inadvertida de dominios de crecimiento de diferente edad del zircón. 71
- Figura 21. Análisis geoquímicos de roca total de las muestras de la Unidad Catarina. a. Diagrama de índice de meteorización FMW (Ohta y Arai, 2007), donde los vértices M y F indican fuentes máficas y félsicas, y W indica el grado de meteorización de la roca de forma independiente de la composición de la roca. b. diagrama R1-R2 (De la Roche et al., 1980). c. Diagrama TAS (Middlemost, 1994). d. diagrama de Th/Yb vs Zr/Y para roca subalcalinas (Ross y Bédard, 2009). e. Diagrama de índice de hierro (FeOt/(FeOt+MgO)) vs SiO₂ y f. diagrama de MALI (Na₂O + K₂O - CaO) vs. SiO₂ (Frost y Frost C. D., 2008). g. Diagrama de discriminación A/CNK (Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O) vs A/NK (Al₂O₃/ Na₂O+K₂O) (mol. %) de rocas metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas de Shand (1943). 74
- Figura 22. Análisis geoquímicos de roca total de las muestras de la Unidad Catarina. Diagramas de discriminación tectónica para rocas graníticas a. Ta vs Yb (Pearce et al., 1984) y b. diagrama ternario Rb/30-Hf-3*Ta (Harris et al., 1986); y para rocas básicas tanto los ternarios c. Y/15-La/10-Nb/8 (Cabani y Lecolle, 1989) y d. TiO₂-MnO*10-P₂O₅*10 (Mullen, 1983), como los bimodales e. K₂O vs Ta/Yb (Pearce, 1982) y f. Nb/La vs La/Yb (Hollocher et al., 2012). 75
- Figura 23. Diagramas multielementales (a, b, y c) y de tierras raras (d, e y f) de las rocas de la Unidad Catarina. a. y d. Gneis granítico bandeado. b. y e. Gneis cuarzo-feldespático. c. y f. Anfibolita. Patrones de los elementos incompatibles de MORB, basalto andino y andesita usados para la comparación fueron tomados de Kelemen et al. (2007). Los patrones de elementos incompatibles fueron normalizados respecto al manto primordial de McDonough y Sun (1995); mientras que los patrones de REE fueron normalizados a condrito de Nakamura (1974). 76
- Figura 24. Comparación de histogramas de edades de residencia cortical de Nd. a. Unidad Custepec, b. Unidad Catarina., c. Complejo El Triunfo, y d. Oaxaquia en México; e. Provincia Putumayo y Escudo de Guyana en el noroccidente de Suramérica; f. Unidades litotectónicas en el SW de v en Báltica. Los números indican las fuentes de los datos isotópicos y son las mismas que en la Figura 19. Edades modelo mostradas fueron calculadas en 1 y 2-etapas como se explicó en la sección de 3.3.2.2. 78
- Figura 25. Diagrama de evolución de Hf comparando las muestras de la Unidad Catarina con análisis de Hf en zircón reportados tanto para Oaxaquia (Weber et al., 2010; Weber y Schulze, 2014; Solari et al., 2020), como para la Provincia Putumayo (Ibanez-Mejia et al., 2015) y el occidente del cratón Amazónico (Ibanez-Mejia, 2014) en el noroccidente de Suramérica. 79
- Figura 26. Diagrama cronoestratigráfico que compara los eventos registrados por la Unidad Catarina con el tipo y la temporalidad de eventos (mostrando también las edades U-Pb existentes para ellos) reportados para otras unidades del Proterozoico en México, norte de Suramérica y en el suroccidente de Fennoscandia en Báltica. "Otras unidades litotectónicas" dentro del Cinturón Sveconorwegian incluye los dominios Bamble, Kongsberg, Idefjorden, y el Eastern Segment, de los que no se incluyeron datos de U-Pb debido a su abundancia y por simplicidad. La mayoría de las edades U-Pb graficadas se obtuvieron en zircón, excepto por las edades de cristalización de diques máficos de Oaxaquia y pegmatitas de Telemarkia, obtenidas en otros minerales. También se muestran edades Sm-Nd y Lu-Hf obtenidas en granates. Las referencias numeradas en la figura corresponden a: 1. Cameron et al. (2004), 2. Weber et al. (2010), 3. Alemán-Gallardo et al. (2019), 4. Lawlor et al. (1999), 5. Weber y Schulze (2014), 6. Weber y Köhler (1999), 7. Keppie et al. (2001), 8. Schulze (2011), 9. Keppie et al. (2003), 10. Solari et al. (2003), 11. Solari et al. (2014), 12. Valencia-Morales (2017), 13. Solari et al. (2020), 14. Shchepetilnikova et al. (2015), 15. Weber et al. (2018), 16. Weber et al. (2020), 17. Cisneros de León et al. (2017), 18. Maldonado et al. (2018a),

19. Ibanez-Mejia (2020 y referencias allí), 20. Restrepo-Echavarría y Giraldo-Albornoz (2018), 21. Piraquive et al. (2021), 22. Ibanez-Mejia y Cordani (2020 y referencias ahí), 23. Bingen et al. (2021), 24. Andersen et al. (2007), 25. Bingen et al. (2008a), 26. Bingen et al. (2008b), 27. Bingen y Viola (2018), 28. Roberts y Slagstad (2015), 29. Bingen et al. (1998), 30. Bogdanova et al. (2008), 31. Skyttä et al. (2020), 32. Ripa y Stephens (2020a), 33. Ripa y Stephens (2020b), 34. Appelquist y Johansson (2011), 35. Söderlund et al. (2005), 36. Stephens et al. (2020). 37. Patchett et al. (1987), 38. Scherer et al. (2000)..... 83

Figura 27. Modelo Paleogeográfico y tectónico ilustrando la formación de la Unidad Catarina y su evolución junto a Oaxaquia durante el ensamblaje de Rodinia. Tomado y modificado de Cawood y Pisarevsky (2017), Ibanez-Mejia et al. (2011), Pisarevsky et al. (2014), Weber et al. (2010), Weber y Schulze (2014). Solo Amazonia, Báltica y Laurencia son ilustrados en la mayoría de los diagramas, excepto en la reconstrucción de Rodinia (Li et al., 2008; Merdith et al., 2017, 2021). Otras masas fueron omitidas por simplicidad. 91

Figura 28. a. Mapa de México con la ubicación de las rocas ígneas del Carbonífero al Pérmico tardío (tomadas de McKee et al., 1988; Murillo-Muñetón, 1994; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Ducea et al., 2004; Rosales-Lagarde et al., 2005; Arvizu et al., 2009a; Ratschbacher et al., 2009; Solari et al., 2010; Kirsch et al., 2012; Ortega-Obregón et al., 2014; Arvizu y Iriondo, 2015; Coombs et al., 2020; Ramírez-Fernández et al., 2021; Ross et al., 2022; Espejo-Bautista et al., 2022; Iriondo et al., 2022). Abreviaciones: RA, Riolita El Aserradero; SJ, Complejo Sierra de Juárez; MM, Macizo de La Mixtequita; CChx, cráter del Chicxulub; AC, Alto Chuchumatanes; CR, Complejo Rabinal; RA, Riolita el Aserradero; LDF, Formación las Delicias. Adicionalmente la ubicación de los complejos Oaxaqueño (CO), Acatlán (CA) y Xolapa (X; Ortega-Gutiérrez et al., 2018) y del Cinturón Ouachita-Marathon-Sonora (Poole et al., 2005) fueron puestos como referencia. b. Mapa geológico regional del Complejo Macizo de Chiapas (modificado de Jiménez-Hernández et al., 2005; Martínez-Amador et al., 2005, 2006; Weber et al., 2009; Godínez-Urban et al., 2011; González-Guzmán et al., 2016; Cisneros de León et al., 2017; Quintana-Delgado, 2021) con las edades reportadas para el Complejo Macizo de Chiapas por Quintana-Delgado (2021), triángulos verdes; Weber et al. (2007), cuadrados rojos; Pompa-Mera (2009), rombos rojos; González-Guzmán et al., (2021), pentágonos rosa; González-Guzmán (2016), pentágonos rojos; Weber et al. (2005), asteriscos negros. Edades con U-Pb fueron obtenidas a través de LA-ICPMS, excepto por las denotadas con * y ^ que fueron obtenidas a través de ID-TIMS y SHRIMP, respectivamente. c. Mapa geológico del área de estudio, mostrando la localización de muestras (estrellas) y los resultados de los análisis de U-Pb y Sm-Nd. Éstos mapas fueron elaborados en QGIS..... 93

Figura 29. Fotografías de afloramientos y relaciones de campo de las rocas de la Unidad Custepec. a. Anfibolita con granate en el área de Custepec, estación CH19-54. b. anfibolita migmatizada sin granate en el área de San Antonio Miramar, obsérvese plegamiento de la foliación y el leucosoma, CH19-21. c. Gneis anfibolítico migmatizado, obsérvese el leucosoma como estromas siguiendo la dirección de foliación. d. Intercalación de gneis anfibolítico y anfibolita. Foliación y bandeamiento de N16°W/66°SW. Estas rocas infrayacen discordantemente a una capa compuesta de pedernal (parte superior izquierda, ver j. para más detalle), estación CH19-37. e. bandeamiento en el gneis anfibolítico, mostrando intercalaciones de bandas más ricas en minerales cuarzo-feldespáticos y otras más ricas en minerales máficos. La foliación y el bandeamiento se disponen en N70°W/42°SW, y son cortadas por leucosoma, estación CH19-46. f. Gneis anfibolítico con milonitización, muestra CH19-16. Contacto intrusivo entre el gneis anfibolítico y g. granito de probable edad Pérmica, y h. granito del Mioceno, estación CH19-46. i. Contacto fallado entre anfibolita migmatizada y granito, el plano de falla corresponde a N80°W/46°SW, estación CH19-21. j. Pedernal suprayaciendo discordantemente al gneis anfibolítico, estación CH19-37. Diámetro de la monea de 1 peso es 2 cm (a), de 5 pesos es 2.5 cm (b), y 10 pesos es 2.7 cm (c), Largo del martillo 32 cm. 95

Figura 30. Fotomicrografías de las rocas de la Unidad Custepec en nicoles paralelos (a, c, d - i) y nicoles cruzados (b). a. Anfibolita de grano fino CH19-12b, en el área de Las Palmas. En la anfibolita CH19-57, área de Custepec, b. tamaño de grano medio a grueso, y c. megacristal de granate poikilítico con inclusiones de opacos y apatitos. En la muestra CH19-56, área de Custepec, d. leucosoma en granulita de dos piroxenos y anfíbol; e. cúmulo restíticos de piroxenos con estroma relleno de leucosoma; f. cúmulo restíticos de piroxenos con granate y titanita. g. Gneis anfibolítico milonitizado con porfidoclastos de hornblenda, CH19-16, en el área de Las Palmas. Muestras de gneis anfibolítico CH19-36 y CH19-38 en el área de San Antonio Miramar mostrando el h. plegamiento y i. leucosoma dispuesto de manera paralela a la foliación. Abreviaciones minerales son las recomendadas por Siivola y Schmid (2007). 97

Figura 31. Fotografías de afloramientos y relaciones de campo de los granitos del Pérmico Temprano (a-b) y del Permo Triásico (c-f). Gneis diorítico migmatizado, a. cuyo protolito intruye a un gneis anortosítico, estación CH19-07; b. leucosoma formando estromas, muestra CH19-07b. Granodiorita-tonalita c. sin deformación, afloramiento en punto de control, y d. con milonitización, estación CH19-06. e. Granodiorita de grano medio a grueso, estación CH19-44. f. Granito del Mioceno intruyendo al granito pérmico, afloramiento en punto de control. 99

Figura 32. Fotomicrografías de las rocas del batolito de Chiapas. a.-c. Granitoides del Pérmico Temprano. a. Gneis diorítico migmatizado, muestra CH19-07b. b. Leucosoma del gneis diorítico, muestra CH19-07b. c. Granitoide milonitizado, muestra CH19-05. d-i. Granitos del Pérmico tardío-Triásico Temprano en nicoles cruzados. d. Granito sin deformación, de grano grueso, equigranular; muestras CH19-49, *nota*: lamina delgada gruesa. e. Granito inequigranular, inclusiones de plagioclasa en feldespato K, muestra CH20-01. f. Granito con evidencias de recristalización de grano medio a fino inequigranular, muestra CH19-20b. g. Granito equigranular con evidencias de recristalización, muestra CH19-44. h. Granito milonitizado observándose una biotita como porfidoblasto inmerso en una matriz de cuarzo recristalizado por *bulgin* y rotación de subgranos, muestra CH19-06. i. Granito milonitizado con porfidoblastos de plagioclasa y listones de cuarzo recristalizado. Abreviaciones minerales son las recomendadas por Siivola y Schmid (2007)..... 100

Figura 33. Imágenes de cátodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de muestras de la Unidad Custepec analizadas a través de LA-ICPMS. a. y b. Anfibolita CH19-21. c. y d. Gneis anfibolítico CH19-16. Los colores en los puntos analizados en las imágenes de CL, los errores mostrados como elipses y barras en los diagramas de concordia y promedio ponderado corresponden a los eventos tratados en esta tesis, siendo: Fucsia, Mesoproterozoico; naranja, Toniano; rojo, Pérmico; morado, Triásico, azul, Jurásico; blanco, pérdida de Pb o dominios mezclados. Las elipses grises señalan los datos usados sólo para el cálculo de las edades de discordia. Las fechas mostradas en las imágenes de CL corresponden a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para edades aparentes mayores a 900 Ma y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para edades menores. 102

Figura 34. Imágenes de cátodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de a. y b. gneis anfibolítico CH19-46a, perteneciente a la Unidad Custepec. Esta muestra fue analizada a través de LA-ICPMS. c. y d. Ortogneis diorítico migmatizado CH19-07b. Esta muestra fue analizada a través de SIMS. Leyenda de colores y sistema de las edades mostradas son los mismos que en la Figura 33. 104

Figura 35. Imágenes de cátodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de muestras de granitos sin metamorfismo del Pérmico, ambas muestras fueron analizadas a través de LA-ICPMS. a. y b. granito milonitizado CH19-04. c. y d. Dique granítico CH19-20b. En esta muestra también se analizaron las caras cristalinas de los zircones de través de SIMS. Leyenda de colores y las edades aparentes mostradas son las mismas que en la Figura 33. 105

Figura 36. Diagrama de evolución de Nd para las rocas de a. la Unidad Custepec y b. los granitoides del Pérmico Temprano y del Permo-Triásico. Las muestras fueron comparadas con muestras de anfibolita de la Unidad Custepec, con granitos metamorfizados del Pérmico temprano y con los granitos del Pérmico temprano y tardío sin metamorfismo. Las referencias citadas en las figuras corresponden a (1) Estrada-Carmona et al. (2009), (2) Pompa-Mera (2009), (3) González-Guzmán et al. (2021), (4) Schaaf et al. (2002) y (6) Monreal-Roque (2022). Edades en 2-etapas fueron calculadas solo para el leucosoma CH19-61b y respectivo melanosoma CH19-61c, pertenecientes a un gneis de anfibolítico. Los valores de CHUR y DM usados para los cálculos son los Bouvier et al. (2008) y Liew y Hofmann (1988), respectivamente. 107

Figura 37. Geoquímica de roca total de las rocas de la Unidad Custepec y con los granitoides del Batolito de Chiapas. a. Diagrama de índice de meteorización (Ohta y Arai, 2007), donde los vértices M y F indican fuentes máficas y félsicas, respectivamente, y W indica el grado de meteorización de la roca de manera independiente de la composición de la roca. b. Diagramas de clasificación Q-A-P (Q: cuarzo; A: feldespato potásico; P: Plagioclasa; Streckeisen, 1976) fue graficado usando la mineralogía normativa de la roca. Campos con números corresponden a 1. Sienita de feldespato potásico, 2. Cuarzosienita de feldespato potásico, 3. Cuazodiorita / cuarzogabro, 4. Diorita / gabro, 5. Monzodiorita / monzogabro, 6. Monzodiorita / monzogabro con feldespatoides. c. Diagrama TAS (Middlemost, 1994). d. Diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976). e. Diagrama de índice de hierro ($FeOt/(FeOt+MgO)$) vs SiO_2 y f. diagrama de MALI ($Na_2O + K_2O - CaO$) vs. SiO_2 (Frost y Frost, C. D., 2008). g. Diagrama de discriminación A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) vs A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O) (mol. %) de rocas metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas de Shand (1943). Para su comparación las muestras fueron graficadas junto a otras muestras de anfibolita de la Unidad Custepec, con granitos metamorfizados del Pérmico temprano y con los granitos del Pérmico temprano y del Permo-Triásico. Las referencias citadas en las figuras corresponden a (1) Estrada-Carmona et al. (2009), (2) Pompa-Mera (2009), (3) González-Guzmán et al. (2021), (4) Weber et al. (2005) y (5) Monreal-Roque (2022). 110

Figura 38. Diagramas de discriminación tectónica para las rocas del Pérmico en el CMC. Diagramas para rocas básicas: a. $TiO_2-MnO*10-P_2O_5*10$ (Mullen, 1983). b. $Y/15-La/10-Nb/8$ (Cabani y Lecolle, 1989). c. Diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1982). Estrellas en el diagrama c corresponden a N-MORB¹, E-MORB y OIB de McDonough y Sun (1995), y N-MORB² y basalto andino de Kelemen et al. (2007); mientras las letras S, C y F denotan fluidos provenientes del *slab*, contaminación cortica y cristalización fraccionada, respectivamente. d y e son los diagramas de elementos incompatibles DF1 vs DF2 (Agrawal et al., 2008). d. $DF1 = 0.3518 \log_e (La/Th) + 0.6013 \log_e (Sm/Th) - 1.3450 \log_e (Yb/Th) + 2.1056 \log_e (Nb/Th) - 5.4763$; $DF2 = -0.3050 \log_e (La/Th) - 1.1801 \log_e (Sm/Th) + 1.6189 \log_e (Yb/Th) + 1.2260 \log_e (Nb/Th) - 0.9944$. e. $DF1 = 0.3305 \log_e (La/Th) + 0.3484 \log_e (Sm/Th) - 0.9562 \log_e (Yb/Th) + 2.0777 \log_e (Nb/Th) - 4.5628$; $DF2 = -0.1928 \log_e (La/Th) - 1.1989 \log_e (Sm/Th) + 1.7531 \log_e (Yb/Th) + 0.6607 \log_e (Nb/Th) - 0.4384$. f. Diagrama ternario Hf-Th-Ta para rocas máficas a félsicas (Wood, 1980). Diagramas para rocas intermedias a graníticas: g. Ta vs Yb (Pearce et al., 1984). h. diagrama ternario Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris et al., 1986). i. diagrama binario $(Nb/Zr)_N$ vs Zr (Thiéblemont, 1999). Muestras usadas para la comparación son las mismas que en la Figura 37. 111

Figura 39. Diagramas multielementales (parte superior, normalizados a manto primitivo, McDonough y Sun, 1995) de elementos traza, y tierras raras (parte inferior, normalizados a condrita, Nakamura, 1974) de análisis geoquímicos de roca total de la Unidad Custepec (11 anfibolitas y 7 gneises anfibolíticos) a, b, e y f; Granitoides del Pérmico temprano (n=12) c y g; Granitos del Permo-Triásico (n=15) d y h. Los patrones de los elementos incompatibles usados para comparación son N-MORB¹, E-MORB y OIB de McDonough y Sun (1995), el basalto andino y la andesita continental de Kelemen et al. (2007) y corteza inferior de Rudnick y Gao (2005). Las referencias de otras muestras reportadas para el CMC son las mismas que en la Figura 37. 113

Figura 40. Diagramas que diferencian entre un origen ígneo y sedimentario para las rocas de la Unidad Custepec a. TiO_2 vs #Fe (Misra, 1971), donde #Fe=FeOt/(FeOt+MgO). b. Diagrama TiO_2 vs MnO (Misra, 1971). c. CaO-MgO-FeOt (Marion et al., 2021). Diagramas de fuentes y contaminación cortical para las rocas de la Unidad Custepec. d. Diagrama ϵNd inicial, a 250 Ma, vs SiO_2 ; y e. La/Ba vs La/Nb (Saunders et al., 1992). Las relaciones La/Nb y La/Ba son sugerentes de contaminación cortical e infiltración de fluidos derivados del *slab*, respectivamente (Wilson, 1989; Saunders et al., 1992). Diagramas para las rocas de composición intermedia a granítica del Pérmico en el CMC, d. Diagrama $\epsilon\text{Nd}_{(250 \text{ Ma})}$, vs SiO_2 . Diagramas g. Sr/Y vs Nb/Yb y h. Ta+Yb vs Rb que discriminan entre ambientes de arco y ruptura del *slab* (Whalen y Hildebrand, 2019). i. Diagrama de discriminación de fuentes (Laurent et al., 2014). Las referencias de las muestras reportadas para el CMC son las mismas que en la Figura 37. 116

Figura 41. Modelo de a. Subducción del océano Réico bajo la margen de NW Gondwana para el Carbonífero-Pérmico tardío; y b. Colisión entre Laurencia y NW Gondwana y delaminación del *slab* produciendo el magmatismo de la Unidad Custepec, seguido por el magmatismo post-orogénico. c. y d. Diagramas de eventos ocurridos en el área de estudio. 124

Figura 42. a. Mapa de México mostrando la localización de las manifestaciones de la Provincia Nazas (tomadas de Busby y Centeno-García, 2022) y de las rocas plutónicas y/o metamórficas del Triásico y Jurásico en el Complejo Ayú (CA; Ortega-Gutiérrez et al., 2022), Complejo Milonítico Sierra de Juárez (SJ; Espejo-Bautista et al., 2020), Cuenca de Veracruz (CV; Molina-Garza et al., 2020), Macizo de La Mixtequita (MM; Murillo-Muñetón, 1994), Guatemala Occidental (GO; Ratschbacher et al., 2009), Complejo Chuacús (CC; Solari et al., 2011; Maldonado et al., 2018a); Cráter Chicxulub (CChx; de Graaff et al., 2022). b. Mapa geológico regional del Complejo Macizo de Chiapas (modificado de Jiménez-Hernández et al., 2005; Martínez-Amador et al., 2005, 2006; Weber et al., 2009; Godínez-Urban et al., 2011; González-Guzmán et al., 2016; Cisneros de León et al., 2017; Quintana-Delgado, 2021). c. Mapa geológico del área de estudio, mostrando la localización de muestras (estrellas) y los resultados de las edades U-Pb y Sm-Nd. Súper índices * y + indican edades obtenidas a través de SIMS o ID-TIMS, respectivamente, y los números indican las siguientes referencias: 1. Quintana-Delgado (2021), 2. Rendón-Vázquez (2022), y 3. Rivera-Moreno (2021), 4. Pompa-Mera (2009)..... 128

Figura 43. Fotografías de muestras de mano (a, b, d, f, g, i) y afloramientos (c, e, h, j, k) de rocas tratadas en este capítulo. a. Granito de biotita, muestra CH19-09a. b. Granito con granate, muestra CH19-14. c. Xenolito de paragneis en granito con granate, estación CH21-36. d. Leucogranito, muestra CH19-18. e. Afloramiento de leucogranito intruyendo a un gneis anfibolítico de la Unidad Custepec. f. Granito rosa, muestra CH19-71. g. Granito pérmico, muestra CH19-20b. h. Gneis granodiorítico migmatizado, estación CH19-43c. i. Leucosoma con granate, muestra CH19-43c. j. dique melanocrático intruyendo el gneis granodiorítico migmatizado de manera semiparalela a la foliación, estación CH19-43a. k. acercamiento del dique melanocrático, el cual es a su vez intruido por el leucosoma derivado de la anatexita. 129

Figura 44. Fotomicrografías de granitos triásicos (a, - d, i), jurásicos (e, h) y pérmicos (f, g). a. CH19-09a, porfidoclastos subhedrales a euhedrales de feldespatos potásicos y plagioclasa inmersos en una matriz de cuarzo recristalizado, posiblemente por rotación de subgranos y por migración de bordes de grano. b. y c. CH19-14, mineralogía en la roca. Nótese la presencia de granate (b) y la textura mostrada por el feldespatos potásico, el cual tiene extinción ondulatoria (b), presenta mirmequitas (c) y es anhedral debido a la formación de nuevos granos hacia los bordes, posiblemente por *bulging*. d. CH19-18, leucogranito recristalizado. e. CH19-71, textura fanerítica en granito rosa. f. CH19-20b, cuarzo y feldespatos potásicos con extinción ondulatoria. Bordes irregulares y formación de nuevos granos por *bulging* como evidencias de recristalización. g. CH19-43a, gneis granodiorítico con biotita, la cual define la foliación en la roca, junto con el cuarzo

- que forma listones. h. Leucosoma CH19-43c, mineralogía en la roca, cuarzo y feldespatos muestran extinción ondulatoria y presentan bordes lobulados. i. Metacuarzodiorita CH19-43b, foliación en la roca definida por biotita y anfíbol. 130
- Figura 45. Imágenes de catodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de las muestras analizadas a través de LA-ICPMS. a. y b. Granito con biotita CH19-09a. c. y d. Granito con granate CH19-14. Los colores en los puntos analizados en las imágenes de CL, los errores mostrados como elipses y barras en los diagramas de concordia y promedio ponderado corresponden a los eventos tratados en esta tesis, siendo: Fucsia, Mesoproterozoico; naranja, Toniano; rojo, Pérmico; morado, Triásico; azul, Jurásico; blanco, pérdida de Pb o dominios mezclados. Las elipses grises señalan los datos usados sólo para el cálculo de las edades de discordia. Los círculos amarillos en las imágenes de CL corresponden a los lugares en donde se realizaron los análisis de Lu-Hf. Las fechas mostradas en las imágenes de CL corresponden a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para edades aparentes mayores a 900 Ma y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para edades menores. 135
- Figura 46. Imágenes de catodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de las muestras analizadas a través de LA-ICPMS. a. y b. Granito rosa CH19-71. c. y d. Muestras de Leucosoma CH19-43c. Leyenda de colores y sistema de las edades mostradas son los mismos que en la Figura 45. 137
- Figura 47. Diagramas de concordia U-Pb de los análisis realizados en los bordes de los zircones de las muestras analizadas por SIMS. a. Granito con protolito pérmico CH19-20b. b. Granito con protolito triásico CH19-14. Análisis cuyas elipses tienen líneas punteadas y o barras sin color no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad. Ver texto para mayor descripción. 138
- Figura 48. Diagrama de isócrona de Sm-Nd en granates y roca total del granito con granate CH19-14. 139
- Figura 49. Diagrama de composición isotópica de oxígeno vs edad en las caras cristalinas de los zircones de a. granito pérmico CH19-20b y b. del granito triásico con granate CH19-14. 140
- Figura 50. Diagrama de composición isotópica de Hf vs edad de los zircones del a. granito triásico con granate y b. del granito rosa del jurásico. 141
- Figura 51. a. Diagrama de evolución de Nd para los granitos del Triásico (CH19-09a, CH19-14, CH19-36a) y Jurásico (CH19-71) y leucosoma triásico-jurásico (CH19-43c). b. Diagrama de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Los valores de CHUR y DM usados para los cálculos son los Bouvier et al. (2008) y Liew y Hofmann (1988), respectivamente. Estas muestras son comparadas con las composiciones isotópicas de rocas contemporáneas reportadas por (1) Quintana-Delgado (2021) y (2) Pompa-Mera (2009) en el Complejo Macizo de Chiapas, así como con metagranitos y metagabros del Complejo Chuacús (3) Solari et al. (2011). Adicionalmente, también se compara con las rocas de la Unidad Custepec y granitoides del Batolito de Chiapas (Capítulo 5) y la Unidad Catarina y Oaxaquia (Capítulo 4). 142
- Figura 52. Geoquímica de roca total de las rocas de los granitos triásicos y jurásicos. a. Diagrama de índice de meteorización (Ohta y Arai, 2007), donde los vértices M y F indican fuentes máficas y félsicas, respectivamente; y W indica el grado de meteorización de la roca. b. - i. Diagramas de clasificación. b. Q-A-P normativo (Q: cuarzo; A: feldespato potásico; P: Plagioclasa; Streckeisén, 1976); campos con número corresponden a 1. Sienita de feldespato potásico, 2. Cuarzosienita de feldespato potásico, 3. Cuazodiorita / cuarzogabro, 4. Diorita / gabro, 5. Monzodiorita / monzogabro. c. diagrama TAS (Middlemost, 1994). d. diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976). e. diagrama B-Q (Debon y Le Fort, 1988). a. diagrama de índice de hierro ($\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$) vs SiO_2 ; b. diagrama de MALI ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) vs. SiO_2 y c. diagrama ASI ($\text{Al} / \text{Ca} - 1.67 * \text{P} + \text{Na} + \text{K}$) (Frost y Frost, C. D., 2008). d. diagrama A-B (Villaseca et al., 1998). h-P es

- altamente peraluminoso, m-P es moderadamente peraluminoso, i-P es ligeramente peraluminoso, f-P es peraluminoso félsico. Flecha gris representa la proyección de los fundidos generados por fusión parcia de una metabasita. Para su comparación las muestras fueron graficadas junto a otras rocas norianas y jurásicas reportadas en el CMC por (1) Pompa-Mera (2009), (2) Rendón-Vázquez (2022); en el Complejo Chuacús por (3) Solari et al. (2011) y (4) Maldonado et al. (2018a); y para el Macizo de La Mixtequita por (5) Murillo-Muñetón (1994).
..... 144
- Figura 53. Diagramas de discriminación tectónica obtenidos con los análisis geoquímicos de elementos traza en roca total de los granitos triásicos y jurásicos. a. Diagrama de Y+Nb vs Rb (Pearce et al., 1984 y modificado por Pearce, 1996). b. diagrama de Nb vs SiO₂ (Pearce y Gale, 1977). c. diagrama ternario Rb/30 – Hf – 3*Ta (Harris et al., 1986). Diagramas d. Th/Hf vs Ta/Hf y e. Th/Ta vs Yb (Schandl y Gorton, 2002). f. Diagrama Y – Nb- Ce (Eby, 1992). g. diagrama de discriminación de fuentes (Laurent et al., 2014).
..... 146
- Figura 54. Diagramas multielementales (parte superior) de elementos traza normalizados a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) y tierras raras (parte inferior) normalizados a condrita (Nakamura, 1974), de análisis geoquímicos de roca total de los granitos a. y d. triásicos, y b. y e. jurásicos. Otras rocas norianas y jurásicas usadas para comparación corresponden a las reportadas en el sur del Bloque Maya por (1) Pompa-Mera (2009), (2) Rendón-Vázquez (2022), (3) Solari et al. (2011), (4) Maldonado, et al. (2018a), (5) Murillo-Muñetón (1994), y (6) Godínez-Urban et al. (2011). c. Comparación con patrones multielementales de la corteza superior, media e inferior de Rudnick y Gao (2005), patrones de las rocas pérmicas (mismos que en el Capítulo 5).
..... 147
- Figura 55. Diagrama de composición isotópica inicial de Hf vs edad de los zircones de los granitos del triásico tardío (granito con granate; CH19-14) y del jurásico temprano (granito rosa; CH19-71) comparados con datos de Hf reportados para Oaxaquia por (1) Weber et al. (2010), (2) Weber y Schulze (2014) y (3) Solari et al. (2020); para el Complejo El Triunfo por (4) Weber et al. (2018), (5) Weber et al. (2020) y (6) González-Guzmán (2016) y para la Unidad Catarina (este trabajo; ver capítulo 4) en el Complejo Macizo de Chiapas. Los valores ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf y ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf usados para el CHUR son los sugeridos por Bouvier et al. (2008) y para DM son los de Vervoort et al. (2000) y Weber et al. (2018), respectivamente. Los valores de ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf de la línea de evolución del reservorio *New crust* fueron calculados a partir del valor de εHf actual reportado por Dhuime et al. (2011) y usando los valores del CHUR de Bouvier et al. (2008).
..... 151
- Figura 56. a. Modelo de delaminación del *slab*, seguido del b. colapso orogénico y extensión cortical del orógeno producido por la colisión entre NW de Amazonia y Laurencia, y d. inicio del rompimiento cortical y separación de Norteamérica y Suramérica. Modelo basado en los eventos observados en sur del Bloque Maya (este trabajo y referencias citadas en el texto). Detalles de los eventos observados en el área de estudio son mostrados en c. para el Triásico Tardío y en e. para el Jurásico Temprano. 161

Lista de tablas

| Tabla | Página |
|---|--------|
| Tabla 1. Composición isotópica actual de los modelos de referencia usados en este trabajo..... | 30 |
| Tabla 2. Etapas y pasos para la separación elemental del Sm y Nd..... | 32 |
| Tabla 3. Configuración de Copas Faraday para mediciones en modo estático de Sm-Nd en roca total y granate..... | 33 |
| Tabla 4. Promedio de las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtenidas a través de TIMS y registradas en GeoREM para estándares de roca y su comparación con los valores obtenidos por el LEMITE. | 39 |
| Tabla 5. Composición isotópica actual de los modelos de referencia usados en este trabajo para el cálculo de la edad modelo de Hf y los valores de ϵHf | 50 |
| Tabla 6. Valores $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ promedio obtenidos para los zircones de referencia en la literatura y los obtenidos este trabajo..... | 51 |
| Tabla 7. Lista de muestras con clave de identificación, litología, coordenadas, y tipo de análisis realizado. | 199 |
| Tabla 8. Análisis de geoquímica de roca total de la Unidad Catarina | 201 |
| Tabla 9. Análisis de geoquímica de roca total de la Unidad Custepec..... | 203 |
| Tabla 10. Análisis de geoquímica de roca total de granitos del Pérmicos Temprano y del Permo-Triásico | 205 |
| Tabla 11. Análisis de geoquímica de roca total de granitos del Triásico y Jurásico | 206 |
| Tabla 12. Análisis isotópicos Sm-Nd de las rocas de la Unidad Catarina | 207 |
| Tabla 13. Análisis isotópicos Sm-Nd de las rocas de la Unidad Custepec..... | 208 |
| Tabla 14. Análisis isotópicos Sm-Nd granitos del Pérmico temprano y del Permo-Triásico..... | 208 |
| Tabla 15. Análisis isotópicos Sm-Nd de los granitos del Triásico medio y del Jurásico temprano..... | 209 |
| Tabla 16. Análisis isotópicos Sm-Nd en roca total y granates de la muestra de granito con granate CH19-14 | 209 |
| Tabla 17. Datos de geocronología de U-Pb obtenidos a través de LA-ICPMS para las rocas de la Unidad Catarina..... | 210 |
| Tabla 18. Datos de geochronología de U-Pb obtenidos a través de LA-ICPMS para las rocas de la Unidad Custepec | 217 |
| Tabla 19. Datos de geochronología de U-Pb obtenidos a través de LA-ICPMS para granitos Permo-Triásicos | 222 |

| | |
|---|-----|
| Tabla 20. Datos de geochronología de U-Pb obtenidos a través de LA-ICPMS para las rocas del Trásico Tardío - Jurásico Temprano | 225 |
| Tabla 21. Datos de geochronología de U-Pb y de Oxígeno obtenidos a través de SIMS para las rocas del Trásico Tardío - Jurásico Temprano | 229 |
| Tabla 22. Datos isotópicos Lu-Hf en zircón de las muestras de la Unidad Catarina obtenidos por LA-ICPMS..... | 231 |
| Tabla 23. Datos isotópicos Lu-Hf en zircón de las muestras de granito del Triásico y Jurásico obtenidos por LA-ICPMS | 232 |

Capítulo 1. Introducción

México se compone de tres tipos de terrenos agrupados según su proveniencia en bloques de afinidad del Pacífico, Laurencia y Gondwana (Sedlock et al., 1993; Keppie, 2004; Centeno-García, 2017). Los terrenos con afinidad Pacífica, localizados en la parte occidental del país (Figura 1a), son más jóvenes que el Paleozoico (Centeno-García, 2017), contrastando con los terrenos de proveniencia de Laurencia y Gondwana que contienen basamentos del Precámbrico-Paleozoico expuestos escasamente debido a la cobertura Mesozoica-Cenozoica (Centeno-García, 2017; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018).

Los bloques con afinidad de Laurencia, en el noroccidente de México (Figura 1a), más que terrenos son fragmentos cratónicos fijos de Norteamérica (Grimes y Copeland, 2004; Iriondo et al., 2004; Iriondo y Premo, 2011; Chacón-Olivas, 2021). Estos están separados de los terrenos Gondwánicos, al sur oriente, por la zona de sutura Marathon-Sonora (Figura 1a) que corresponde a la parte más occidental del cinturón de deformación que registra la colisión entre Laurencia y Gondwana durante el ensamblaje de Pangea (Viele y Thomas, 1989; Poole et al., 2005; Ortega-Gutiérrez et al., 2018).

Los terrenos de afinidad gondwánica se ubicaron en la esquina NW de Gondwana (Domeier, 2016; Centeno-García, 2017; Ortega-Gutiérrez et al., 2018), en donde experimentaron una evolución geológica compleja durante el Paleozoico y Mesozoico. Dicha evolución resulta del atestiguamiento de un ciclo de Wilson completo y del inicio y progreso de otro. Así, estos terrenos presenciaron la separación de Amazonia y Báltica en el Ediacariano (Li et al., 2008; Domeier, 2016; González-Guzmán et al., 2016; Meredith et al., 2017; Weber et al., 2018, 2020), la colisión entre Gondwana y Laurencia durante la formación de Pangea occidental en el Paleozoico tardío (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Poole et al., 2005; Domeier y Torsvik, 2014; Meredith et al., 2017; Coombs et al., 2020; Ross et al., 2022), y la separación de Norteamérica y Suramérica durante la ruptura de Pangea (Maldonado et al., 2018a; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Meredith et al., 2021; Pindell et al., 2021). Bajo estos contextos geodinámicos, la sobreimposición de eventos ha dificultado el entendimiento del registro litológico de las pequeñas exposiciones del basamento Precámbrico a Mesozoico en el oriente y sur de México, así como su correlación con otros bloques.

Un ejemplo de estos basamentos corresponde al Complejo Macizo de Chiapas (CMC; Weber et al., 2008), ubicado en el sur del Bloque Maya (Figura 1a), el cual rotó de manera antihoraria hasta su posición actual durante la apertura del Golfo de México en el Jurásico Medio a Tardío (Molina-Garza et al., 1992; Pindell

et al., 2021). El registro litológico del CMC (Figura 1b) está dominado por rocas ígneas y metaígneas del Carbonífero al Pérmico, batolito de Chiapas (Weber et al., 2005, 2007; González-Guzmán, 2016; Quintana-Delgado, 2021), que embeben relictos de basamento del Paleozoico tardío en el norte, Unidad Sepultura (Weber et al., 2002), del Paleozoico en el centro, Unidad Custepec (Weber et al., 2007, 2008; Estrada-Carmona et al., 2009), y del Neoproterozoico-Paleozoico temprano en el sur del macizo, Complejo El Triunfo (Estrada-Carmona et al., 2012; González-Guzmán et al., 2016; Cisneros de León et al., 2017; Weber et al., 2018, 2020). El CMC incluye, además, granitos del Triásico Medio (Quintana-Delgado, 2021) y Mioceno medio (Molina-Garza et al., 2015).

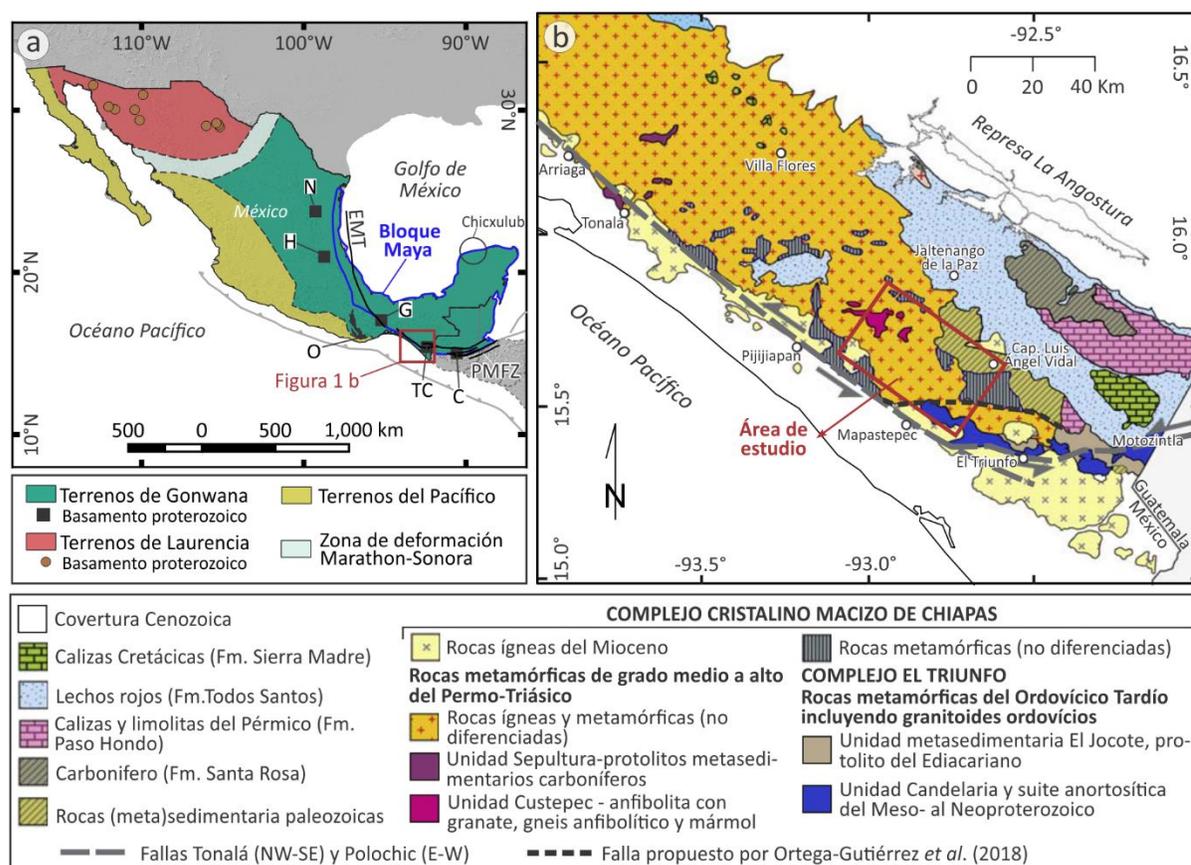


Figura 1. a. Mapa generalizado de la distribución de terrenos con afinidad del Pacífico, Laurentia y Gondwana en México, mostrando la distribución de basamento precámbrico. Las líneas discontinuas corresponden a los límites inferidos de estos grupos de terrenos. La línea azul demarca la extensión del Bloque Maya en México, Guatemala y Belice. Tomado y modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (2018) y Centeno-García (2017). Basamento proterozoico expuesto: G, Complejo Guichicovi; H, Gneis Huiznopala; O, Complejo Oaxaqueño; N, Gneis Novillo; TC, Complejo El Triunfo; y C, Complejo Chuacús. Fallas: EMT, Transformante Mexicana Oriental; PMFZ, Zona de Falla Polochic-Motagua. **b.** Mapa geológico del Complejo Macizo de Chiapas en el sur del Bloque Maya. Tomado de Weber et al. (2018). Éstos mapas fueron elaborados en QGIS.

1.1 Problemática

Diferentes modelos paleogeográficos han sido propuestos para explicar el magmatismo carbonífero-pérmico tardío registrado a lo largo del oriente y sur de México, variando entre un arco volcánico establecido ya sea en la margen occidental de Pangea (e.g., Arvizu et al., 2009a; Ortega-Obregón et al., 2014) o, previo al ensamble final de este supercontinente, en el borde noroccidental de Gondwana (Elías-Herrera et al., 2005; Ramírez-Fernández et al., 2021; Espejo-Bautista et al., 2022; Ross et al., 2022), seguido de un ambiente post-colisional (e.g., Coombs et al., 2020) o del inicio de la subducción bajo Pangea occidental en el Pérmico tardío (e.g., Weber et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2014). El CMC registra magmatismo en el Pennsylvaniano, Pérmico temprano y, el pulso más voluminoso, en el Pérmico tardío, el cual es contemporáneo con un evento tectonotermal de alto grado (Weber et al., 2005, 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2014; Quintana-Delgado, 2021; González-Guzmán et al., 2021), con condiciones de metamorfismo que no han sido reportadas en ninguna otra parte de México para la época (e.g., Espejo-Bautista et al., 2022).

De lo anterior, surgen las siguientes preguntas ¿qué ambiente tectónico refleja cada uno de estos eventos ígneos?, ¿qué similitudes y/o diferencias existen con rocas ígneas coetáneas en México y Suramérica? y ¿qué consecuencias tiene este magmatismo en los modelos geodinámicos planteados para el Paleozoico tardío?

Por otro lado, el evento metamórfico permo-triásico en la Unidad Custepec produjo la fusión parcial del basamento en condiciones de facies anfíbolita superior transición a granulita (Estrada-Carmona et al., 2009), mientras que en el Complejo El Triunfo este evento solo alcanzó temperaturas de facies de esquistos verdes (González-Guzmán et al., 2016). Este evento metamórfico y la presencia de lineamientos estructurales en el área llevaron a Ortega-Gutiérrez et al. (2018) a sugerir un contacto tectónico entre ambas localidades (Figura 1b).

Hasta ahora, sin embargo, se desconoce la extensión al noroccidente y suroriente de los basamentos del Complejo El Triunfo y Unidad Custepec, respectivamente, lo cual da lugar a las siguientes interrogantes: ¿cuál es la naturaleza del basamento de la parte centro-sur del CMC?, ¿es la extensión del basamento del Complejo El Triunfo al noroccidente?, si no lo es, entonces ¿qué información puede proporcionar éste acerca de la evolución proterozoica-paleozoica de los terrenos peri-Gondwánicos?, ¿qué información existe en esta área que ayude a entender las causas de las diferencias en las condiciones de metamorfismo pérmico tardío entre el centro y sur del macizo?

Recientemente, Quintana-Delgado (2021) reporta un granito milonitizado en el CMC, en cercanías al poblado Capitán Luis Ángel Vidal (Figura 1b), con edades cristalización y de deformación dúctil de ~215 Ma (isócrona Sm-Nd en granate) y ~179 Ma (U-Pb en monacita), respectivamente, relacionando ambos eventos a un régimen extensional en las etapas iniciales de un *rift*. Rocas ígneas del Triásico Tardío no han sido reportadas en ninguna otra parte del oriente y sur de México (Centeno-García, 2017) y los afloramientos más cercanas son encontradas en Guatemala central (en el Complejo Chuacús; Solari et al., 2011; Martens et al., 2012; Maldonado et al., 2018a), restringiendo este evento al sur del Bloque Maya (Figura 1a). Allí, los ortogneises norianos han sido relacionadas tanto a un ambiente de arco (Solari et al., 2011), como a las etapas iniciales del régimen extensivo que termina en la ruptura de Pangea (Maldonado et al., 2018a). Por otra parte, los únicos eventos en el Jurásico Temprano en el CMC contemporáneos a la deformación reportada por Quintana-Delgado (2021) corresponden a la intrusión de granitos a los ~187 Ma, relacionados por Pompa-Mera (2009) a un ambiente de *rifting*, y a la depositación de las rocas volcanoclásticas y volcánicas de la Formación La Silla, a la que se le asigna un origen de arco y se correlaciona con la Provincia Nazas (Godínez-Urban et al., 2011).

Así, surgen las siguientes dudas: ¿en qué ambiente tectónico ocurrió el magmatismo del Triásico Tardío y del Jurásico Temprano del CMC? ¿cuáles procesos tomaron lugar durante su formación?, ¿qué relación guardan estas unidades ígneas con litologías contemporáneas en el oriente y sur de México, y en otros terrenos peri-Gondwánicos?, y ¿cuáles son sus implicaciones en el contexto global operante la ruptura de Pangea?

1.2 Localización del área de estudio

El área de estudio se ubica en la parte sur del estado de Chiapas, dentro de la región conocida como Soconusco y que se extiende frente a la costa del Pacífico del Golfo de Tehuantepec. El área se localiza al nororiente del poblado de Pijijiapan, al norte de Mapastepec, al suroccidente de Capitán Luis Ángel Vidal y al sur de Jaltenango (Figura 1b), y hace parte de la carta geológico-minera Huixtla D15-2 (Jiménez-Hernández et al., 2005).

Los trabajos de reconocimiento geológico en esta área son escasos (Quintana-Delgado, 2021; Rendón-Vázquez, 2022) a pesar de su gran importancia, ya que conecta los basamentos del Complejo El Triunfo (González-Guzmán et al., 2016; Cisneros de León et al., 2017; Weber et al., 2018) y la Unidad Custepec (Weber et al., 2007; Estrada-Carmona et al., 2009), en las partes sur y central del CMC (Figura 1b),

respectivamente, y porque recientemente se reportó la presencia de granitos norianos en esta zona (Quintana-Delgado, 2021).

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Proponer un modelo petrogenético a partir de la integración de información de campo, petrológica, geoquímica, isotópica y geocronológica, que explique la formación y evolución del basamento proterozoico, paleozoico y mesozoico del área de estudio y que permita entender el papel que este basamento desempeñó en la evolución del sur del Bloque Maya y otros terrenos del oriente y sur de México dentro de los contextos geodinámicos de la formación y ruptura de los supercontinentes Rodinia y Pangea.

1.3.2 Objetivos específicos

- Identificar las unidades litológicas que afloran en el área y establecer la extensión del basamento del Complejo El Triunfo hacia el noroccidente y de la Unidad Custepec al suroriente de sus localidades tipo a través cartografía geológica.
- Realizar un análisis petrográfico de las muestras colectadas en campo para su clasificación y diferenciación de unidades, así como la identificación de eventos a los que estos estuvieron sometidos.
- Investigar el origen y evolución de las rocas básicas y félsicas ígneas y metaígneas encontradas a través de análisis geoquímicos, isotópicos y geocronológicos.
- Generar un modelo petrogenético para el basamento del área de estudio, que integre la información existente con los hallazgos de este trabajo y que lleve a un mejor entendimiento de la evolución del sur del Bloque Maya y su interacción con otros bloques en el oriente y sur de México durante el Proterozoico, Paleozoico y Mesozoico.

1.4 Estructura de la tesis

Con base en la problemática planteada y en el registro litológico y temporal develado en el área de estudio esta tesis fue dividida en 7 capítulos cuyos contenidos son descritos de manera muy general a continuación:

El capítulo 2 corresponde a una introducción de la geología y evolución geodinámica del basamento de México, enfocada en su parte oriental y sur. Especial énfasis se hace en el registro geológico del bloque Maya y del Complejo Macizo de Chiapas, en donde se encuentra el área de interés.

El capítulo 3 consta de la descripción y funcionamiento de las herramientas petrogenéticas y geocronológicas usadas, así como de la metodología empleada para la realización y obtención de los respectivos análisis.

Los resultados son divididos y condensados en los capítulos 4, 5 y 6 según la temporalidad de los eventos geológicos encontrados, discutiendo, además, sus implicaciones regionales y geodinámicas. Así, el capítulo 4 reporta el hallazgo de un basamento formado en el Calymmiano, y un evento tectonothermal que afecta a este basamento durante el Toniano. Estas rocas son comparadas con otras manifestaciones de basamento Proterozoico en México y en el NW de Suramérica y se discute las implicaciones de estos eventos en el contexto paleogeográfico del supercontinente Columbia en el Mesoproterozoico temprano y del ensamble de Rodinia en el Steniano-Toniano.

El Capítulo 5 describe la ocurrencia de tres pulsos magmáticos que tienen lugar durante el Carbonífero y Pérmico tardío en el CMC, así como el ambiente tectónico de cada uno de ellos. Estos resultados son correlacionados con las rocas magmáticas contemporáneas en el oriente y sur de México, para el que se presenta un modelo de evolución en el marco del ensamble de Pangea occidental durante el Paleozoico tardío.

El capítulo 6 discute la petrogénesis y el ambiente tectónico en el que ocurre el emplazamiento de una serie de granitos peraluminosos norianos a lo largo de lineamientos, un evento metamórfico en el Triásico-Jurásico y plutonismo en el Jurásico temprano en el CMC. Estos eventos son comparados con los reportados para el sur del Bloque Maya y otros terrenos peri-Gondwánicos en México y se propone un modelo de evolución tectónica enmarcado en el contexto de la ruptura de Pangea occidental para el Triásico Medio – Jurásico Temprano.

Por último, el capítulo 7 presenta las conclusiones más relevantes de los resultados y las discusiones realizadas en cada uno de los capítulos.

Capítulo 2. Marco geológico

2.1 Generalidades del basamento en México, su evolución y contexto tectónico

El basamento de edad Precámbrico en México se encuentra dentro de terrenos provenientes de Laurentia y Gondwana, ubicados al norte y al sur de la zona de sutura Marathon-Sonora, respectivamente (Figura 1; Keppie, 2004; Centeno-García, 2017; Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Esta sutura es la extensión más occidental del Cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora formado debido a la colisión diacrónica (Mississippiano medio al Pérmico tardío) entre Gondwana occidental y Laurentia durante el ensamble de Pangea (Viele y Thomas, 1989; Poole et al., 2005).

La edad del basamento con afinidad de Laurentia en el estado de Sonora es paleoproterozoica y en Chihuahua es mesoproterozoica. En Sonora, el basamento corresponde a orto- y paragneises, incluyendo rocas meta-volcanosedimentarias, con protolitos de ~ 1.77 - 1.66 Ga, formados en arcos de islas calcoalcalinos que fueron acrecionados a Laurentia en pulsos orogénicos a ~ 1.7 y ~ 1.67 - 1.63 Ga (Farmer et al., 2005; Castiñeiras et al., 2006; Arvizu et al., 2009b; Iriondo y Premo, 2011; Ortega-Gutiérrez et al., 2018; Solari et al., 2018). Estas rocas fueron intruidas por granitos anorogénicos a los ~ 1.44 - 1.41 Ga y por una suite AMCG a los ~ 1.1 Ga (Iriondo y Premo, 2011; Ortega-Gutiérrez et al., 2018; Solari et al., 2018). Por otro lado, en Chihuahua el basamento se compone de paragneises, ortogneises máficos y félsicos con protolitos de ~ 1.40 - 1.33 Ga que son cortados por diques máficos y pegmatitas de ~ 1.08 Ga. Estas rocas se formaron en un arco de islas y de trasarco y se metamorfizaron en facies de anfibolita superior a granulita a los ~ 1062 - 1045 Ma (Handschy y Dyer, 1987; Blount, 1993; Chacón-Olivas, 2021). Este basamento se correlaciona con la provincia Grenvilliana aflorante en Texas (e.g., Blount, 1993; Grimes y Copeland, 2004).

En los terrenos de afinidad Gondwánica (Figura 2), el basamento precámbrico aflora como pequeñas exposiciones distribuidas en las partes oriental y sur de México (Ortega-Gutiérrez et al., 1995, 2018; Keppie, 2004). En 1995, Ortega-Gutiérrez y colaboradores sugirieron una historia geológica en común para las exposiciones de basamento conocidas hasta entonces, basados en conjuntos litológicos granulíticos similares, deformados y metamorfizados a los ~ 990 Ma (e.g., Lawlor et al., 1999; Keppie et al., 2003; Solari et al., 2003; Trainor et al., 2011), y los denominaron en conjunto como micro-continente Oaxaquia (Figura 2). Recientemente, nuevas localidades con rocas precámbricas han sido reportadas en el sur del Bloque Maya (Figura 2) y correlacionadas con Oaxaquia (e.g., Maldonado et al., 2018a; Weber et al., 2018).

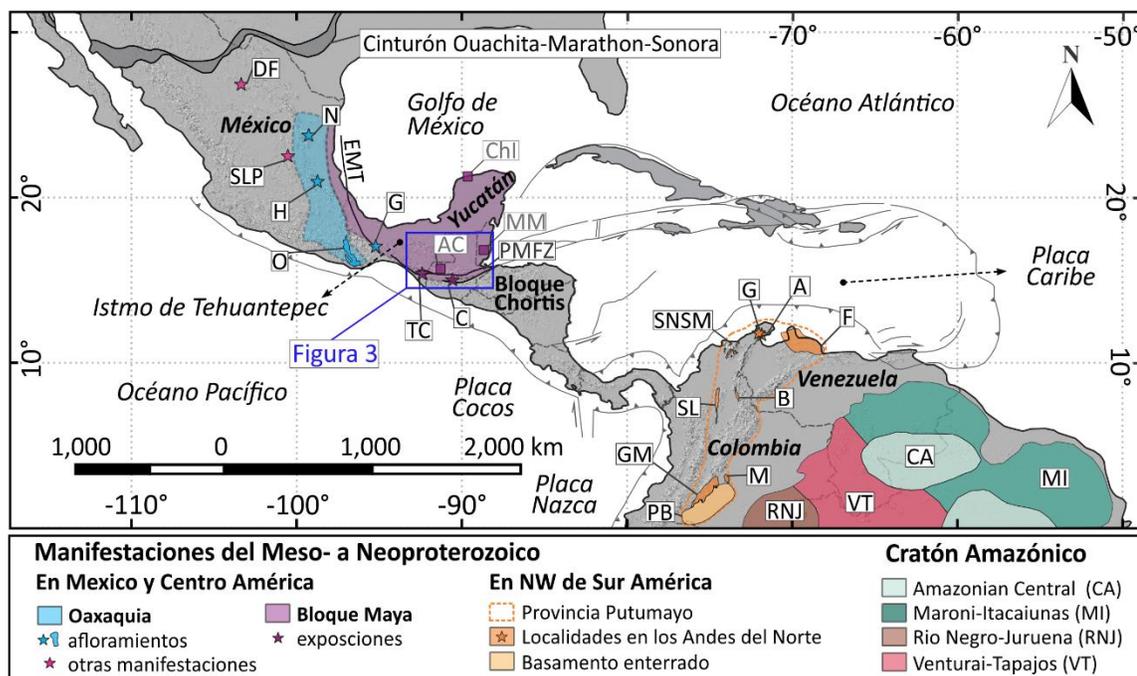


Figura 2. Mapa de México, América Central y norte de Suramérica, mostrando la ubicación de afloramientos de basamento Meso- a Neoproterozoico y las provincias del Cratón Amazónico. Compilado de Baquero et al. (2015), Ibanez-Mejia (2020), Maldonado et al. (2018a) y Weber y Schulze (2014). Cinturón Ouachita-Marathon-Sonora después de Poole et al. (2005); Límites de Placas tectónicas y fallas según Pindell y Kennan (2009a). Abreviaciones de exposiciones proterozoicas (letras negras) en México: C, Complejo Chuacús; DF, Formación Las Delicias; G, Complejo Guichicovi; H, Gneis Huiznopala; O, Complejo Oaxaqueño; N, Gneis Novillo; TC, Complejo El Triunfo; SLP, Campo Volcánico San Luis Potosí; en Colombia: SNSM, Sierra Nevada de Santa Marta; SL, Serranía de San Lucas; GM, Macizo de Garzón; PB, Cuenca de Putumayo; M, Macizo de La Macarena; G, La Guajira; B, Gneis Bucaramanga; en Venezuela A, Gneis Granítico Atuschon; F, Cuenca Falcón; Afloramiento de rocas Paleozoicas (símbolos cuadrados morados y letras negras): AC, Alto Chuchumatanes; MM, Montañas Maya; CHI, Cráter de Chicxulub; Fallas: EMT, Transformante Mexicana Oriental; PMFZ, Zona de Falla Polochic-Motagua. Éste mapa fue elaborado en QGIS.

La información geológica, geocronológica e isotópica existente (e.g., Weber et al., 2010; Weber y Schulze, 2014; Solari et al., 2020), junto con los modelos paleogeográficos actuales (Li et al., 2008; Merdith et al., 2017, 2021) sugieren que Oaxaquia, incluyendo el Bloque Maya, junto con unidades proterozoicas dispersas en los Andes colombianos (Provincia Putumayo, PP; Figura 2; Ibanez-Mejia, 2020) conformaron un arco de islas en el Ectasio-Steniano establecido en la margen de noroccidental de Amazonia. Para el Neoproterozoico, estos basamentos atestiguaron la colisión entre Amazonia y Báltica durante el ensamblaje de Rodinia (Weber et al., 2010; Ibanez-Mejia et al., 2011; Solari et al., 2020) y su posterior separación por la apertura del océano Iapetus durante la ruptura del supercontinente (Bingen et al., 1998; Li et al., 2008; González-Guzmán et al., 2016; Merdith et al., 2017, 2021; Weber et al., 2019, 2020).

En el Ediacariano tardío, Amazonia se amalgama a Gondwana (Li et al., 2008; Merdith et al., 2017, 2021), en donde Oaxaquia y PP conformaron el basamento de los terrenos ubicados el margen noroccidental de

este supercontinente (Nance et al., 2008). A partir de entonces, estos terrenos peri-Gondwánicos tuvieron una compleja evolución geológica que incluye desplazamiento y transferencia de bloques (e.g., Poole et al., 2005; Nance et al., 2008; Morán-Zenteno et al., 2018; Pindell et al., 2021) y procesos geológicos ocurridos en los siguientes ambientes: 1) una margen convergente establecida durante el Cámbrico - Pérmico en el noroccidente de Gondwana (Weber et al., 2005, 2007, 2012; Ortega-Obregón et al., 2014; van der Lelij et al., 2016; Weber et al., 2018; Juárez-Zúñiga et al., 2019; Spikings y Paul, 2019; Tazzo-Rangel et al., 2019; Coombs et al., 2020; Zhao et al., 2020), y durante el Jurásico - Cenozoico en el margen Pacífico de Norteamérica y Suramérica (Restrepo y Toussaint, 1990; Villagómez et al., 2011; Molina-Garza et al., 2015; Centeno-García, 2017; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Bayona et al., 2020); 2) colisión continente-continente entre Gondwana y Laurentia durante el ensamblaje de Pangea en el Carbonífero-Pérmico temprano (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Poole et al., 2005; Vinasco et al., 2006; Weber et al., 2008); 3) adelgazamiento cortical y *rifting* en el Triásico Medio al Tardío (Cochrane et al., 2014; Maldonado et al., 2018a; Spikings y Paul, 2019) que culmina en deriva continental durante el rompimiento de Pangea y apertura del proto-Caribe en el Triásico Tardío-Jurásico Medio (Cochrane et al., 2014; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Bayona et al., 2020; Pindell et al., 2021).

2.2 Micro-continente Oaxaquia

Ortega-Gutiérrez et al. (1995) definen el micro-continente Oaxaquia a partir de las exposiciones de basamento proterozoico del Gneis Novillo (e.g., Trainor et al., 2011; Alemán-Gallardo et al., 2019) y Gneis Huiznopala (e.g., Lawlor et al., 1999) ubicados en el oriente, y del Complejo Oaxaqueño (e.g., Keppie et al., 2003; Solari et al., 2003) y Complejo Guichicovi (e.g., Weber y Köhler, 1999) ubicados en el sur de México (Figura 2). Todos estos complejos se caracterizan por la presencia de meta-sedimentos de intra-arco, gneises con protolitos magmáticos de arco/trasarco (~1.25-1.15 Ga), así como anortositas de tipo masivo y rocas asociadas (~1.04-1.01 Ga; Lawlor et al., 1999; Weber y Köhler, 1999; Keppie et al., 2003; Trainor et al., 2011) con metamorfismo en facies granulita a los ~990 Ma, seguido por condiciones similares de enfriamiento (Lawlor et al., 1999; Weber y Köhler, 1999; Solari et al., 2003; Cameron et al., 2004).

Dentro de su definición, Ortega-Gutiérrez et al. (1995) incluyen otras dos manifestaciones de basamento, donde una corresponde a los clastos graníticos con edades de cristalización U-Pb en zircón de ~1.2 Ga del conglomerado de la Formación paleozoica Las Delicias en el noroccidente de México (López et al., 2001). La segunda son los xenolitos granulíticos con composición intermedia a básica y edades modelo de Nd entre ~1.2-1.6, en lavas del Campo Volcánico San Luis Potosí en el centro del país (Schaaf et al., 1994). Sin

embargo, recientemente Solari et al. (2022) obtuvieron edades U-Pb en zircón en xenolitos de ortogranulitas que indican su cristalización entre el Eoceno y Oligoceno y un metamorfismo de ultra alta temperatura en el Mioceno-Plioceno, sugiriendo que el basamento bajo este campo no corresponde a Oaxaquia.

El hallazgo de ortogneises con edades de cristalización U-Pb en zircón de ~ 1.45 - 1.40 Ga en el Complejo Oaxaqueño y el Gneis Huiznopala indica, ya sea, que la historia magmática de Oaxaquia habría empezado durante el Mesoproterozoico temprano o que este micro-continente incluiría fragmentos de corteza alóctona (Weber y Schulze, 2014; Solari et al., 2020). Además, el registro geológico en Oaxaquia sugiere que éste se formó frente a la margen de Amazonia a los ~ 1.45 - 1.40 Ga como un arco de islas juvenil, alcanzando su fase madura para el Steniano (Weber et al., 2010; Weber y Schulze, 2014). A los ~ 990 Ma este basamento fue enterrado y metamorfozado en condiciones granulíticas debido a la colisión entre Amazonia y Báltica (Solari et al., 2003; Cameron et al., 2004; Weber et al., 2010).

2.3 Bloque Maya

El Bloque o Terreno Maya (BM; Figura 2) incluye la planicie costera del Golfo de México, la península de Yucatán y el sur de México desde el Istmo de Tehuantepec hasta la parte central de Guatemala (Dengo, 1969, 1985; Sedlock et al., 1993). La posición actual del BM resulta de su rotación antihoraria ($\sim 42^\circ$) y desplazamiento dextral a lo largo de la Transformante Mexicana Oriental (*East Mexican Transform*; Figura 2), durante la apertura del Golfo de México en el Jurásico Medio al Tardío (Molina-Garza et al., 1992; Dickinson y Lawton, 2001; Pindell et al., 2021).

La parte sur del BM es afectada por la compleja interacción entre las placas Norteamérica, Cocos y Caribe, incluyendo la migración del Bloque Chortís (Pindell y Kennan, 2009; Morán-Zenteno et al., 2018; Villagómez y Pindell, 2020), cambios en el ángulo de subducción de la Placa Cocos (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009), desplazamientos sinestrales a través de la Zona de Cizalla Tonalá (con orientación NW-SE; Molina-Garza et al., 2015) y del Sistema de Fallas Transformantes Polochic-Motagua (con dirección W-E; Lyon-Caen et al., 2006; Ratschbacher et al., 2009; Authemayou et al., 2011). Lo anterior, ha resultado en: (1) el levantamiento y variaciones en las tasas de exhumación desde el Eoceno tardío al presente del Macizo de Chiapas (Villagómez y Pindell, 2020); (2) en la formación del cinturón plegado y fallado de Chiapas durante el Mioceno Medio (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009), contemporáneo con el magmatismo en el Complejo Macizo de Chiapas a lo largo de la Falla de Tonalá (Molina-Garza et al., 2015);

(3) la migración del foco magmático hacia el norte en el Plioceno (Damon y Montesinos, 1978; Mora et al., 2012).

Las rocas de origen sedimentario con edades pre-mesozoicas en el Bloque Maya son reportadas solo en el sur del terreno (Figura 3). Las secuencias más antiguas son del Ediacariano – Paleozoico temprano y corresponden a rocas principalmente siliciclásticas, algunas contienen rocas carbonatadas, y tienen metamorfismo de grado bajo a alto. Estas rocas metasedimentarias se exponen en las montañas Maya de Belice (Unidad Baldy; Martens et al., 2010; Weber et al., 2012), los Altos Cuchumatanes y el Complejo Chuacús (Unidad San Gabriel) en Guatemala occidental y central (Ortega-Obregon et al., 2008; Solari et al., 2009, 2010, 2011), así como en el Complejo Macizo de Chiapas (Unidad Jocote) en México (Weber et al., 2008; Estrada-Carmona et al., 2012; González-Guzmán et al., 2016). Estas secuencias son intruidas por plutones (Ortega-Obregon et al., 2008; Solari et al., 2010; Estrada-Carmona et al., 2012; Weber et al., 2012), y en algunos casos están suprayacidas por rocas volcanosedimentarias (e.g., Fm. Bladen en las montañas Maya; Martens et al., 2010), del Ordovícico al Devónico con firmas indicativas de arco continental (Weber et al., 2018; Juárez-Zúñiga et al., 2019).

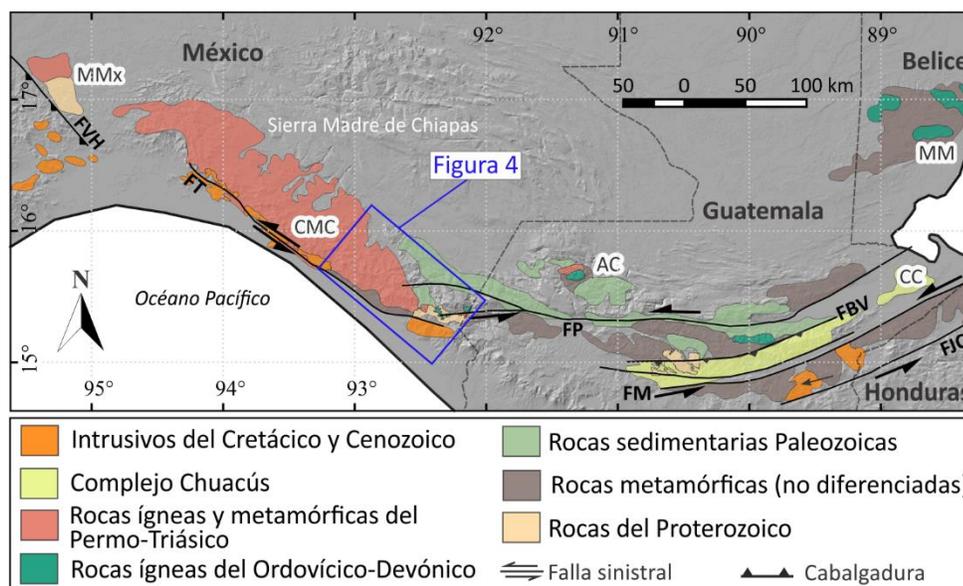


Figura 3. Parte sur del Bloque Maya mostrando la ubicación de rocas Paleozoicas y Precámbricas. Tomado y modificado de González-Guzmán et al. (2016), Maldonado et al. (2018a) y Weber et al. (2018). Geología: CMC, Complejo Macizo de Chiapas; CC, Complejo Chuacús; MMx, Macizo de La Mixtequita; AC, Alto Cuchumatanes; MM, Montañas Maya; Fallas: FVH, Falla Vista Hermosa; FM, Falla Motagua; FP, Falla Polochic; FBV, Falla Baja Verapaz; FIC, Falla Jocotlán-Chamaleón; FT, Falla Tonalá.

Estas rocas son suprayacidas discordantemente por secuencias tipo *flysch* y carbonatos fosilíferos del Carbonífero al Pérmico inferior – medio pertenecientes a la Fm. Macal en las Montañas Maya (Martens

et al., 2010), al Grupo Santa Rosa y a la suprayacente Fm. Chóchal en Guatemala Central y occidental (Clemons y Burkart, 1971; Anderson et al., 1973; Weber et al., 2006), así como a las formaciones Santa Rosa (hacia la base), Grupera y Paso Hondo (hacia el techo) en el sur del Macizo de Chiapas (Weber et al., 2006, 2008, 2009). Rocas magmáticas del Pennsylvaniano al Pérmico tardío intruyen a estas secuencias a lo largo del bloque (Weber et al., 2006, 2008; Solari et al., 2009; Weber et al., 2009; Martens et al., 2010; Solari et al., 2010).

El registro paleozoico – precámbrico de todo el Terreno Maya, incluyendo basamento cristalino bajo la estructura del impacto del Chicxulub (en el norte del bloque), es suprayacido discordantemente en el Jurásico por las rocas volcanosedimentarias y clásticas de la Fm. Todo Santos, indicativas de un ambiente de ruptura, y por una secuencia carbonatada a turbidítica del Cretácico al Paleógeno (Clemons y Burkart, 1971; Anderson et al., 1973; Ramos, 1975; Lefticariu et al., 2006; Godínez-Urban et al., 2011; Lawton et al., 2021).

El basamento cristalino enterrado bajo la estructura del impacto del Chicxulub, en la península de Yucatán, es de edad ediacariana, carbonífera y jurásica (Krogh et al., 1993; Zhao et al., 2020; Ross et al., 2022; de Graaff et al., 2022). Mientras que hacia la parte sur del bloque, además de las rocas del Paleozoico temprano, el basamento cristalino se compone de rocas proterozoicas que han sido reportadas en el Complejo Chuacús en Guatemala (Maldonado et al., 2018a), en el Macizo de La Mixtequita (Murillo-Muñetón, 1994; Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Weber y Köhler, 1999) y en el Complejo Macizo de Chiapas (González-Guzmán, 2016; Cisneros de León et al., 2017; Weber et al., 2018).

2.3.1 Complejo Chuacús

El Complejo Chuacús se localiza en la zona entre las fallas transformantes Polochic y Motagua que limitan las Placas de Norteamérica y Caribe (Figuras 2 y 3; Brueckner et al., 2009; Ratschbacher et al., 2009; Authemayou et al., 2011; Martens et al., 2012; Maldonado et al., 2018a, 2018b). Su complicado registro geológico incluye magmatismo durante el Neoproterozoico (~1.1-1.0 Ga), Ordovícico-Silúrico (~435-466 Ma), Triásico (~225-220 Ma) y Jurásico (~167), sedimentación pre-ordovícica y post-triásica tardía, así como metamorfismo en facies de eclogita y retrogresión a facies de anfibolita en el Cretácico (Ratschbacher et al., 2009; Solari et al., 2009, 2011; Martens et al., 2012; Maldonado et al., 2018a, 2018b).

2.3.2 Macizo de La Mixtequita

El Macizo de La Mixtequita está constituido por el Complejo Guichicovi de edad del Meso- a Neoproterozoico (incluido como parte de Oaxaquia; ver sección 2.2; Ortega-Gutierrez et al., 1995; Weber y Köhler, 1999) y por cuerpos plutónicos del Pérmico (~254 Ma) y Jurásico (~189 Ma) del Batolito de La Mixtequita (Figuras 2y 3; Murillo-Muñetón, 1994).

2.3.3 Complejo Macizo de Chiapas (CMC)

El CMC, dispuesto con orientación NW-SE a lo largo la costa del Pacífico del Istmo de Tehuantepec, ocupa cerca de 20,000 km² de la parte sur de la Sierra Madre de Chiapas, denominada Macizo de Chiapas (Figuras 3 y Figura 4; Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2008).

El CMC se encuentra delimitado hacia el SE por la Falla Polochic, que es parte de la zona de deformación del límite entre las Placas Norteamérica y Caribe (Authemayou et al., 2011), y hacia el SW por la Falla Tonalá, que es paralela a la trinchera formada por la subducción de la placa Cocos bajo la placa Norteamericana (Figura 3; Ratschbacher et al., 2009; Molina-Garza et al., 2015). Desde el Mioceno medio, fallas normales u oblicuas han facilitado el levantamiento del Macizo de Chiapas, a tasas entre ~0.4 y ~0.7 km/Ma, construyendo un escarpe de ~2 km de altura en el flanco Pacífico de la sierra (Villagómez y Pindell, 2020).

Hacia la parte oriental y sur del CMC (Figura 4), cabalgando el basamento, se encuentran las rocas sedimentarias tipo *flysch* (con metamorfismo de bajo grado hacia la base) del Mississippiano Superior al Pennsylvaniano Superior de la Fm. Santa Rosa (Weber et al., 2006, 2009 y referencias allí citadas), los lutitas y calizas de las formaciones Gruperá y Paso Hondo del Pérmico inferior y medio, respectivamente (Weber et al., 2006; Lawton et al., 2021).

Esta secuencia litológica está suprayacida discordantemente por las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación La Silla (Jurásico Inferior a Medio), que a su vez son separadas por una discordancia que de los lechos rojos de la Formación Todos Santos (Jurásico Medio a Superior; Godínez-Urban et al., 2011), las lodolitas y calizas de la Fm. San Ricardo (Jurásico Superior) y de los sedimentos de plataforma carbonatada del Grupo Sierra Madre (Cretácico medio a Superior; Figura 4; Alencáster, 1977; Lawton et al., 2021).

2.3.3.1 Registro Litológico del Complejo Macizo de Chiapas (CMC)

El registro cenozoico del CMC se compone de granitoides del Mioceno (~ 12 -8 Ma), emplazados a lo largo de la Falla Tonalá y que son el producto del primer arco establecido por la subducción la placa Cocos (Figura 4; Ratschbacher et al., 2009; Molina-Garza et al., 2015; González-Guzmán, 2016). El CMC está predominantemente constituido por las rocas ígneas y metaígneas permo-triásicas del Batolito de Chiapas, el batolito más grande de México (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2005). Este cuerpo fue formado en dos pulsos magmáticos: el primero, con firmas de arco, se emplaza principalmente a los ~ 270 Ma y el segundo, contemporáneo con un evento termal de medio a alto grado, a ~ 250 Ma (Weber et al., 2007). Estas rocas plutónicas muestran edades modelo de Nd entre 1.53 y 0.96 Ga y contienen, de manera abundante, zircones heredados de ~ 1.0 Ga, sugiriendo la participación de un basamento proterozoico durante su formación (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2005, 2007; González-Guzmán, 2016). Este batolito embebe fragmentos de basamento, que de norte a sur, son la Unidad Sepultura, la Unidad Custepec y el Complejo El Triunfo (Figura 4).

2.3.3.1.1 Unidad Sepultura

Esta unidad metasedimentaria es interpretada como el equivalente metamórfico de medio a alto grado de la Formación Santa Rosa (Figura 4; Jiménez-Hernández et al., 2005; Weber et al., 2008). Se compone de metapelitas, metasamitas, mármoles y rocas calcosilicatadas (Weber et al., 2002) que fueron intruidas a los ~ 272 Ma por los protolitos de ortogneises y anatexitas félsicos. A los ~ 250 Ma estas rocas fueron deformadas, metamorfizadas en facies de anfibolita y localmente migmatizadas (Weber et al., 2005, 2007).

2.3.3.1.2 Unidad Custepec

Esta unidad (Figura 4) se encuentra predominantemente compuesta por anfibolitas con y sin granate, y por gneises anfibolíticos, reportándose también la presencia de algunos afloramientos con rocas pelíticas y rocas calcosilicatadas (Estrada-Carmona et al., 2009). El metamorfismo de alto grado y la migmatización registrados en estas rocas ocurre durante el Pérmico tardío (Estrada-Carmona et al., 2009). Un origen volcanosedimentario fue propuesto para esta unidad con base tanto en la escasa ocurrencia de rocas metasedimentarias, como en la identificación de núcleos de zircones heredados con edades de ~ 1.0 y ~ 1.5

Ga en dos anfíbolitas (Weber et al., 2005, 2008; Estrada-Carmona et al., 2009). Sin embargo, tanto el trabajo de campo realizado como los resultados obtenidos de esta tesis refutan este origen.

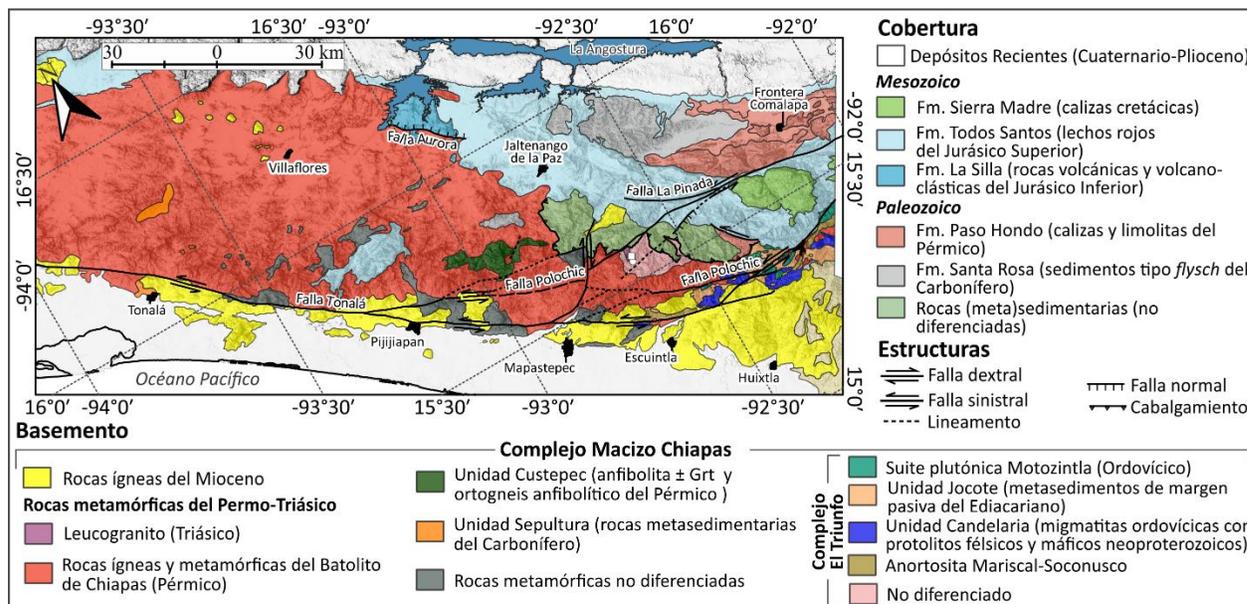


Figura 4. Mapa geológico del Complejo Macizo de Chiapas. Tomado y modificado de Cisneros de León et al. (2017), Godínez-Urban et al. (2011), González-Guzmán (2016), Jiménez-Hernández et al. (2005), Martínez-Amador et al. (2006, 2005), Weber et al. (2009) y Quintana-Delgado (2021). Cuadrado y círculo de color blanco corresponden a las localidades de gneises anfíbolíticos que arrojaron edades de cristalización ordovícica y silúrica, respectivamente, en el área de Capitán Luis Ángel Vidal obtenidas por Quintana-Delgado (2021). Éste mapa fue elaborado en QGIS

2.3.3.1.3 Complejo El Triunfo (CT)

El CT es el fragmento de basamento más diverso y de mayor extensión del CMC, localizándose en el extremo sur oriental del macizo, donde es cortado por la Falla Polochic (Figura 4). El CT está limitado al sur por la zona de Cizalla Tonalá y los granitoides milonitizados del Mioceno que intruyeron a lo largo de ésta; al norte está cubierto por la Fm. Todos Santos o es cabalgado por el Grupo Sierra Madre; y hacia el noroccidente y sureste es intruido por los granitoides permo-triásicos (~274-250 Ma) del Batolito de Chiapas (Figura 4; González-Guzmán, 2016; Weber et al., 2018).

El CT está constituido por rocas del Steniano-Toniano, Ediacariano y Ordovícico, las cuales fueron afectadas con un evento tectonotermal en facies anfíbolita (que produce la anatexis del basamento) durante el Ordovícico, dominante en el CT y ausente en el resto del CMC (Estrada-Carmona et al., 2012; González-Guzmán et al., 2016; Cisneros de León et al., 2017; Weber et al., 2018, 2020).

Las rocas más antiguas del CT corresponden a la Anortosita Mariscal-Soconusco (Cisneros de León et al., 2017) y a la Unidad Candelaria que está constituida por anfibolita migmatizada, boudines de ortogneis granítico con protolitos de ~ 1.0 Ga y por el ortogneis granítico bandeado El Chipilín de edad toniana (Weber et al., 2018).

El registro ediacariano del CT está constituido por la Unidad Jocote compuesta por esquistos pelíticos y samíticos, rocas calcosilicatadas, cuarcitas y mármoles, cuyos protolitos fueron depositados en una margen pasiva entre ~ 600 y 580 Ma (González-Guzmán et al., 2016). Adicionalmente, cuerpos anfibolíticos migmatizados, originalmente diques y *sills* básicos con firmas de E-MORB (~ 615 - 608 Ma), se encuentran estrechamente relacionados con la Unidad Jocote (Figura 4; Weber et al., 2018, 2020).

En el Ordovícico, el registro litológico precámbrico del CT es intruido por los granitos y gabros de la Suite Plutónica Motozintla (~ 470 - 440 Ma; Estrada-Carmona et al., 2012; González-Guzmán, 2016). Recientemente, el reporte de gneises hornbléndicos con edades de cristalización de protolito ígneo entre 424 ± 8 Ma y $\sim 301 \pm 3$ Ma sugiere la extensión del basamento del CT al noroccidente (área de Luis Ángel Vidal; Figura 4; Quintana-Delgado, 2021).

2.3.3.2 Eventos tectonotermales en el CMC

Un primer evento de perturbación termal entre ~ 960 y 920 Ma es registrado por los zircones del ortogneis granítico de la Unidad Candelaria, del Gneis Chipilín y la Anortosita Mariscal en el CT, unidades que se localizan en las cercanías a la zona de falla Polochic-Tonalá (Figura 5; Weber et al., 2018, 2020; Cisneros de León et al., 2022). Estos zircones muestran valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ ($+2.0\%$ to $+3.9\%$), sugiriendo que el metamorfismo estuvo acompañado por la infiltración de fluidos meteóricos a lo largo de esta zona de cizalla durante la extensión post-orogénica (Weber et al., 2020).

Simultáneo al magmatismo ordovícico, un segundo evento de deformación y metamorfismo de medio a alto grado, con condiciones pico a ~ 650 °C y ~ 6 kbar, afecta solo el basamento proterozoico del CT (Figura 5), causando la migmatización de las rocas metasedimentarias de la Unidad Jocote, de las metabasitas tipo E-MORB y de las anfibolitas de la Unidad Candelaria (González-Guzmán et al., 2016; Weber et al., 2018).

El evento tectonotermal geográficamente dominante dentro del CMC ocurre en el Pérmico tardío y es registrado por edades U-Pb en zircón (Weber et al., 2005, 2007; Quintana-Delgado, 2021; Cisneros de León

et al., 2022) e isócronas Sm-Nd en granate y roca total (Estrada-Carmona et al., 2009; Quintana-Delgado, 2021; Rivera-Moreno, 2021) entre ~ 265 -250 Ma (Figura 5). Este evento es contemporáneo con el segundo pulso magmático del Batolito de Chiapas y afecta de manera diferencial el basamento paleozoico y proterozoico lo largo del CMC (Weber et al., 2005, 2007; Estrada-Carmona et al., 2009; González-Guzmán, 2016).

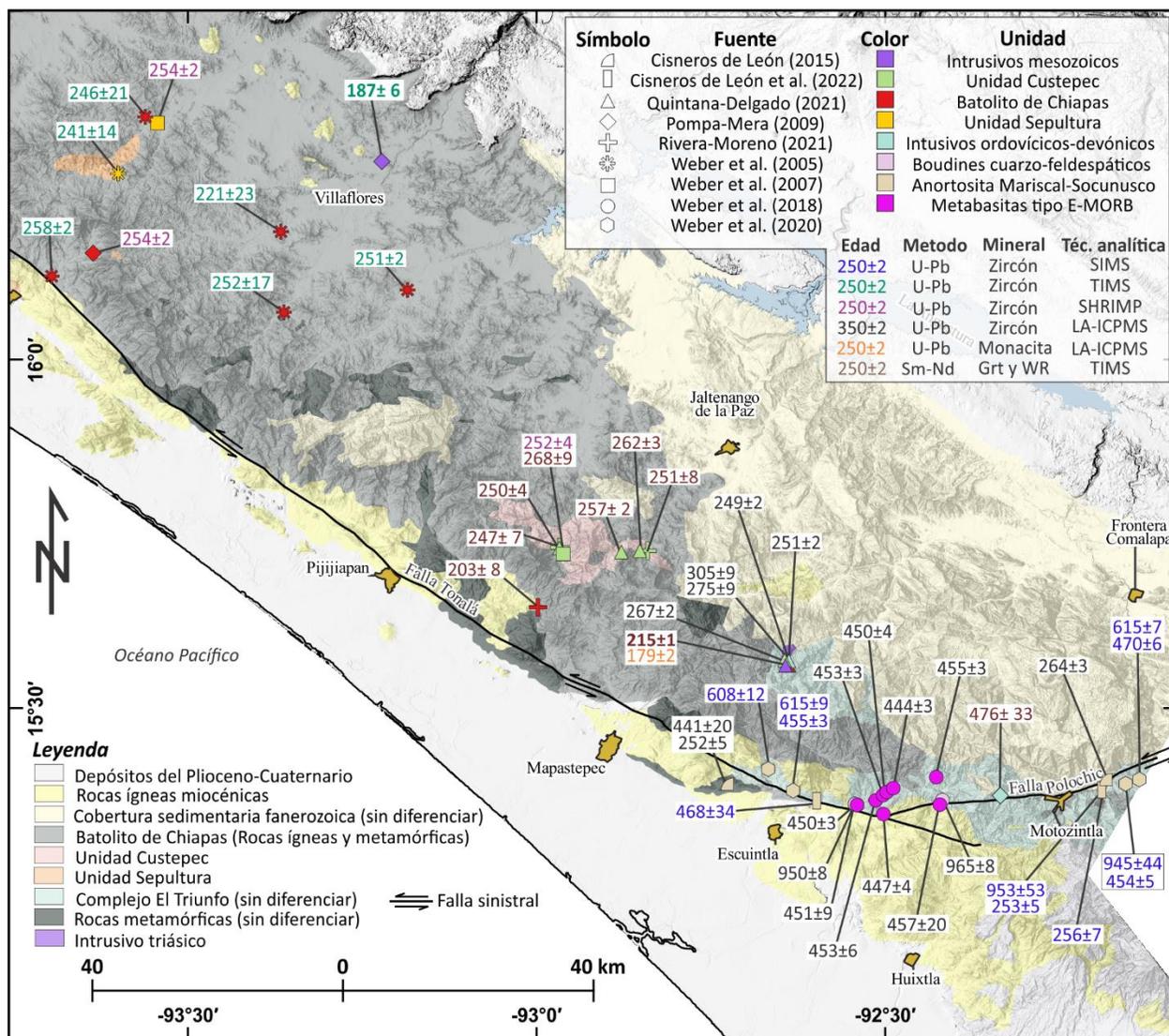


Figura 5. Mapa simplificado del Complejo Macizo de Chiapas mostrando las edades metamórficas U-Pb y Sm-Nd existentes, excepto por una edad U-Pb (en negrilla) del Jurásico, reportada como cristalización de un granito en el área de Villaflores y una edad Sm-Nd (en negrilla) del Triásico interpretada como edad de cristalización de un leucogranito. Éste mapa fue elaborado en QGIS.

Así, el metamorfismo del Pérmico Tardío es de medio a alto grado en el norte y centro del macizo, en donde ocurre la migmatización de las rocas, alcanzando condiciones de pico metamórfico de ~ 750 °C y

~5.8 kbar en la Unidad Sepultura (Weber et al., 2007) y de ~720 °C y ~8.2 kbar en la Unidad Custepec (estimadas a partir de una anfibolita granatífera; Estrada-Carmona et al., 2009). Estas condiciones contrastan con las observadas en el CT, hacia el sureste, donde este evento no sobrepasa las condiciones de facies esquistos verdes (González-Guzmán et al., 2016).

Recientemente, en área de Luis Ángel Vidal, Quintana-Delgado (2021) reporta edades de isócrona Sm-Nd en granate-roca total y U-Pb en Monacita de 215 ± 1 Ma y 179 ± 2 Ma para un leucogranito milonitizado, interpretadas como la cristalización y posterior deformación de la roca, respectivamente. Hacia el área de Mapastepec, Rivera-Moreno (2021) reporta una edad contemporánea de Sm-Nd de ~203 Ma obtenida en granates de leucosoma de un metagranito (Figura 5). En su conjunto estas edades sugieren un evento Triásico-Jurásico que no ha sido reportado con anterioridad.

2.3.4 Paleogeografía

A pesar de no existir evidencias de un evento granulítico a los 990 Ma, la presencia de anortosita de tipo masivo y ortogneises graníticos de 1.0 Ga en el CT, junto con edades de residencia de Nd en el intervalo de las reportadas para Oaxaquia, sugieren que el sur del BM (incluyendo también el basamento de 1.0 Ga del Complejo Chuacús) era parte de este micro-continente durante el Steniano-Toniano, cuando Amazonia colisiona con Báltica (Weber et al., 2010, 2018; Weber y Schulze, 2014; Maldonado et al., 2018a). Así, el evento metamórfico de ~920-940 Ma registrado en el CT es atribuido a la formación de fallas extensionales profundas que facilitaron el relajamiento y colapso gravitacional de este orógeno (Weber et al., 2020).

En el Ediacariano, la depositación de la Unidad Jocote y la intrusión de magmas máficos con firmas de E-MORB registran la pluma mantélica responsable de la ruptura del supercontinente Rodinia y la apertura del océano Iapetus que separa Amazonia, Báltica y Laurentia (González-Guzmán et al., 2016; Weber et al., 2018, 2020).

Los modelos actuales establecen que durante el Paleozoico el basamento del ahora este y sur de México formaba parte de la margen continental activa del noroccidente de Gondwana (e.g., Domeier y Torsvik, 2014; Domeier, 2016; Weber et al., 2018; Merdith et al., 2021; Ross et al., 2022). Durante el Ordovícico, la subducción de la placa Iapetus produce magmatismo y el metamorfismo regional (en el sur del BM) consistente con la orogénesis Famatiniana (Ortega-Obregon et al., 2008; Solari et al., 2010, 2011; Maldonado et al., 2018b; Weber et al., 2018; Juárez-Zúñiga et al., 2019; Espejo-Bautista et al., 2020). Para

el Carbonífero-Pérmico temprano un primer pulso magmático con firmas de arco es producido por la subducción de la placa Réica justo antes del cierre de este océano por el ensamble de Laurencia y Gondwana (Weber et al., 2005, 2007; Solari et al., 2010; Ortega-Obregón et al., 2014; Coombs et al., 2020; Ramírez-Fernández et al., 2021; Ross et al., 2022). Mientras que la deformación y metamorfismo de alto grado en el Pérmico tardío reflejan la colisión de estos cratones, que culmina con magmatismo post-colisional una vez ensamblado Pangea (Weber et al., 2007; Solari et al., 2011; Coombs et al., 2020).

Por último, Martini y Ortega-Gutiérrez (2018) y Busby y Centeno-García (2022) proponen que la presencia de depósitos volcánicos (con firmas de arco) y rocas hipoabisales que subyacen o se intercalan con rocas sedimentarias clásticas continentales a marinas del Jurásico en el oriente y sur de México se forman en un ambiente divergente debido a la separación de Norteamérica y Suramérica, adquiriendo firmas de arco debido al traslape con la subducción de la placa Farallón en la margen del Pacífico (e.g., Godínez-Urban et al., 2011; Lawton et al., 2021), previo a la rotación del BM hasta su posición actual (Molina-Garza et al., 1992; Pindell et al., 2021).

Capítulo 3. Metodología

Los datos obtenidos en esta tesis son el resultado del mapeo geológico y recolección de muestras en 3 campañas de campo, dos de 10 días y otra de 30 días realizadas en los años 2019 y 2020. En éstas se recolectó un total de 103 muestras. Con base en la diversidad litológica, las relaciones de campo y su ubicación geográfica, se escogieron 43 muestras para análisis geoquímicos en roca total, 44 para isotopía de Sm-Nd, 16 para geocronología U-Pb en zircón y una para geocronología de Sm-Nd en granate y seis muestras más fueron analizadas para isotopía de Lu-Hf en zircón. Una lista de las muestras, con clave de identificación, litología, coordenadas y tipo de análisis realizado en cada una de ellas, es dada en el Anexo A. Este capítulo se propone explicar los procesos a los que se sometieron las muestras para la realización y la adquisición de estos análisis y proporcionar las bases para la interpretación de los datos.

3.1 Preparación de muestras

Debido a que muchas de las litologías a estudiar están metamorfizadas, que causó heterogeneidad en las rocas, y con el objetivo de obtener composiciones representativas para los análisis geoquímicos en roca total y análisis isotópicos, se procesó cerca de 3-5 kg de cada muestra. En aquellos afloramientos donde no fue posible obtener una composición representativa debido al bandeamiento y/o migmatización de la roca, el tipo de material muestreado y procesado es señalado en el Anexo A.

El procesamiento de las muestras fue realizado en el Taller de Molienda y en el Laboratorio de Separación de Minerales del Departamento de Geología en CICESE. Las partes de las muestras visiblemente meteorizadas fueron removidas con una sierra circular de manera previa a la trituración, la cual se realizó usando una prensa hidráulica de carburo de hierro hasta obtener tamaños de grano ≤ 1 cm. Este material fue cuarteado y dividido para análisis geoquímicos y separación mineral. Para los primeros, la roca triturada fue pulverizada usando un molino de anillos de carburo de tungsteno, previamente pre-contaminados con la misma muestra.

Para la separación mineral, el material fue tamizado usando las mallas número 18, 25, 45 y 60 (con aperturas de 1, 0.707, 0.354, 0.250 mm, respectivamente). El material más grande que la malla 18 fue re-triturado y re-tamizado. Para la geocronología de Sm-Nd, los granates fueron separados a partir del material de roca con tamaños <1 y > 0.35 mm. Los zircones para la geocronología de U-Pb y para los análisis

de Lu-Hf se separaron a partir de las fracciones trituradas más finas que la malla 60 y su paso a través la mesa Wilfley®. Posteriormente, tanto granates (lavados previamente) como zircones fueron concentrados a través del separador magnético Frantz® y líquidos pesados (usando politungstato de sodio), para finalmente ser seleccionados manualmente usando un microscopio binocular.

3.2 Bases teóricas de la geocronología y la firma isotópica

La importancia de la geoquímica isotópica en la geología radica dos aspectos principales: (1) constituye una herramienta a través de la cual es posible datar rocas y/o minerales, adjudicándole temporalidad a un evento geológico; y (2) permite establecer las fuentes a partir de las cuales se derivaron las rocas (O’Nions et al., 1979; Allègre, 2008). Esto es posible gracias a que la composición isotópica de un elemento dado (e.g., Nd, Sr, Hf, Pb) varía debido a la radiactividad (O’Nions et al., 1979; Allègre, 2008), que es la transformación espontánea de un átomo o isótopo inestable (e.g., ^{147}Sm , ^{87}Rb , ^{176}Lu , ^{238}U) a otro estable (e.g., ^{143}Nd , ^{87}Sr , ^{176}Hf , ^{206}Pb , respectivamente) liberando partículas subatómicas y energía (Faure, 1977; Dickin, 2005).

3.2.1 Decaimiento radiactivo

Según la ley de la radiactividad, la probabilidad de que los átomos radiactivos de un elemento se transformen está dada por una constante de decaimiento λ , única para cada sistema y expresada en unidades de tiempo. Por lo que la tasa a la que los átomos radiactivos (o padres; N) se transforman es igual al número de isótopos radiactivos remanentes presentes al momento t y disminuye con el tiempo (ecuación (1); Faure, 1977; Dickin, 2005; Allègre, 2008).

$$-dN/dt = \lambda N \quad (1)$$

Esta ley asume que por cada isótopo radiactivo se produce uno radiogénico y que el sistema no es perturbado por difusión desde su cierre. Así, los isótopos hijos presentes (D) son resultado de la sumatoria de los nucleídos producidos por decaimiento radiactivo y de los presentes al momento del cierre del sistema (D_0), con lo cual la ecuación base de la geocronología es (2) (Faure, 1977; Dickin, 2005):

$$D = D_0 + N \times [e^{\lambda t} - 1] \quad (2)$$

Donde D y N son obtenidas a través de espectrometría de masas a modo de relaciones isotópicas (Faure, 1977). Esto es debido a que la medición de la abundancia absoluta de una masa determinada es difícil, por lo que los isótopos son reportados como de relaciones, siendo más conveniente y preciso; así, en cada sistema se usa un isótopo no radiogénico o estable de referencia como denominador (Dickin, 2005; Allègre, 2008; White, 2013). Otro concepto importante, es el de la vida media ($t_{1/2}$) de un isótopo radiactivo, correspondiendo al tiempo que tarda la mitad de una cantidad dada de átomos padre en decaer (Faure, 1977; Dickin, 2005).

3.2.2 Variaciones isotópicas

Debido a que las diferencias relativas entre las masas de los isótopos de los elementos más pesados que el calcio son casi insignificantes y a que el fraccionamiento isotópico que pueda ocurrir en procesos naturales es corregido junto con el fraccionamiento instrumental (Best, 2003; Allègre, 2008; White, 2013), se asume que los isótopos de estos los elementos se comportan coherentemente durante procesos petrogenéticos según las propiedades químicas del elemento mismo (Rollinson, 1993; Allègre, 2008). Como se mencionó, las composiciones isotópicas de algunos elementos han cambiado debido al decaimiento radiactivo, involucrando un elemento padre que difiere del hijo (e.g., ^{147}Sm al ^{143}Nd , ^{176}Lu al ^{176}Hf , Faure, 1977; O'Nions et al., 1979; Dickin, 2005), por lo que estos elementos diferentes pueden ser fraccionados en procesos cristal-fundido según su grado de incompatibilidad (Rollinson, 1993; Allègre, 2008).

Durante un evento de fusión parcial del manto, el fraccionamiento produce diferencias en la relación de los elementos padre e hijo entre la roca fuente y el magma generado, sin perturbar la firma isotópica del residuo, que a su vez es heredada por el fundido (Rollinson, 1993; Allègre, 2008). A partir de este evento, las composiciones isotópicas del residuo y del fundido van a evolucionar de manera independiente según su relación padre/hijo y del tiempo transcurrido (Faure, 1977; White, 2013). Gracias a este proceso las rocas en la corteza y en el manto han adquirido firmas isotópicas características en función de su relación padre/hijo, dando origen a diferentes reservorios (Faure, 1977; Rollinson, 1993). Este fenómeno es utilizado como trazador petrogenético, ya que conociendo la edad y las relaciones isotópicas actuales de la roca y a partir de la ecuación de la edad se puede conocer la composición isotópica inicial de una roca y por ende de la fuente o de la mezcla de las fuentes de la cual se derivó, asumiendo que el sistema permaneció cerrado para los isótopos padre e hijo desde su formación (Rollinson, 1993).

3.3 Técnicas analíticas en roca total

3.3.1 Geoquímica

De las 43 rocas escogidas para análisis geoquímicos de roca total, 36 fueron analizadas para elementos mayores y trazas en Central Analytical Facilities (CAF) en la Universidad de Stellenbosch, en Sudáfrica. Antes de la realización de estos análisis, se calculó la pérdida por calcinación o ignición a partir de las diferencias entre los pesos de las muestras, a temperatura ambiente, obtenidos antes y después de su calentamiento a 1000° C por 1 hora. Después, se elaboraron perlas fundidas a partir de la mezcla de los polvos de roca y metaborato - tetraborato de litio como fundente en una proporción aproximada de 1:10. Esta mezcla fue puesta en crisoles de platino y calentada a temperaturas entre 800 y 1000° C hasta su fusión antes de ser vertidas en moldes y enfriadas para su medición. Las concentraciones de los elementos mayores fueron determinadas a partir de estas perlas a través de fluorescencia de rayos X (XRF) usando un espectrómetro de dispersión por longitud de onda (WDXRF, por sus siglas en inglés) Panalytical Axios; donde las mediciones de materiales estándar (basaltos BE-N, JB-1, BHVO-1; granodioritas JG-1 y HUSG-1; y granito WITS-G) indican que el error para estos elementos varía entre 1 y 4%.

Por otro lado, los elementos traza fueron medidos en fragmentos de perlas de cada muestra, previamente montados en una resina epóxica, a través de su ablación con un láser *Resonetics Excimer laser* con una longitud de onda de 193nm, una frecuencia de 8 Hz, una fluencia de 3.5 J/cm² y un diámetro del hoyo perforado de 104 μm. Los aerosoles fueron llevados a un espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) Agilent 8800 usando una mezcla de Ar y N. La rutina de cada análisis incluye 20 s de medición del fondo y 35 s de ablación. Las mediciones de materiales estándar (vidrios basálticos BCR-2G y BHVO-2G) indican que el error para los elementos traza está por debajo de 8%.

Adicionalmente, siete muestras fueron analizadas solo para elementos mayores en el Sistema de Laboratorios Especializados (SLE) en CICESE, usando un espectrómetro WDXRF Bruker S8 TIGER. Este laboratorio realiza los análisis en perlas fundidas, reportando errores entre 1 y 10% (materiales de referencia analizados corresponden a andesita AGV-1 y riolita JR-2).

Los resultados obtenidos para las 43 muestras analizadas para geoquímica de roca total por estos laboratorios son reportados en el Anexo B. Las concentraciones de los óxidos usados para graficar y su descripción en el texto, corresponden a los valores recalculados a base anhidra y las concentraciones de

Fe₂O₃ fueron recalculados a FeO total multiplicándolo por 0.8998 (Winter, 2001). Los análisis fueron graficados en los Capítulos 4, 5 y 6 usando el programa GCDkit (Janoušek et al., 2006). Los elementos traza fueron normalizados a manto primordial de McDonough y Sun (1995), mientras que los elementos de tierras raras (REE) fueron normalizadas a condrito de Nakamura (1974) para ser graficados en diagramas multielementales y de REE, respectivamente. El cálculo de la anomalía de europio ($Eu/Eu^* = Eu_N/\sqrt{[Sm_N * Gd_N]}$) fue realizado a partir de los valores normalizados a condrito.

3.3.2 Sistema isotópico Sm-Nd

En esta sección se explican tanto las bases del sistema Sm-Nd, su funcionamiento como método de datación y trazador petrogenético, así como el tratamiento al que deben ser sometidas las muestras para la separación elemental, medición de las relaciones isotópicas a través de espectrometría de masas por ionización térmica (TIMS) y la reducción de los datos.

El Nd y el Sm son elementos de tierras raras ligeras (LREE), con número atómicos de 60 y 62, radios iónicos de 1.11 y 1.08 Å, respectivamente, y ambos con valencia +3, por lo que poseen un comportamiento geoquímico muy similar (Faure, 1977; Rollinson, 1993). Así, durante procesos cristal-fundido el fraccionamiento entre estos elementos no es muy grande, resultando en relaciones Sm/Nd en rocas y minerales que típicamente varían solo entre 0.5 y 0.1 (Faure, 1977; O’Nions et al., 1979; Dickin, 2005). El isótopo ¹⁴⁷Sm se transforma a ¹⁴³Nd a través de un decaimiento tipo α, en el cual hay una reducción en el número de masa de 4 (dos protones y dos neutrones menos), con la liberación una partícula alfa, con una $t_{1/2} = 106$ Ga, y $\lambda = 6.52 \cdot 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. Este sistema utiliza el isótopo ¹⁴⁴Nd como referencia (Faure, 1977; O’Nions et al., 1979; Dickin, 2005).

3.3.2.1 Datación por Sm-Nd: Isócrona roca total-granate

El decaimiento del ¹⁴⁷Sm al ¹⁴³Nd es descrito a través de la ecuación (3):

$$\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right) = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_i + \left(\frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}}\right) (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

La ecuación (3) tiene la forma de una línea recta ($Y = b + Xm$) en un diagrama de ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd vs ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. Así, al graficar varias rocas y/o minerales formados durante un mismo evento en el pasado se obtiene una

línea, llamada isócrona, cuya intersección con el eje Y arroja la composición inicial de Nd [$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$] del sistema y cuya pendiente $e^{\lambda t}-1$ permite calcular una edad. Esta edad corresponde al tiempo transcurrido desde el momento en el que todos los minerales tenían una composición isotópica homogénea (línea horizontal gris; Figura 6). Para la obtención de una edad de isócrona confiable se requieren relaciones Sm/Nd variables, y que las rocas y/o minerales usados se hayan formado y homogenizado isotópicamente durante el mismo evento y mantenido como sistema cerrado desde entonces (Dickin, 2005; Baxter y Scherer, 2013; White, 2013).

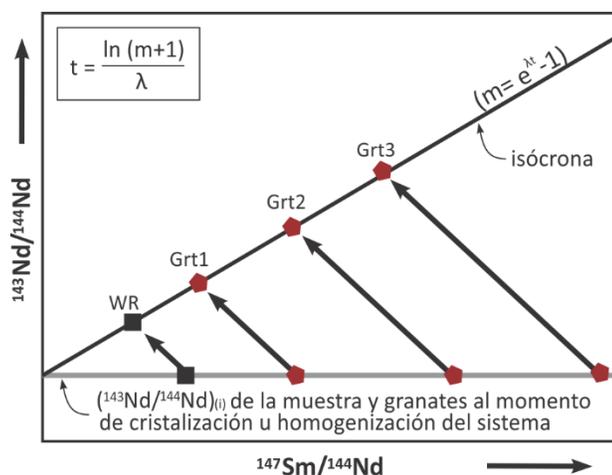


Figura 6. Edad de isócrona obtenida a través del sistema Sm-Nd. El diagrama ilustra la evolución de la composición isotópica de Nd en los granates y la roca total a partir del cierre del sistema, definiendo en su conjunto la isócrona. También se muestra como se calcula la edad a partir de su pendiente. Tomada de Baxter y Scherer (2013).

El granate es un mineral ideal para la datación por el método de la isócrona, ya que durante su cristalización fracciona preferentemente el Sm respecto al Nd, resultando en relaciones elementales Sm/Nd altas (~ 0.54 ; Baxter y Scherer, 2013; Faure, 1977). La ventaja de este mineral es que se forma en una gran variedad de composiciones de roca y ambientes tectónicos, encontrándose en rocas metamórficas y magmáticas (Thöni, 2003; Dickin, 2005; Baxter y Scherer, 2013). Su temperatura de cierre (temperatura por debajo de la cual la difusión del isótopo radiogénico es despreciable) varía dependiendo de la composición química del granate, su tamaño y forma, de la difusividad del elemento, la historia de enfriamiento de la roca y de la presencia o no de fases fluidas (Mezger et al., 1992; Scherer et al., 2000; Thöni, 2003). Las tasas de difusión del Sm y Nd a temperaturas menores a $700\text{ }^\circ\text{C}$ son bajas, por lo que las edades de isócrona de roca total y granate representan, por lo general, la cristalización de este mineral si las tasas de enfriamiento fueron relativamente rápidas (Baxter y Scherer, 2013; Smit et al., 2013b). Si, por el contrario, los granates estuvieron sometidos a temperaturas $>750\text{ }^\circ\text{C}$ después de su formación o a periodos muy extensos de enfriamiento ($<20\text{ }^\circ\text{C}/\text{Myr}$), este sistema puede permanecer abierto o

resetarse parcial o completamente datando el enfriamiento (Mezger et al., 1992; Baxter y Scherer, 2013; Smit et al., 2013b).

3.3.2.2 Trazador petrogenético

La composición actual del Nd en la Tierra es descrita por el modelo CHUR (*CHondritic Uniform Reservoir*; (DePaolo y Wasserburg, 1976a), el cual establece que el Nd en el planeta evolucionó a partir de un reservorio uniforme con relación Sm/Nd similar a la de los meteoritos condriticos (Faure, 1977). Debido a un radio iónico ligeramente más grande, el Nd es más incompatible que el Sm durante procesos de fusión parcial. Así, cuando el manto con composición igual al CHUR se funde, el Nd se concentra preferencialmente en el fundido, por lo que las rocas/corteza que se forman a partir de su cristalización tienen Sm/Nd más bajo respecto al CHUR, evolucionando en una relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ actual menor (Figura 7a). Contrariamente, el residuo sólido/manto empobrecido (DM) adquiere una relación Sm/Nd mayor y por ende tiene $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ actual mayor que el CHUR (Figura 7a; DePaolo y Wasserburg, 1976a, 1976b; Faure, 1977; White, 2015). La importancia de esto radica en que a partir de la comparación de la composición de Nd inicial de un conjunto de rocas con la composición del CHUR al momento de la cristalización es posible reconocer si la roca se derivó a partir de fundidos derivados del manto (ya sea con firma empobrecida o similar a la del CHUR), de la corteza (mediante su retrabajamiento), o por una mezcla de reservorios (Figura 7).

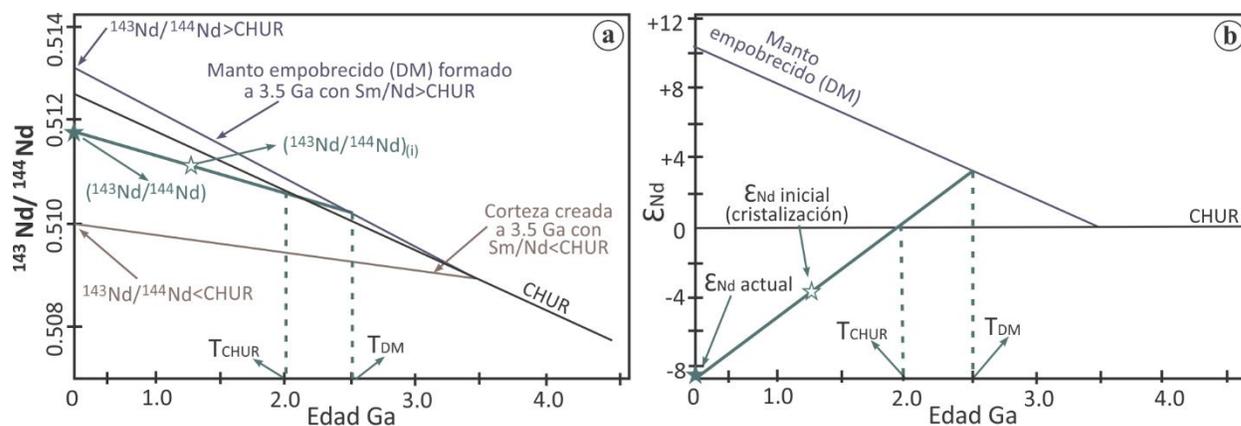


Figura 7. a. Diagrama de la evolución isotópica del Nd, mostrando la evolución los reservorios CHUR (línea negra), DM (línea azul) y el de una corteza formada a los 3.5 Ga (línea café). b. Diagrama de ϵ_{Nd} vs la edad. Tanto a. como b. muestran la evolución isotópica de una muestra que cristalizó a 1.25 Ga, a partir del retrabajamiento de una fuente que se separó del DM a los 2.5 Ga. Tomado y modificado de Faure (1977) y White (2015).

3.3.2.2.1 Parámetro Épsilon Nd (ϵNd)

Debido a que el fraccionamiento entre el Sm y el Nd en procesos cristal-fundido es pequeño, las diferencias en la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre las rocas y el reservorio uniforme son muy pequeñas (Dickin, 2005); por lo que, para una comparación más clara, estas son representadas en partes por 10000 a través de la notación ϵNd obtenida con la ecuación (4) y graficadas en un diagrama de evolución de Nd (Figura 7b; DePaolo y Wasserburg, 1976b)

$$\epsilon Nd_{(t/0)} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{muestra}}^{(t/0)}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^{(t/0)}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (4)$$

La ventaja de esta notación es que puede ser calculada para cualquier punto en el tiempo usando las composiciones iniciales de la roca y del reservorio CHUR, lo que es importante para la identificación de la fuente en rocas antiguas. Así, valores de ϵNd positivos sugieren fuentes con Sm/Nd más altos que el CHUR, es decir que fueron empobrecidas previamente (DM). Valores de ϵNd negativos indican fuentes enriquecidas, con Sm/Nd más bajos que el CHUR, es decir la corteza. Los valores de ϵNd similares a cero señalan fuentes con Sm/Nd y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ similares a los del CHUR. Se resalta que la evaluación de conjuntos de rocas con este parámetro permite la inferencia de la mezcla entre estos reservorios (Faure, 1977; Dickin, 2005).

3.3.2.2.2 Edad modelo de manto empobrecido ($T_{DM(Nd)}$): en una y dos etapas

La edad modelo o de residencia corresponde al momento en el que el Nd presente en una roca se separó del reservorio (*CHUR* o *DM*) y desde el cual reside en la corteza, es decir, el tiempo que ha transcurrido desde que la roca tenía la misma relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que el reservorio (Faure, 1977; Dickin, 2005). Debido a que la formación de la corteza (a partir del CHUR) ha empobrecido el manto en LREE, aumentando su relación Sm/Nd, las edades de residencia basadas en el modelo de DM ($T_{DM(Nd)}$) describen más apropiadamente las edades de eventos de extracción de corteza más jóvenes del Arcaico (DePaolo, 1981; Liew y McCulloch, 1985; Dickin, 2005). Las edades modelo se calculan a través de las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ medidas (*med*) y su comparación con, por lo cual dependen de, el modelo de reservorio elegido (ecuación(5); Figura 7; Dickin, 2005):

$$T_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}})_{med} - (\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}})_{DM/CHUR}}{(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}})_{med} - (\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}})_{DM/CHUR}} + 1 \right] \quad (5)$$

Esta edad modelo o de residencia, calculada en *una etapa*, es válida si la relación Sm/Nd no ha sido modificada desde el momento de la separación del reservorio mantélico (Liew y McCulloch, 1985; Dickin, 2005; White, 2015). Este supuesto es generalmente válido para el sistema Sm-Nd debido a que las REE son relativamente inmóviles y no se fraccionan significativamente en la corteza durante procesos metamórficos, de meteorización y erosión, conservando la firma isotópica adquirida durante la cristalización y, por ende, de la fuente (DePaolo, 1981; Liew y McCulloch, 1985; Arndt y Goldstein, 1987; Dickin, 2005; White, 2013).

Sin embargo, el Sm y el Nd pueden ser fraccionados durante fusión parcial y/o por fases accesorias, que cristalizan o quedan como residuo, en procesos de anatexis (Liew y McCulloch, 1985; Pimentel y Charnley, 1991; Rollinson, 1993). La modificación de la relación Sm/Nd resulta en edades de residencia aparentes más antiguas o jóvenes dependiendo si esta relación aumenta (paleosoma) o disminuye (neosoma), respectivamente (Liew y McCulloch, 1985; Pimentel y Charnley, 1991). La mezcla de dos o más fuentes con diferentes edades también produce $T_{DM(Nd)}$ aparentes, siendo la edad modelo mínima del componente más antiguo (Liew y McCulloch, 1985; Arndt y Goldstein, 1987; Liew y Hofmann, 1988). Para estos casos, se recomienda calcular una edad modelo en *dos etapas*, que toma en cuenta la edad en la que ocurrió el fraccionamiento y la diferencia entre el $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ medido y el de una corteza modelo (Liew y Hofmann, 1988; DePaolo et al., 1991). En este trabajo, edades modelo en *dos etapas* fueron calculadas sólo para las muestras migmatíticas, siguiendo la ecuación (6) propuesta por Liew y Hofmann (1988).

$$T_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{med} - (e^{\lambda t} - 1) \left\{ \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{med} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{cc} \right\} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{cc} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM}} + 1 \right] \quad (6)$$

La principal utilidad de la edad modelo (T_{DM}) reside en que su comparación con la edad de cristalización (t_c) permite distinguir entre periodos de crecimiento cortical, debido a la extracción de material juvenil mantélico (cuando $T_{DM} - t_c \leq 100-200$ Ma), de periodos de retrabajamiento cortical (y por ende del Nd preexistente) o mezcla de estos reservorios (cuando $T_{DM} - t_c \gg 100-200$ Ma; Arndt y Goldstein, 1987; DePaolo, 1981; Dickin, 2005; Liew y McCulloch, 1985). Por lo anterior, también son usadas para diferenciar y cartografiar entre dominios corticales (e.g., DePaolo, 1981; Liew y Hofmann, 1988; DePaolo et al., 1991; Harris et al., 1994).

Los modelos de reservorios usados en este trabajo para la comparación de las muestras analizadas son: el CHUR de Bouvier et al. (2008) y DM y corteza de Liew y Hofmann (1988), respectivamente. Las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de estos modelos son mostradas en la Tabla 1.

Tabla 1. Composición isotópica actual de los modelos de referencia usados en este trabajo

| Relación | Reservorio | | |
|-----------------------------------|------------|----------|---------|
| | CHUR | DM | Corteza |
| $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | 0.512630 | 0.513151 | |
| $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | 0.196 | 0.219 | 0.12 |

3.3.2.3 Preparación de muestras para análisis isotópicos.

La digestión de 44 polvos de roca y de siete alícuotas de granates y la posterior separación elemental para los análisis de Sm-Nd, fue realizada en las instalaciones PicoTrace® del Laboratorio Ultralimpio de Geología Isotópica en el Departamento de Geología en CICESE. Para esto se siguió la metodología planteada por Weber et al. (2012) y González-Guzmán (2016), descrita en las siguientes secciones. Los ácidos usados fueron destilados dos veces en condiciones *sub-boiling* y los vasos de precipitado se lavaron con agua regia, HNO_3 y agua mili-Q® antes de su uso.

3.3.2.3.1 Dilución isotópica

Para la obtención de las concentraciones y relaciones elementales se usó la técnica de dilución isotópica. Esta consiste en la mezcla de una cantidad medida de una muestra natural cuya concentración elemental es desconocida, con una cantidad medida de un trazador o *spike*. El *spike* es una solución con concentración elemental conocida y que fue enriquecida artificialmente en uno de los isótopos del elemento en cuestión (Faure, 1977; Dickin, 2005; Stracke et al., 2014). Una vez que la mezcla se disolvió completamente y se alcanzó la homogenización entre la muestra y *spike*, y tras la separación elemental, la concentración del elemento de interés en la muestra es determinada a partir de la composición isotópica mediada en el espectrómetro de masas y los pesos del *spike* y la muestra (Dickin, 2005; Stracke et al., 2014).

Esta técnica es utilizada debido a que en TIMS la intensidad de las señales adquiridas no es proporcional a la cantidad de muestra analizada, por lo que no puede ser usada para cuantificar concentraciones

elementales (Makishima, 2015). Sus ventajas son que, una vez alcanzada la homogenización isotópica, las pérdidas elementales durante lo que resta del proceso no afectan la obtención de las concentraciones elementales, y que tanto concentraciones como relaciones elementales son obtenidas con gran precisión (Stracke et al., 2014; Makishima, 2015). Sus desventajas son que el *spike* nunca es mono-isotópico por lo que perturba la composición de la muestra y que solo puede ser aplicado en elementos que tengan más de un isótopo (Dickin, 2005; Stracke et al., 2014).

Para el caso de las muestras analizadas en este trabajo, el *spike* usado para la dilución isotópica corresponde al LMU (^{150}Nd [nmol/g]= 12.6683, ^{149}Sm [nmol/g]= 7.16029, $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.8769$, $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=193.24$, $^{143}\text{Nd}/^{145}\text{Nd} = 0.51047$, $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}= 76.325$, $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}= 1.366667$), proporcionado por Prof. Ernst Hegner, Ludwig-Maximilians-Universität München (Alemania).

3.3.2.3.2 Proceso de digestión de muestras y separación elemental

Las inclusiones en granate pueden reducir la precisión y la exactitud de la edad de la isócrona resultante, según sea la naturaleza de la inclusión, su concentración de Nd, relación Sm/Nd y edad (Scherer et al., 2000; Thöni, 2003; Baxter y Scherer, 2013; Smit et al., 2013b). Debido a que se observaron inclusiones de óxidos de Fe-Ti y cuarzo en los granates objeto de estudio, estos fueron sometidos a un tratamiento previo a su digestión con el objetivo de eliminar cualquier inclusión que pudiesen contener, aún después de su selección manual.

Inicialmente, los granates se trituraron en un mortero de ágata y se lavaron con agua destilada en el ultrasonido, con el objetivo de liberar las fases incluidas y una mejor penetración de los ácidos. Una vez secos, los granates triturados fueron divididos en siete alícuotas con pesos entre 50 y 60 mg, puestos en vasos Savillex® para su lixiviación. Tres alícuotas fueron tratadas sólo con HF, una con HNO_3 , tres más con una mezcla de HF y HNO_3 , mientras la última no fue atacada químicamente en esta etapa. Lo anterior se realizó siguiendo la metodología descrita por Tazzo-Rangel et al. (2021), que es modificada de Baxter et al. (2002) y Pollington y Baxter (2010), y es resumida a continuación. Primero, cuatro alícuotas fueron tratadas con ~1.5 ml 14M HNO_3 y calentadas a 90 °C por tres horas; después estas fueron lavadas en el ultrasonido con agua Mili-Q y secadas. Luego, tres de estos concentrados y dos más sin tratamiento previo fueron atacados con ~1.5 ml de ~24M HF y calentadas a 90 °C por 50 minutos, con el objetivo de disolver silicatos y óxidos; a su término, el ácido fue decantado y las alícuotas fueron lavadas con 6M HCl en el ultrasonido y varias veces con agua Mili-Q. De dos a tres gotas de HClO_4 fueron añadidas a estas alícuotas para disolver

sales de fluoruro secundarias y fueron evaporadas 115 °C. Luego, para disolver cualquier perclorato formado, se les añadió ~2 ml de 6M HCl a estos concentrados, seguido de su decantado y lavado en el ultrasonido con agua desionizada. Una vez secos, las alícuotas de granate lixiviadas fueron pesadas nuevamente y su digestión fue realizada en vasos Savillex® con la metodología descrita a continuación.

La digestión de alícuotas de roca total fue realizada siguiendo el procedimiento de Weber et al. (2012), en el cual primero se pesa entre 100 - 150 mg de polvo de roca en bombas de teflón, seguido por la adición del *spike* LMU. Posteriormente, a las bombas con las muestras se les añadió una mezcla de HF (~3-4 ml), HClO₄ (3-4 gotas) y HNO₃ (~1 ml) y fueron puestas en el sistema Picotrace DAS® en modo de disolución, con la placa a 210° C durante dos días. A continuación, el sistema Picotrace DAS® es cambiado a modo de evaporación para la evacuación de los ácidos y su neutralización (usando NaOH al 5%) en condiciones *sub-boiling*. Así, la temperatura de la placa es aumentada de manera gradual alcanzando 160° C para que el ácido perclórico, con el punto de ebullición más alto, sea totalmente eliminado. Este proceso toma cerca de 30 h, al cabo de las cuales se añaden ~5 ml de ~6M HCl durante 12 h a 80° C para la disolución de percloratos y el equilibramiento de la muestra-*spike* y posteriormente se deja secar.

La separación elemental del Sm y del Nd fue realizada a través de cromatografía de intercambio iónico con columnas de vidrio, usando resina Dowex AG50WX8 para una primera separación de las REE de la matriz y resina Ln-Spec® para la separación del Sm y Nd en una segunda etapa. Los diferentes pasos y los ácidos usados en estas dos etapas de separación son descritos en la Tabla 2.

Tabla 2. Etapas y pasos para la separación elemental del Sm y Nd

| Etapa 1. Separación de REE | | | Etapa 2. Separación de Sm y Nd | | |
|-----------------------------------|----------------|--------|---|----------|-----------|
| Paso | Volumen | ácido | Paso | Volumen | ácido |
| Acondicionamiento de columnas | 15 ml | 2N HCl | Acondicionamiento de columnas | 7 ml | 0.18N HCl |
| Adición de la muestra | 1 ml | | Adición de la muestra | 250 µl | |
| Elución | 4 x 1 ml | | Elución | 3x250 µl | |
| Elución | 16 ml | | Elución | 13 ml | |
| Elución | 60 ml | | Elución y colección de Nd | 3 ml | |
| Elución | 5 ml | 6N HCl | Elución | 2 ml | 0.4 N HCl |
| Elución | 10 ml | | Elución y colección de Sm | 4 ml | |
| Elución y colección de REE | 18 ml (25 ml)* | | Limpieza | 10 ml | 6N HCl |
| Limpieza | 100 ml | | * volumen colectado en muestras de granates | | |

3.3.2.4 Métodos de medición

Las relaciones isotópicas de Sm y Nd fueron adquiridas en un espectrómetro de masas de ionización térmica Nu-Instruments (Nu-TIMS) en el Laboratorio de Espectrometría de Masas de Ionización Térmica

de Ensenada (LEMITE), del Departamento de Geología de CICESE. Tanto el Sm como el Nd fueron medidos en un arreglo de doble filamento de Re, usando H_3PO_4 como activador de ionización. Las mediciones se realizaron en modo estático, con pre-amplificadores de $10^{11} \Omega$. El arreglo de los detectores Faraday y las masas analizadas durante las mediciones de Sm y Nd, incluyendo masas usadas para la corrección por interferencia son mostradas la Tabla 3. El Nd fue adquirido en ocho bloques de 10 ciclos de 16 s de integración y el Sm fue analizado en dos bloques de 20 ciclos de ocho segundos de integración, antes de cada bloque de medición se realizó un *baseline* (medición de ceros en las copas Faraday) con una duración de 60 s. Los resultados finales fueron incluidos en el Anexo C.

Tabla 3. Configuración de Copas Faraday para mediciones en modo estático de Sm-Nd en roca total y granate

| Medición | | Detectores | H8 | H7 | H6 | H5 | H4 | H3 | H2 | H1 | Ax | L1 | IC0 ¹ | L2 | IC1 ² | L3 |
|----------|--------|-------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------------------|----|
| Sm | Wr/Grt | Masa | 154 | 152 | 151 | 150 | 149 | 148 | 147 | 146 | 145 | 144 | | 142 | | |
| | | Isótopo objetivo | ¹⁵⁴ Sm | ¹⁵² Sm | | ¹⁵⁰ Sm | ¹⁴⁹ Sm | ¹⁴⁸ Sm | ¹⁴⁷ Sm | ¹⁴⁶ Nd | ¹⁴⁵ Nd | ¹⁴⁴ Sm | | ¹⁴² Nd | | |
| | | Interferencia isobárica | ¹⁵⁴ Ga | ¹⁵² Ga | | ¹⁵⁰ Nd | | ¹⁴⁸ Nd | | | | ¹⁴⁴ Nd | | ¹⁴² Ce | | |
| Nd | WR* | Masa | | 150 | 149 | 148 | 147 | 146 | 145 | 144 | 143 | 142 | | | | |
| | | Isótopo objetivo | | ¹⁵⁰ Nd | ¹⁴⁹ Sm | ¹⁴⁸ Nd | ¹⁴⁷ Sm | ¹⁴⁶ Nd | ¹⁴⁵ Nd | ¹⁴⁴ Nd | ¹⁴³ Nd | ¹⁴² Nd | | | | |
| | | Interferencia isobárica | | ¹⁵⁰ Sm | | ¹⁴⁸ Sm | | | | ¹⁴⁴ Sm | | ¹⁴² Ce | | | | |
| | Grt** | Masa | | | 150 | 149 | 148 | 147 | 146 | 145 | 144 | 143 | 142 | | | |
| | | Isótopo objetivo | | | ¹⁵⁰ Nd | ¹⁴⁹ Sm | ¹⁴⁸ Nd | ¹⁴⁷ Sm | ¹⁴⁶ Nd | ¹⁴⁵ Nd | ¹⁴⁴ Nd | ¹⁴³ Nd | ¹⁴² Nd | | | |
| | | Interferencia isobárica | | | ¹⁵⁰ Sm | | ¹⁴⁸ Sm | | | | ¹⁴⁴ Sm | | ¹⁴² Ce | | | |

* Mediciones de Nd en roca total se realizan con pre-amplificadores $10^{11}\Omega$.

** Mediciones de Nd en granate se realizan con pre-amplificadores $10^{12}\Omega$.

¹ Detector Daly y ² Multiplicador de electrones y contador de iones. H1-H7 y L1-L3 corresponden a las Copas Faraday

3.3.2.5 Reducción y corrección de datos

Para la obtención de relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ precisas deben aplicarse correcciones a tres tipos de problemas que afectan los datos adquiridos en el espectrómetro: la interferencia isobárica, el efecto en las relaciones isotópicas que produce la adición del *spike* y el fraccionamiento instrumental.

El Sm y Nd son separados por cromatografía de intercambio iónico y medidos por separado en TIMS. Sin embargo, debido a la similitud en las propiedades químicas entre las REE y con el propósito de eliminar el aumento en la señal producido por una masa de igual magnitud de algún elemento diferente al objetivo, se aplica la corrección por interferencia isobárica. Las interferencias isobáricas producen, además, cambios en la discriminación de masas instrumental (Araújo et al., 2017). Las interferencias isobáricas del Sm y del Nd (Li et al., 2011; Yang et al., 2011) son mostradas en la Tabla 3. Para esta corrección es necesario el monitoreo de masas libres de interferencias del elemento que causa este problema. Por ejemplo, durante

los análisis de Nd se mide ^{147}Sm y/o ^{149}Sm como monitores de interferencias isobáricas sobre ^{144}Nd y ^{150}Nd (Yang et al., 2010; Li et al., 2011).

Por otro lado, como la dilución isotópica implica el uso de un *spike*, el cual modifica las relaciones isotópicas naturales de las muestras, es necesario aplicar una corrección por spike con el fin de determinar su contribución en las relaciones adquiridas.

El fraccionamiento o discriminación instrumental de masas o *mass bias* (MB) es el proceso en el que las diferentes masas de un mismo elemento son transmitidas con eficiencias diferentes desde su ionización hasta su detección, produciendo relaciones isotópicas inexactas (Araújo et al., 2017). Aunque este fenómeno ocurre en todos los espectrómetros, sus causas no son completamente entendidas, ya que varía con el tiempo, el tipo de espectrometría usada, cambios en la composición de las muestras y las técnicas tanto de introducción de muestras, como de evaporación e ionización (Mason et al., 2004; Peel et al., 2007; Araújo et al., 2017). Durante la evaporación e ionización de una muestra en TIMS, los enlaces de los isótopos más ligeros tienden a romperse con mayor facilidad que los enlaces de las masas más pesadas, produciendo la liberación preferencial de las masas más ligeras y la concentración continua de los isótopos más pesados en la muestra sobre el filamento (Dickin, 2005). El MB puede ser corregido a través de la normalización respecto a una relación isotópica natural del elemento de interés y del uso de una de las expresiones matemáticas diseñadas con este fin: ley lineal, ley potencial o ley exponencial (Albarède et al., 2004; Dickin, 2005). Las dos primeras asumen que el fraccionamiento es constante a lo largo del rango de masas del elemento (Dickin, 2005); mientras que la ley exponencial proporciona un decremento en la corrección de MB con el aumento de la masa isotópica, lo que genera un mejor ajuste de los datos crudos (Russell et al., 1978; Thirlwall, 1991).

3.3.2.5.1 Corrección de datos crudos del Nd

La reducción de los datos crudos se realizó offline en hojas de cálculo Excel® de uso interno del laboratorio LEMITE. Para las correcciones de las interferencias del ^{144}Sm en ^{144}Nd y ^{150}Sm en ^{150}Nd en los datos crudos de las mediciones de neodimio se usó el ^{147}Sm como monitor usándose la ecuación (7):

$$(^{144}\text{Nd})_{CI} = (^{144}\text{Nd} + ^{144}\text{Sm})_{med} - \left[(^{147}\text{Sm})_{med} \times \left(\frac{Ab^{144}\text{Sm}}{Ab^{147}\text{Sm}} \right) \right] \quad (7)$$

Donde Ab indica la abundancia del isótopo y los subíndices Cl y med denotan corrección por interferencia y señal o relación medida, respectivamente.

Para la corrección por MB se realizó el cálculo del factor de fraccionamiento de Nd (β^{Nd}) usando la ley exponencial y normalizando a la relación natural $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ (O’Nions et al., 1979) a través de la ecuación (8):

$$\beta_{Nd} = \text{Ln} \left[\frac{\left(\frac{^{146}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_V}{\left(\frac{^{146}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Cl}} \right] / \text{Ln} \left[\frac{M^{146}\text{Nd}}{M^{144}\text{Nd}} \right] \quad (8)$$

Donde M es la masa del isótopo y el subíndice V significa relación verdadera. Sin embargo, dado que las relaciones adquiridas corresponden a la mezcla muestra-*spike*, se debe aplicar una corrección para restar esta contribución. Por tanto, la determinación del factor de fraccionamiento y del $(^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_V$ implica un cálculo iterativo a través de las ecuaciones (9) a (10):

$$\left(\frac{^{146}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_V = \left[\frac{\left(\frac{^{146}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Sp} - \left(\frac{^{146}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Nat}}{\left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Sp} - \left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Nat}} \right] \times \left[\left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_V - \left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Nat} \right] + \left(\frac{^{146}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Nat} \quad (9)$$

Aquí, los subíndices Sp y Nat indican la composición isotópica del *spike* y la natural, respectivamente. Para la obtención del factor de fraccionamiento solo resta el cálculo de la relación $(^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_V$ (ecuación (10)):

$$\left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_V = \left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Cl} \times \left[\frac{M^{150}\text{Nd}}{M^{144}\text{Nd}} \right]^{\beta_{Nd}} \quad (10)$$

A continuación, se calcula la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ corregida por interferencia y por MB (ecuación (11)):

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Cl+MB} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Cl} \times \left[\frac{M^{143}\text{Nd}}{M^{144}\text{Nd}} \right]^{\beta_{Nd}} \quad (11)$$

Lo siguiente es sustraer la contribución del *spike* en la relación isotópica de interés $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, cuya corrección es (ecuación (12)):

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{IC+MB+CS} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{CI+MB} - \left[\frac{\left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{sp}}{\left(\frac{^{144}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{Nat}} \times \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{150}\text{Nd}}\right)_{sp} \right] \times \left[1 - \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{CI+MB}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{sp}} \right] \quad (12)$$

Donde el subíndice CS indica corregido por *spike* y $(^{150}\text{Nd})_{sp}/(^{144}\text{Nd})_{Nat}$ corresponde a la ecuación (13):

$$\frac{\left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{sp}}{\left(\frac{^{144}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{Nat}} = \left[\left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_V - \left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{Nat} \right] / \left[1 - \frac{\left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_V}{\left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{sp}} \right] \quad (13)$$

3.3.2.5.2 Corrección de datos crudos del Sm

De manera similar, para la reducción de los datos crudos de las mediciones de samario debe obtenerse el factor de discriminación de masas del Sm (β^{Sm}), normalizándose respecto a la relación natural $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}=1.784552$, la cual también debe ser corregida por *spike*. Estas correcciones se hicieron a través de iteraciones usando las ecuaciones (14), (15) y (16):

$$\beta_{Sm} = \text{Ln} \left[\frac{\left(\frac{^{152}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_V}{\left(\frac{^{152}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_{med}} \right] / \text{Ln} \left[\frac{M^{152}\text{Sm}}{M^{147}\text{Sm}} \right] \quad (14)$$

$$\left(\frac{^{152}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_V = \frac{\left[\left(\frac{^{152}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_{sp} - \left(\frac{^{152}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_{Nat} \right]}{\left[\left(\frac{^{149}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_{sp} - \left(\frac{^{149}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_{Nat} \right]} \times \left[\left(\frac{^{149}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_V - \left(\frac{^{149}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_{Nat} \right] + \left(\frac{^{152}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_{Nat} \quad (15)$$

$$\left(\frac{^{149}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_V = \left(\frac{^{149}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_{med} \times \left[\frac{M^{149}\text{Sm}}{M^{147}\text{Sm}} \right]^{\beta_{Sm}} \quad (16)$$

Lo siguiente es cuantificar la contribución del isótopo ^{149}Sm del *spike* $(^{149}\text{Sm})_{sp}$, que junto al isótopo $(^{150}\text{Nd})_{sp}$, obtenido durante la reducción de los datos de Nd, permiten calcular la relación $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ a través de las ecuaciones (17) y (18):

$$\frac{({}^{149}\text{Sm})_{sp}}{({}^{147}\text{Sm})_{Nat}} = \left[\left(\frac{{}^{149}\text{Sm}}{{}^{147}\text{Sm}} \right)_V - \left(\frac{{}^{149}\text{Sm}}{{}^{147}\text{Sm}} \right)_{Nat} \right] / \left[1 - \frac{\left(\frac{{}^{149}\text{Sm}}{{}^{147}\text{Sm}} \right)_V}{\left(\frac{{}^{149}\text{Sm}}{{}^{147}\text{Sm}} \right)_{sp}} \right] \quad (17)$$

$$\left(\frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_{MB+Sp} = \frac{\left[\frac{({}^{150}\text{Nd})_{sp}}{({}^{144}\text{Nd})_{Nat}} \right]}{\left[\frac{({}^{149}\text{Sm})_{sp}}{({}^{147}\text{Sm})_{Nat}} \right]} \times \left[\frac{(C {}^{149}\text{Sm})_{sp}}{(C {}^{150}\text{Nd})_{sp}} \right] \quad (18)$$

Donde C denota la concentración del elemento en el *spike*. Es importante mencionar que con el uso de un doble *spike* (${}^{150}\text{Nd}$, ${}^{149}\text{Sm}$) se eliminan los pesos de la muestra y del *spike* del cálculo.

3.3.2.5.3 Concentraciones de Sm y Nd

Finalmente, las concentraciones elementales del Nd y del Sm son calculadas usando las relaciones $({}^{150}\text{Nd})_{sp}/({}^{144}\text{Nd})_{Nat}$ y $({}^{149}\text{Sm})_{sp}/({}^{147}\text{Sm})_{Nat}$, respectivamente, el peso y la concentración del *spike*, y el peso de la muestra, así como las abundancias y masas atómicas de los diferentes isótopos con las siguientes ecuaciones:

$$\text{ConcNd}_m = \left[\frac{\text{Peso}_{sp} \times \text{Conc}^{150}\text{Nd}_{sp}}{\left[\frac{({}^{150}\text{Nd})_{sp}}{({}^{144}\text{Nd})_{Nat}} \right] \times \text{Peso}_m} \right] \times \left[\left\{ \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{({}^{144}\text{Nd})_{IC+MB+CS}} \right) \times M^{143}\text{Nd} + K_{Nd} \right\} \right] \quad (19)$$

Dónde $K_{Nd} = ({}^{142}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} * M^{142}\text{Nd}) + (M^{144}\text{Nd}) + ({}^{145}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} * M^{145}\text{Nd}) + ({}^{146}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} * M^{146}\text{Nd}) + ({}^{148}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} * M^{148}\text{Nd}) + ({}^{150}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} * M^{150}\text{Nd})$.

$$\text{ConcSm}_m = \left[\frac{\text{Peso}_{sp} \times \text{Conc}^{149}\text{Sm}_{sp}}{\left[\frac{({}^{149}\text{Sm})_{sp}}{({}^{147}\text{Sm})_{Nat}} \right] \times \text{Peso}_m} \right] \times [K_{Sm}] \quad (20)$$

Aquí, $K_{Sm} = ({}^{144}\text{Sm}/{}^{147}\text{Sm} * M^{144}\text{Sm}) + ({}^{147}\text{Sm} * M^{147}\text{Sm}) + ({}^{148}\text{Sm}/{}^{147}\text{Sm} * M^{148}\text{Sm}) + ({}^{149}\text{Sm}/{}^{147}\text{Sm} * M^{149}\text{Sm}) + ({}^{150}\text{Sm}/{}^{147}\text{Sm} * M^{150}\text{Sm}) + ({}^{152}\text{Sm}/{}^{147}\text{Sm} * M^{152}\text{Sm}) + ({}^{154}\text{Sm}/{}^{147}\text{Sm} * M^{154}\text{Sm})$.

3.3.2.6 Estándares y blancos analíticos

La adquisición de los análisis de Sm-Nd de este trabajo se realizó en varias sesiones analíticas llevadas a cabo entre julio de 2019 y Julio de 2021. Los análisis fueron monitoreados usando como materiales referencia primarios el JNdi-1 (0.512115 ± 0.000007 ; Tanaka et al., 2000) y La Jolla (0.511859 ± 0.000007 ; Lugmair y Carlson, 1978). Durante las sesiones analíticas realizadas, el LEMITE reporta una $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ promedio de 0.512097 ± 0.000005 (2 s.e.; n=18; Figura 8) y de 0.511838 ± 0.000004 (2 s.e.; n=10; Figura 8), respectivamente.

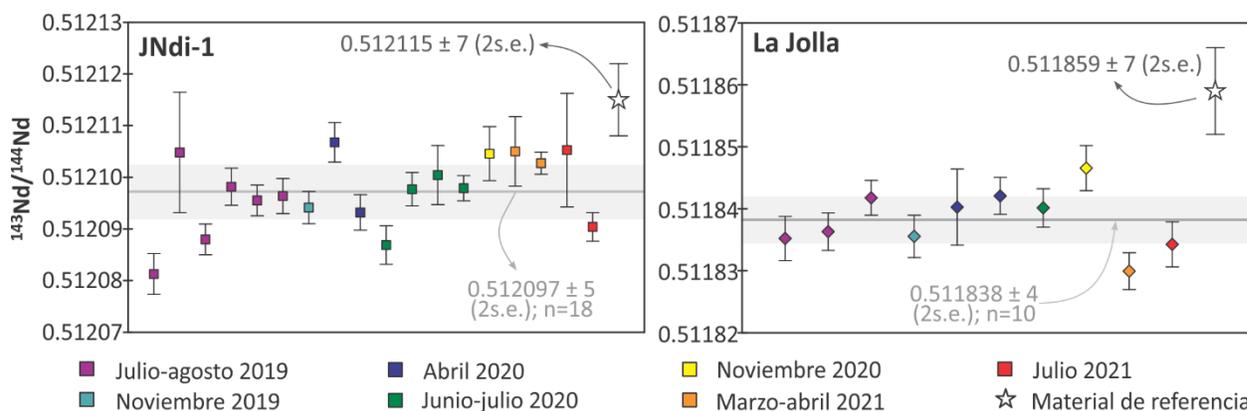


Figura 8. Relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtenidas de los materiales de referencia **a.** JNdi-1 y **b.** La Jolla durante las sesiones analíticas en las cuales se midieron las muestras de este trabajo, en el periodo entre julio de 2019 y Julio de 2021.

Para junio del 2022, la base de datos geoquímicos para Materiales de Referencia y Estándares Isotópicos (GeoREM; <http://georem.mpch-mainz.gwdg.de>; Jochum et al., 2005) registra más de 400 valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (con 2s) para el JNdi-1 obtenidos en TIMS, con relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que varían entre 0.512950 y 0.511115 y valor promedio de $0.512110 (\pm 0.000094; n=404)$. Por otro lado, los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (con 2s) medidos en TIMS reportados en GeoREM para el estándar de Nd La Jolla varían entre 0.512849 y 0.511185, con un valor promedio de $0.511854 (\pm 0.000019; n=797)$. Así los valores reportados por el LEMITE para esos estándares se encuentran dentro de la incertidumbre de los valores reportados por otros laboratorios.

Adicionalmente, como materiales de referencia secundarios se analizaron los estándares de roca del Servicio Geológico de los Estados Unidos G-2, AGV-1, GSP-1, BIR-1, BCR-1, BHVO-1. De los valores $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ registradas por GeoREM, los promedios de los análisis realizados por TIMS para cada uno de estos materiales y su comparación con las relaciones obtenidas en el LEMITE durante las sesiones analíticas realizadas en este trabajo son mostrados en la Tabla 4. En la Tabla 4 se observa que los promedios de las

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medias por el LEMITE para estos estándares se encuentran dentro de las incertidumbres de los valores de reportados por GeoREM. En general los blancos analíticos medidos en el transcurso de este trabajo variaron entre 476 y 88 pg de Nd (n=8).

Tabla 4. Promedio de las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtenidas a través de TIMS y registradas en GeoREM para estándares de roca y su comparación con los valores obtenidos por el LEMITE.

| Estándares de roca | GeoREM | | | | | Este trabajo | | | | | |
|--------------------|-----------------------------------|----------|-----|-----|-----|-----------------------------------|----------|-----------------------------------|-----|-----|---|
| | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2s$ | n | Sm | Nd | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2s$ | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | Sm | Nd | n |
| | | | | ppm | | | | | ppm | | |
| Granito G-2 | 0.512226 | 0.000007 | 7 | 7 | 21 | 0.512217 | 0.000004 | 0.084464 | 7 | 52 | 5 |
| Andesita AGV-1 | 0.512780 | 0.000034 | 8 | 6 | 32 | 0.512774 | 0.000004 | 0.109602 | 6 | 33 | 1 |
| Granodiorita GSP-1 | 0.511291 | 0.000009 | 3 | 25 | 196 | 0.511367 | 0.000004 | 0.078005 | 26 | 204 | 1 |
| Basalto BIR-1 | 0.513086 | 0.000012 | 12 | 1 | 2 | 0.513072 | 0.000004 | 0.277786 | 1 | 3 | 2 |
| Basalto BCR-1 | 0.512617 | 0.000020 | 132 | 7 | 29 | 0.512623 | 0.000003 | 0.138092 | 7 | 29 | 1 |
| Basalto BHVO-1 | 0.512979 | 0.000015 | 11 | 6 | 25 | 0.512971 | 0.000005 | 0.149490 | 6 | 25 | 3 |

3.4 Técnicas analíticas en zircón

El zircón (ZrSiO_4) es uno de los minerales más estudiados de la geología gracias a su presencia en rocas de composiciones diversas, su resistencia a alteraciones fisicoquímicas en procesos de transporte y sedimentación, a su carácter refractario que le permite sobrevivir a complejas evoluciones magmáticas y metamórficas, así como a que almacena una gran cantidad de elementos traza (e.g., U, Th, Hf, REE), capacitándolo para proporcionar información de la edad, génesis y evolución de los cuerpos en los cuales se forma (Hoskin y Schaltegger, 2003; Hawkesworth y Kemp, 2006; Harley y Kelly, 2007; Miller et al., 2007; Roberts y Spencer, 2015). En este trabajo, el zircón fue usado como: (1) herramienta de datación con el sistema U-Pb a través de espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado y ablación láser (*LA-ICP-MS*, por sus siglas en inglés) y de espectrometría de masas de iones secundarios (*SIMS*); (2) trazador petrogenético usando isótopos de Lu-Hf y $\delta^{18}\text{O}$ adquiridos con *LA-ICP-MS* y con *SIMS*, respectivamente. A continuación, se proporcionan las bases para la interpretación de los sistemas U-Pb y Lu-Hf, así como una explicación de las técnicas analíticas usadas para la obtención de los datos.

3.4.1 Sistema isotópico U-Pb

De los cuatro isótopos estables del plomo, ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb y ^{204}Pb , los primeros tres son el producto del decaimiento radiactivo de los isótopos de ^{232}Th , ^{235}U y ^{238}U , respectivamente (Schoene, 2014). Estas transformaciones atómicas se dan a través de cadenas de decaimientos que involucran partículas α

(definido en la sección 3.3.2) y β^- (involucra la transformación de un neutrón a un protón liberando una partícula β^- más un antineutrino; Dickin, 2005), donde la mayoría de los productos intermedios tienen $t_{1/2} < 10$ años y algunos pocos tienen $t_{1/2}$ del orden de los ka (Schoene, 2014).

El ^{238}U y ^{235}U no son fraccionados por procesos naturales, por lo que es común utilizar solo los isótopos de U que decaen al Pb (Harley y Kelly, 2007). Gracias a que las λ de los primeros isótopos de estas cadenas de decaimiento son mucho más lentas en comparación con las λ de los isótopos intermedios finales, y si no existe fraccionamiento entre los productos intermedios con $t_{1/2} \geq \text{ka}$, las transformaciones de ^{238}U y ^{235}U a ^{206}Pb y ^{207}Pb puede verse de manera directa (Harley y Kelly, 2007; Schoene, 2014). Así, las ecuaciones (21) y (22), que describen estos decaimientos, sus $t_{1/2}$ y λ son mostradas a continuación (Steiger y Jäger, 1977; Harley y Kelly, 2007; Schoene, 2014):

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)(e^{\lambda t} - 1) \quad (21)$$

$$\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}, \quad t_{1/2} = 4.5 \text{ Ga}$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)(e^{\lambda t} - 1) \quad (22)$$

$$\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}, \quad t_{1/2} = 704 \text{ Ma}$$

Donde, el ^{204}Pb es no-radiogénico por lo que es usado como isótopo de referencia y para la corrección por plomo común (Gehrels, 2012). Durante la cristalización del zircón el U^{4+} (con radio iónico de 1 Å) sustituye de manera simple al Zr^{4+} (0.84 Å), integrando muy poco o nada de Pb^{2+} (1.29 Å), por lo que después que el sistema se cierra, casi todo el Pb encontrado en la estructura cristalina del zircón es producto del decaimiento del U (Hoskin y Schaltegger, 2003; Schoene, 2014). Al considerar el plomo no-radiogénico como cero, las ecuaciones (21) y (22) se reducen a las ecuaciones (23) y (24):

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}\right) = (e^{\lambda t} - 1) \quad (23)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}\right) = (e^{\lambda t} - 1) \quad (24)$$

Una tercera edad perteneciente al sistema U-Pb es obtenida al dividir la ecuación (24) entre la (23), resultando en la ecuación (25):

$$\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}}\right)^* = \left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}}\right) \frac{(e^{\lambda_{235}t} - 1)}{(e^{\lambda_{238}t} - 1)} \quad (25)$$

Donde * denota el origen radiogénico y la relación ${}^{238}\text{U}/{}^{235}\text{U}$ es constante y conocida (137.88; Steiger y Jäger, 1977).

Las edades del sistema U-Pb son representadas usando el diagrama de concordia o Wetherill (Figura 9). En este diagrama, la línea de concordia es curva debido a que las vidas medias de los decaimientos de ${}^{238}\text{U}$ y ${}^{235}\text{U}$ son diferentes, y es generada al graficar los valores de ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ y ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$ para una misma edad (Schoene, 2014). Si durante la historia del zircón el sistema U-Pb permanece cerrado, las tres edades son las mismas, visualizándose como un punto sobre la concordia producido por la intersección de las proyecciones de ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ (línea horizontal), ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$ (línea vertical) y ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ (línea diagonal que pasa a través del origen; Figura 9a; Gehrels, 2012; Schoene, 2014). En este caso, dicho punto (=análisis) es concordante, y es graficado como una elipse debido a la correlación de las incertidumbres entre ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$, ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$ y ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ (Harley y Kelly, 2007; Gehrels, 2012).

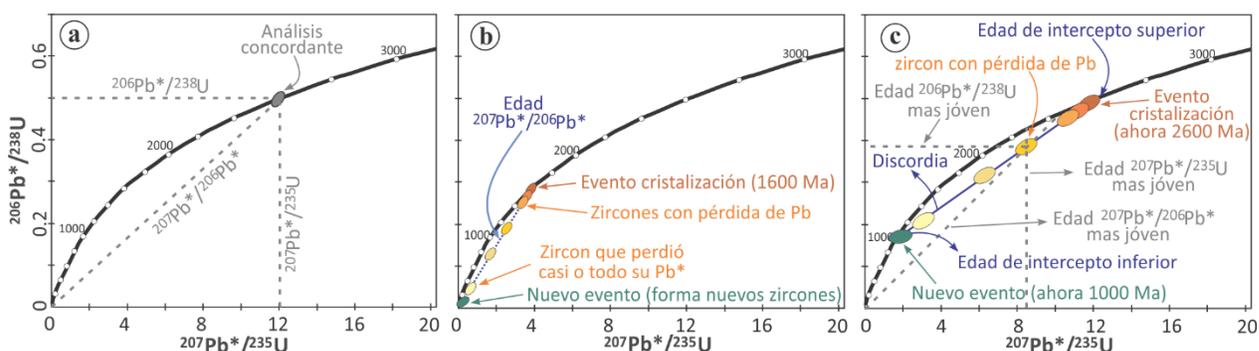


Figura 9. Diagrama de concordia o Wetherill. **a.** Análisis concordante. **b.** Evento de pérdida de plomo reciente. **c.** Evento de pérdida de plomo antigua. Tomado y modificado de Gehrels (2012) y Harley y Kelly (2007).

Sin embargo, el sistema U-Pb no siempre permanece cerrado para el zircón, ya que la ocurrencia de eventos térmicos pueden perturbar o resetear el sistema, e incluso generar el crecimiento de zircón nuevo sobre el preexistente (Gehrels, 2012). Estos eventos pueden causar la pérdida parcial o total del plomo radiogénico (${}^{206}\text{Pb}^*$ y ${}^{207}\text{Pb}^*$) acumulado hasta entonces por el decaimiento de ${}^{238}\text{U}$ y ${}^{235}\text{U}$, por lo que las tres edades dejan de ser iguales (generalmente ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U} < {}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U} < {}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$); así, los análisis se desplazan bajo la concordia en el diagrama Wetherill y al no graficar sobre esta curva son clasificados como discordantes (Figura 9b; Harley y Kelly, 2007; Gehrels, 2012; Schoene, 2014). El grado de esta discordancia puede ser cuantificado a través de la ecuación (26) (Gehrels, 2012):

$$\% \text{ discordancia} = 100 - \left[100 \times \left(\frac{\text{edad } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{\text{edad } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}} \right) \right] \quad (26)$$

Otras causas de discordancia corresponden al fraccionamiento de un producto intermedio (con $t_{1/2}$ muy larga) de la cadena de decaimiento, a pérdida de Pb facilitada por daños en la estructura cristalina del zircón causados por la radiación emitida durante los decaimientos, a la medición simultánea de dominios de crecimiento del zircón con diferentes edades y a la presencia de Pb común (sólo cuando la corrección por éste no se realizó adecuadamente; Gehrels, 2012; Schoene, 2014). Sin embargo, la discordancia causada por mezcla puede ser evitada a través de técnicas *insitu* como LA-ICPMS o SIMS y del estudio de las texturas del zircón en imágenes de catodoluminiscencia (CL; que es respuesta lumínica del zircón al ser bombardeado por un haz de electrones), las cuales son el reflejo de las variaciones en su contenido en elementos traza y de su historia geológica (Rubatto y Gebauer, 2000; Harley y Kelly, 2007).

Aunque el significado geológico de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ se pierde en análisis discordantes individuales, este es conservado cuando se tratan conjuntos de análisis de dos maneras. Primero, análisis discordantes (normales) de zircones cogenéticos van a distribuirse a lo largo de una recta denominada discordia, siendo esta la proyección de la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ existente al momento del evento térmico, por lo que esta edad siempre es la más antigua (Figuras 9b-c; Gehrels, 2012; Schoene, 2014). La posición que ocupa cada análisis a lo largo de la discordia es el reflejo de la cantidad de Pb* perdido en cada cristal (Harley y Kelly, 2007; Gehrels, 2012; Schoene, 2014). La utilidad de la discordia radica en que ésta corta en dos partes la curva de concordia, donde el intercepto inferior indica la edad a la cual el sistema fue perturbado, mientras que el superior señala la edad de cristalización mínima de los zircones (Figura 9b). Una vez el evento térmico termina y el sistema U-Pb se cierra, la acumulación del Pb* por decaimiento evolucionará preservando la evidencia de la perturbación de este sistema (Figura 9c; Harley y Kelly, 2007; Gehrels, 2012; Schoene, 2014).

Adicionalmente, los promedios ponderados de las edades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ o $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ calculadas a partir de un conjunto de análisis pueden datar un mismo evento a pesar de su dispersión (Schoene, 2014). En general, aún sin la existencia de discordancia, la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ es más precisa para análisis más jóvenes de 1.4 – 1.5 Ga; mientras que la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ lo es para análisis mayores a dicha edad (Gehrels et al., 2008; Gehrels, 2012; Spencer et al., 2016). Sin embargo, ya que zircones más antiguos que el Precámbrico tiene una mayor tendencia a la pérdida de Pb debido a la metamictización, es más adecuado usar como límite una edad entre 0.8-1.0 Ga (Gehrels, 2012), ya que la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ será más exacta (aunque no más precisa). Para este trabajo, se escogió una edad de corte de 0.9 Ga para el uso de estas dos edades en cálculos de promedio ponderado y en descripciones de análisis individuales.

3.4.1.1 Métodos de medición

3.4.1.1.1 Espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado y ablación láser (LA-ICPMS)

La principal técnica analítica para la obtención de edades U-Pb en zircón usada para casi todas las muestras de este estudio (n=15) corresponde a LA-ICPMS. Para ello, los zircones fueron montados en una resina epóxica, pulidos hasta aproximadamente la mitad de su grosor y recubiertos con carbón para la obtención de imágenes de catodoluminiscencia usando un detector de CL integrado a un microscopio electrónico JEOL JSM-35c, con la finalidad de revelar las texturas internas de este mineral.

Los datos de U-Pb en zircón a través de LA-ICPMS fueron obtenidos en Stellenbosch University, South África, siguiendo los procedimientos analíticos descritos detalladamente por Frei y Gerdes (2009) y Gerdes y Zeh (2006, 2009). La ablación fue realizada usando un sistema láser *Resolution Excimer laser* con una longitud de onda de 193 nm, una tasa de repetición de 10 Hz, una fluencia de 3.5 J/cm² y un diámetro del *spot* de 30 µm. Los aerosoles de la muestra son extraídos de la celda de ablación usando He como gas transportador, siendo luego mezclado con Ar para su ionización en el plasma inductivamente acoplado a un espectrómetro de masas Element2 de ThermoFisher®. La rutina (40 s de duración) de cada análisis consistió en la medición del gas como blanco durante ~15 s, seguido por ~12 s de ablación y ~18 s para la disminución de la señal y su limpieza hasta los valores el ruido de fondo. Las masas medidas son ²³⁸U, ²³²Th, ²⁰⁸Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁴(Pb+Hg), y ²⁰²Hg, donde el último es usado para monitorear la interferencia del ²⁰⁴Hg en el ²⁰⁴Pb (usando la relación $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg} = 4.36$).

La corrección de los datos crudos para la señal de fondo, el fraccionamiento elemental tanto inducido por el láser como el instrumental, el fraccionamiento U/Pb, y la corrección por Pb común fue llevada a cabo *offline* con macros ejecutables en hojas de Excel® (Gerdes y Zeh, 2006); los detalles del procedimiento son descritos en Frei y Gerdes (2009). A pesar que el zircón integra muy poco Pb en su estructura, correcciones por Pb común deben realizarse ya que alguna cantidad de este producirá edades erróneamente más antiguas (Harley y Kelly, 2007). Para la corrección por Pb radiogénico se usó el ²⁰⁴Pb corregido por interferencia y ruido de fondo y la composición inicial de Pb del modelo de Stacey y Kramers (1975). El zircón de referencia GJ-1 fue utilizado como el estándar primario (edad ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 608.5 ± 0.4 Ma obtenida por ID-TIMS; Jackson et al., 2004); mientras que como estándares secundarios se usaron el Plešovice (edad 337.1 ± 0.4 Ma, ID-TIMS; Sláma et al., 2008), TEMORA 1 (edad 416.75 ± 0.24; Black et al.,

2003); M127 (edad 524.4 ± 0.2 Ma, ID-TIMS; Nasdala et al., 2016), 91500 (edad 1062.4 ± 0.8 Ma; ID-TIMS; (Wiedenbeck et al., 1995), los cuales arrojaron edades de concordia de 337.8 ± 1.1 Ma (2s, n=39, MSWD=0.55), 416.3 ± 3.7 Ma (2s, n=7, MSWD=0.31), 530.6 ± 7.3 Ma (2s, n=4, MSWD=0.28), y 1065.7 ± 1.6 Ma (2s, n=53, MSWD=0.81), respectivamente. Los diagramas de concordia y el cálculo de edades se realizaron en línea usando el *software* IsoplotR (Vermeesch, 2018). Los resultados de los análisis de U-Pb por LA-ICPMS de todas las muestras son presentados en el Anexo D. Todas las incertidumbres reportadas, tanto para análisis individuales, como para las edades calculadas, son dadas en 2s.

3.4.1.1.2 Espectrometría de masas de iones Secundarios (SIMS)

Las imágenes de CL de algunas muestras revelaron zircones con sobrecrecimientos muy delgados ($< 8-10$ μm) que no podían ser medidos a través de ICPMS debido al diámetro del láser. Para conocer la edad de estos bordes se realizaron mediciones de U-Pb en las caras de zircones de dos muestras a través de SIMS, ya que esta técnica es ideal para muestreo in-situ de volúmenes muy pequeños (Gehrels, 2012; Schmitt y Vazquez, 2017). Estos zircones fueron colocados y fijados en un *mount* del metal maleable indio, de manera que las caras cristalinas de los zircones quedasen paralelas a su superficie, y fueron presionados contra esta hasta su nivelación (Schmitt y Vazquez, 2017). Adicionalmente, los zircones del metagranito CH19-07b fueron montados en resina y pulidos hasta la mitad de su espesor y analizados también con este instrumento.

Las mediciones de U-Pb fueron realizadas en el laboratorio Heidelberg Ion Probe (HIP), en la Universität Heidelberg (Alemania), que se encuentra equipado con una SIMS tipo CAMECA IMS 1280-HR, siguiendo los protocolos de Schmitt et al. (2003). El muestreo para los análisis de U-Pb es realizado a través de un haz primario de iones de $^{16}\text{O}^-$, con intensidades entre ~ 20 y ~ 40 nA generado por un duoplasmatron (Schmitt et al., 2003, 2017). Este haz incide sobre la superficie del zircón produciendo la pulverización catódica (*sputtering*) de un cráter con $\sim 20-30$ μm de diámetro y una profundidad de ~ 500 nm mientras un flujo de oxígeno es introducido a la cámara de muestras, a presiones de $\sim 4 \cdot 10^{-3}$ Pa, para mejorar la ionización del Pb^+ (Schmitt et al., 2017; Schmitt y Vazquez, 2017). Los iones secundarios liberados durante el *sputtering* fueron extraídos de la cámara de muestras a través de un campo electrostático y llevados al espectrómetro de masas (Schmitt y Vazquez, 2017). El espectrómetro consiste en un sistema geométrico de doble enfoque con un analizador pre-electrostático que antecede al imán, para una longitud total del recorrido de los iones secundarios cercana a 5 m y fue configurado a una resolución de masa de $m/\Delta m \approx$

5000 para resolver las interferencias de $^{178}\text{Hf}^{28}\text{Si}^+$ y $^{174}\text{Hf}^{16}\text{O}_2^+$ en $^{206}\text{Pb}^+$ (Schmitt et al., 2003; Schmitt y Vazquez, 2017).

La corrección y reducción de datos, que incluye corrección por Pb común usando ^{204}Pb , fue realizada a través del programa ZIPS v. 3.1.1., de uso interno del HIP. Una calibración respecto al zircón estándar de referencia AS-3 fue usada para el cálculo de las sensibilidades relativas del U y del Pb (Schmitt et al., 2003). Las concentraciones de Th y U de los zircones desconocidos fueron calculados a través de un factor relativo de sensibilidad (resultado de la comparación de $^{232}\text{Th}^{16}\text{O}^+ / ^{94}\text{Zr}_2\text{O}^+$ y $^{238}\text{U}^{16}\text{O}^+ / ^{94}\text{Zr}_2\text{O}^+$), estimado a partir del zircón estándar 91500 (Schmitt et al., 2003). Las edades de concordia obtenidas para el zircón de referencia AS-3 en dos sesiones diferentes arrojan valores de 1098.4 ± 2.8 Ma (n=16; MSWD=1.3) y de 1096.2 ± 3.0 Ma (n=22; MSWD=0.71), y están dentro del error de la edad 1098.9 ± 0.7 Ma reportada para este estándar (Paces y Miller, 1993). Los resultados de los análisis de U-Pb de las tres muestras analizadas por SIMS son presentados en el Anexo E.

3.4.2 Sistema isotópico Lu-Hf

El Lu (Z=71), la REE más pesada, tiene dos isótopos de masas 175 y 176, donde la última decae principalmente al ^{176}Hf a través de un decaimiento β^- , con $t_{1/2} = 37.12$ Ga y $\lambda = 1.865 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Scherer et al., 2001; Vervoort, 2014). Este decaimiento ha causado la variación en la composición isotópica del Hf (Z=72), un elemento de alto potencial iónico (HFSE) con seis isótopos naturales (masas 174, 176 a 180). Por convención, el isótopo de referencia para este sistema es ^{177}Hf . La ecuación (27) describe este decaimiento (Kinny y Maas, 2003; Vervoort, 2014):

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right) = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i + \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)(e^{\lambda t} - 1) \quad (27)$$

3.4.2.1 Hf como trazador petrogenético

Debido a que el Hf, el elemento hijo, es más incompatible que el Lu, el fraccionamiento entre estos dos elementos durante procesos cristal-fundido resulta en Lu/Hf altas en el residuo mantélico y bajas en fundidos silicatados, y por ende en la corteza (donde la mayoría de rocas y minerales tienen Lu/Hf <0.28; Faure, 1977; Hawkesworth y Kemp, 2006; Vervoort, 2014; Roberts y Spencer, 2015). Así, al igual que para

el sistema Sm-Nd, se asume que la composición isotópica de Hf en los inicios de la Tierra era homogénea y puede describirse a través de las relaciones $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ y Lu/Hf en meteoritos condriticos (Kinny y Maas, 2003; Vervoort, 2014). Por ende, las firmas $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ actuales de la corteza y del DM, son el resultado de su diferenciación a partir del CHUR y de la relación Lu/Hf adquirida (Figura 10a; Kinny y Maas, 2003; Hawkesworth y Kemp, 2006; Vervoort, 2014; Roberts y Spencer, 2015).

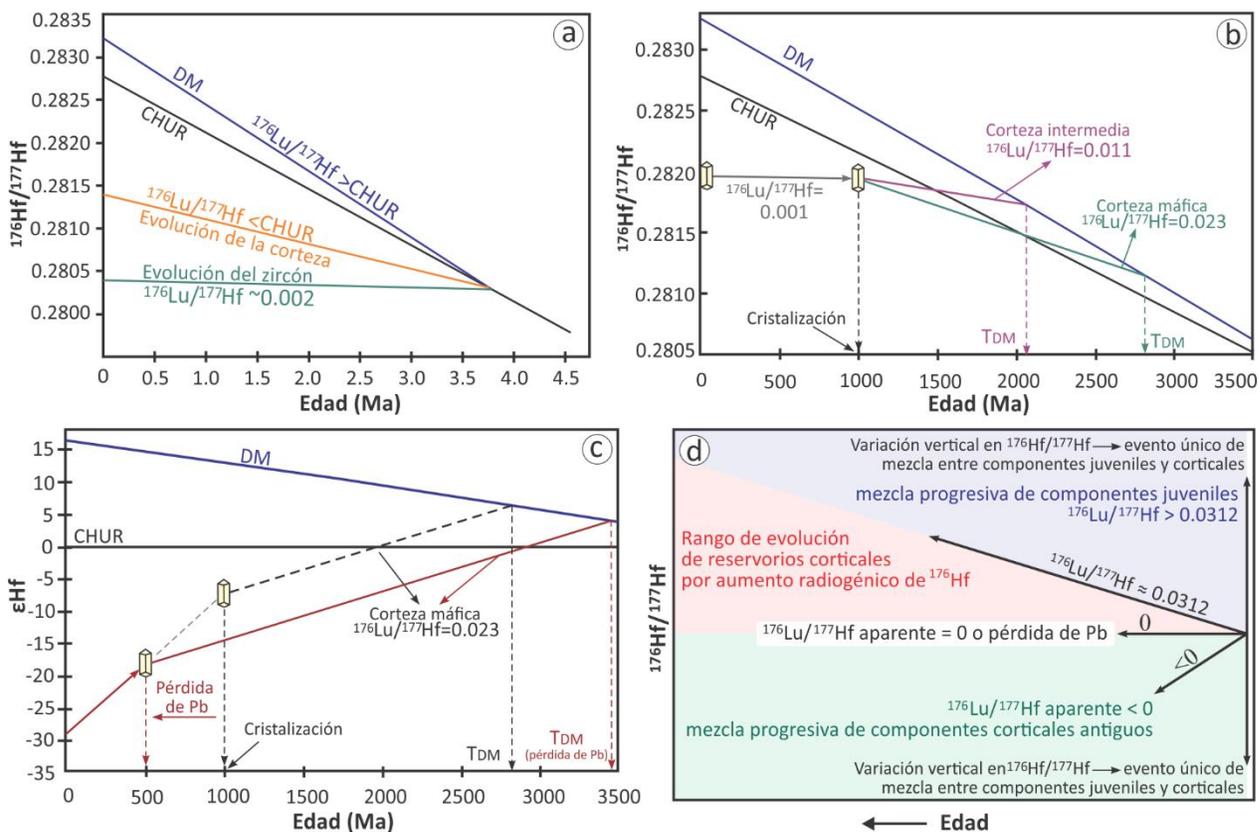


Figura 10. a. Diagrama de evolución del $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en el CHUR, DM, la corteza y en el zircón. Tomada de Vervoort (2014). **b.** Diagrama de evolución del $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ mostrando la composición de un zircón que cristalizó a 1.0 Ga, y las edades modelo calculadas en dos etapas usando las relaciones $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de la corteza intermedia y máfica. **c.** Diagrama ϵHf vs la edad mostrando el efecto del uso de una edad errónea en el cálculo de este parámetro. **b.** y **c.** tomadas de Vervoort y Kemp (2016). **d.** Interpretación de las relaciones $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en zircón de conjuntos de muestras; tomada de Ibanez-Mejia et al. (2015). Para más detalles leer el texto.

El Hf y el Zr tienen un comportamiento químico muy similar ya que hacen parte del grupo IVB en la tabla periódica, tiene valencia de +4 y radios iónicos de 0.81 Å y 0.84 Å (Faure, 1977; Hawkesworth y Kemp, 2006). Así, el Hf^{4+} sustituye al Zr^{4+} en la estructura cristalina del zircón, haciéndolo estable y resistente a la difusión y alcanzado altas concentraciones (>15000 ppm; Harley y Kelly, 2007; Roberts y Spencer, 2015). El Lu tiene valencia y radio iónico de +3 y 0.93 Å (Faure, 1977) y se comporta más incompatiblemente que el Hf durante la cristalización del zircón, resultando en relaciones $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ muy bajas (~ 0.001 ; Kinny y

Maas, 2003; Fisher et al., 2014a; Vervoort y Kemp, 2016). Por tanto, el Hf producido por el decaimiento de ^{176}Lu es casi insignificante y la relación $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en el zircón permanece prácticamente invariable a través del tiempo (Figuras 10a-b; Amelin et al., 2000; Kinny y Maas, 2003; Hawkesworth y Kemp, 2006).

La vinculación de una edad U-Pb a una firma de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en zircón cogenético es una medida casi directa de la composición isotópica de Hf del magma, y por tanto su fuente, al momento de la cristalización (Amelin et al., 2000; Hawkesworth y Kemp, 2006). Sin embargo, esta interpretación no siempre es directa y simple en zircons antiguos o con historias de crecimiento complejas, ya que la asignación incorrecta de una edad a una composición específica de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ puede derivar en interpretaciones incorrectas a cerca de la evolución del fragmento de corteza estudiado (Amelin et al., 2000; Fisher et al., 2014a; Ibanez-Mejia et al., 2015; Vervoort y Kemp, 2016). La vinculación errónea de edad y firma de Hf puede ocurrir:

1. debido a la susceptibilidad del sistema U-Pb a abrirse por metamictización o eventos térmicos que alteren el contenido del Pb* en el zircón o el dominio analizado (ver sección 3.4.1; Figuras 9b-c; Amelin et al., 2000; Ibanez-Mejia et al., 2015; Vervoort y Kemp, 2016).
2. cuando no se miden simultáneamente el U-Pb y el Lu-Hf, pudiendo ocurrir dos escenarios. Primero, la medición de mezcla de zonas de crecimiento con origen y edad diferentes pueden pasar desapercibidas, ya que el volumen del zircón ablacionado es menor para los análisis de U-Pb que para los de Lu-Hf (Fisher et al., 2014a, 2014b; Ibanez-Mejia et al., 2015; Vervoort y Kemp, 2016). Segundo, el error humano de relacionar una edad a una composición de Hf obtenida para un dominio o zircón diferente (Fisher et al., 2014a; Ibanez-Mejia et al., 2015).

La vinculación edad – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ errónea impacta tanto a los valores ϵ_{Hf} (debido a la dependencia del CHUR al tiempo elegido para el recálculo de este parámetro; Figura 10c), como a la edad modelo de Hf (que varía en función de la edad en la $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial y de la Lu/Hf escogida; Figuras 10b-c; Weber et al., 2012; Fisher et al., 2014a; Ibanez-Mejia et al., 2015; Roberts y Spencer, 2015; Vervoort y Kemp, 2016). Debido a esto y a que la relación de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en el zircón es casi independiente del tiempo, los datos de Hf en este mineral son evaluados e interpretados más confiablemente en diagramas de evolución de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ versus el tiempo (Amelin et al., 2000; Ibanez-Mejia et al., 2015; Vervoort y Kemp, 2016).

Las variaciones de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ entre zircons cogenéticos son muy pequeñas, generalmente en el último dígito, por lo que la interpretación es directa (Amelin et al., 2000). Sin embargo, desviaciones del promedio de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ hacia valores más o menos radiogénicos (en la vertical en diagramas de evolución) resultan

de la mezcla de componentes de Hf de diferentes zonas de crecimiento del zircón (sobrecrecimientos o núcleos heredados, respectivamente) durante la ablación, siempre y cuando estos hayan sido corregidos apropiadamente por la interferencia de ^{176}Yb y ^{176}Lu (Fisher et al., 2014a; 2014b). A pesar que las imágenes de CL son útiles en la identificación de mezclas, estas pueden resultar del volumen del zircón ablacionado a profundidad, dificultando su identificación (Fisher et al., 2014a; 2014b).

Por otro lado, al evaluar datos de Hf de manera regional, conjuntos de muestras que definen variaciones verticales en el diagrama de evolución son el resultado a un evento que involucró la mezcla entre dos reservorios con firmas $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ contrastantes (Figura 10d; Ibanez-Mejia et al., 2015).

La pérdida de Pb en análisis de zircons cogenéticos es identificada cuando exhiben variaciones muy pequeñas en la composición de Hf pero se disponen de manera horizontal hacia edades cada vez más jóvenes en diagramas de evolución (Weber et al., 2012; Ibanez-Mejia et al., 2015; Vervoort y Kemp, 2016). En este caso y para interpretaciones regionales, lo conveniente es interpretar los datos de Hf recalculados a la mejor estimación de la edad de cristalización de la roca (Figura 10; Amelin et al., 2000; Vervoort y Kemp, 2016).

Asumiendo que el sistema isotópico permaneció cerrado, la comparación de las firmas de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en dominios del zircón formados en diferentes etapas de crecimiento (e.g., cristalización y migmatización) de una misma roca reflejan el incremento en la abundancia de ^{176}Hf debido al decaimiento de ^{176}Lu (Amelin et al., 2000; Weber et al., 2012; Ibanez-Mejia et al., 2015). En estudios regionales, la tendencia incremental en $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ respecto al tiempo, definido por análisis en rocas de diferentes edades, sugiere procesos de retrabajamiento cortical o de mezcla de un segmento de corteza con material juvenil mantélico, dependiendo de la pendiente de dicha tendencia (Figura 10d; Ibanez-Mejia et al., 2015).

Debido a que las mediciones de Lu-Hf y U-Pb en zircón fueron obtenidos por separado en este trabajo, los datos de Hf fueron primero evaluados por muestra y grupos litológicos usando las edades aparentes para identificar pérdida de Pb* y/o mezcla. Luego, los análisis de todas las muestras fueron evaluados en conjunto usando la edad de eventos de cristalización, con el fin de obtener interpretaciones geológicas regionales confiables.

3.4.2.1.1 Edad modelo de manto empobrecido de Hf ($T_{DM(Hf)}$)

La edad modelo de manto empobrecido obtenida a partir de análisis de Hf en zircón ($T_{DM(Hf)}$) es una medida del tiempo que el Hf encontrado en la roca (a partir de la cual el zircón cristalizó) ha residido en la corteza (Hawkesworth y Kemp, 2006; Vervoort, 2014). Las edades $T_{DM(Hf)}$ en zircón deben ser calculadas en dos etapas debido a que la relación Lu/Hf es mucho más baja en el zircón que en la fuente de la cual se formó (Vervoort, 2014; Vervoort y Kemp, 2016). Primero, se determina la $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial con la $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ del zircón y luego, esta es extrapolada en el tiempo hasta el momento de extracción del manto empobrecido usando la relación $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de un reservorio o magma parental asumido (e.g., corteza promedio, félsica o máfica; Figura 10b; Vervoort, 2014; Roberts y Spencer, 2015).

Así, la edad modelo T_{DM} de Hf en zircón depende de la edad U-Pb y de la $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de los reservorios usados, elecciones que pueden resultar en variaciones de cientos de Ma para una misma firma (Figuras 10b-c; Vervoort, 2014; Roberts y Spencer, 2015; Vervoort y Kemp, 2016). Por tanto, este parámetro fue solo calculado usando la mejor estimación de la edad de cristalización de las rocas y las composiciones promedio de zircones cogenéticos a través de las ecuaciones (28) y (29) (Weber et al., 2012):

$$T_{DM(Hf)} = (1/\lambda_{176}) \ln(1 + m) \quad (28)$$

Donde,

$$m = \frac{\left\{ \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{DM} - \left[\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{i,zircón} + (e^{t\lambda_{176}} - 1) \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{Corteza} \right] \right\}}{\left\{ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{DM} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{Corteza} \right\}} \quad (29)$$

3.4.2.1.2 Parámetro épsilon Hf (ϵHf) en zircón

El parámetro ϵHf , es la diferencia entre la composición Hf en el zircón (y por tanto de la roca en la que cristalizó) y la composición del reservorio condrítico expresada en partes por 10000, calculándose a partir de la ecuación (30) (Kinny y Maas, 2003):

$$\epsilon\text{Hf}_{(t)} = \left[\frac{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{Zr}^{(t)}}{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{CHUR}^{(t)}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (30)$$

La interpretación de este parámetro es la misma que para el ϵNd en roca total (Kinny y Maas, 2003). Como el ϵHf en zircón depende altamente de la edad a la cual fue recalculado (Weber et al., 2012; Ibanez-Mejia et al., 2015), este parámetro fue calculado solo para los valores promedios de las composiciones de Hf observadas en las muestras usando la edad de cristalización de la roca.

Las relaciones $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ y $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de los modelos de reservorios usados en este trabajo para el cálculo de las edades modelo y valores de ϵHf , así como para su comparación en diagramas de evolución son mostradas en la Tabla 5.

Tabla 5. Composición isotópica actual de los modelos de referencia usados en este trabajo para el cálculo de la edad modelo de Hf y los valores de ϵHf .

| Relación | Reservorio | | |
|-----------------------------------|-----------------------|--|----------------------|
| | CHUR | DM | Corteza promedio |
| $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | 0.282785 | 0.283224 | |
| $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | 0.0336 | 0.03836* | 0.015 |
| Referencia | Bouvier et al. (2008) | Vervoort et al. (2000) y *Weber et al. (2018) | Condie et al. (2005) |

3.4.2.2 Métodos de medición

Para este trabajo, se realizó el análisis de Lu-Hf *in-situ* en los zircones de seis muestras, previamente analizadas por U-Pb. Estas mediciones fueron realizadas a en el laboratorio Arizona Laserchron Center (ALC), en *University of Arizona*, usando un láser excímadador Photon Machines Analyte-G2 conectado a un espectrómetro de masas multicolector con plasma inductivamente acoplado (MC-ICPMS) Nu HR, siguiendo los protocolos establecidos en la página del laboratorio (www.laserchron.org).

El láser fue configurado con 40 μm de diámetro del haz, una tasa de ablación de $\sim 0.8 \mu\text{m/s}$, fluencia de 5 J/cm^2 y frecuencia de repetición de pulso de 7 Hz. En la mayoría de los casos, la ablación fue realizada sobre el cráter dejado por los análisis de U-Pb; de lo contrario, fue analizado otro sector dentro del mismo dominio de crecimiento, cuidando evitar mezcla de dominios o inclusiones (comparando con las imágenes de CL). La adquisición fue realizada en una rutina compuesta por la medición del ruido de fondo durante 40 s, seguido por la activación del láser y la medición de los aerosoles producidos en 60 ciclos de un segundo de integración. Diez de las 12 copas Faraday del espectrómetro fueron configuradas para la adquisición de las masas 171-173 (Yb), 174 (Hf), 175 (Lu), 176 (Hf, Lu, Yb), y 177-180 (Hf).

Los análisis Lu-Hf de zircones estándares y desconocidos fueron reducidos en conjunto siguiendo los procedimientos descritos en la página del laboratorio y por Ibanez-Mejia et al. (2014) a través del programa AgeCalcML (Sundell et al., 2021), en el modo NuHfCalcML, que es ejecutable en MATLAB y es de uso interno del laboratorio. El MB fue corregido usando la ley exponencial, determinando los factores de fraccionamiento (β) del Hf e Yb a partir de las relaciones $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$ tanto naturales (0.73250, Patchett y Tatsumoto (1980) y 1.129197, Vervoort et al. (2004), respectivamente) como adquiridas, y asumiendo que el β_{Lu} es el mismo que β_{Yb} . En el caso de señales muy bajas de Yb, el factor de discriminación de masas usado correspondió a un β_{Hf} modificado ($\chi\beta_{\text{Hf}}$) que resulta de la comparación de los β_{Hf} y β_{Yb} obtenidos durante la sesión analítica. Las interferencias isobáricas del ^{176}Yb y ^{176}Lu en ^{176}Hf fueron corregidas usando las $^{176}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$ y $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ medidas y naturales [0.901691 (Vervoort et al., 2004; Amelin y Davis, 2005) y 0.02653 (Patchett, 1983), respectivamente). La calidad de los datos fue monitoreada con la medición de siete estándares de zircones, correspondientes a Plešovice, Sri Lanka Mud Tank, 91500, Temora, FC1 y R33, cuyos valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ promedio se encuentran dentro de los errores de aquellos reportados en la literatura (obtenidos a través de LA-ICP-MS y con incertidumbres en 2s; Tabla 6). Los resultados de las mediciones de Lu-Hf en zircón de las muestras analizadas son reportados en el Anexo F.

Tabla 6. Valores $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ promedio obtenidos para los zircones de referencia en la literatura y los obtenidos este trabajo.

| Zircón de referencia | Literatura | | | Este trabajo | |
|----------------------|-----------------------------------|----------|-------------------------|-----------------------------------|----------|
| | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $\pm 2s$ | Referencia | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $\pm 2s$ |
| Mud Tank | 0.282504 | 0.000044 | Woodhead y Hergt., 2005 | 0.282519 | 0.000077 |
| 91500 | 0.282296 | 0.000028 | | 0.282271 | 0.000098 |
| Temora | 0.282680 | 0.000022 | | 0.282689 | 0.000085 |
| FC1 | 0.282172 | 0.000042 | | 0.282173 | 0.000075 |
| R33 | 0.282698 | 0.000089 | | Zirakparvar et al., 2014 | 0.282724 |
| Plešovice | 0.282481 | 0.000014 | Sláma et al., 2008 | 0.282481 | 0.000082 |
| Sri Lanka | 0.281674 | 0.000018 | Santos et al., 2017 | 0.281703 | 0.000070 |

3.4.3 Isótopos de oxígeno en zircón

3.4.3.1 Sistema Isotópico

Los tres isótopos del oxígeno (^{16}O , ^{17}O y ^{18}O) son estables, por lo que su composición isotópica es independiente del tiempo (White, 2013; Roberts y Spencer, 2015). Debido a que el O es un elemento ligero, las diferencias relativas entre sus masas favorecen el fraccionamiento isotópico durante procesos

físicos y químicos (Hoefs, 2009), lo que contrasta con los sistemas isotópicos tratados hasta el momento (Faure, 1977; Best, 2003; White, 2013). Las variaciones en la composición isotópica del oxígeno, descrita por la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, son reportadas en desviaciones en partes por mil del estándar VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) a través de la ecuación (31) (Hoefs, 2009; Payne et al., 2016):

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{[^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_{\text{muestra/zircón}}}{[^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_{\text{VSMOW}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (31)$$

3.4.3.1.1 Trazador petrogenético

El mayor fraccionamiento de los isótopos de oxígeno ocurre en la superficie terrestre, donde la evaporación enriquece la atmósfera en ^{16}O respecto al ^{18}O , por lo que el agua meteórica tiene $\delta^{18}\text{O}$ entre +6 y -55 ‰ (Best, 2003; Valley et al., 2005). Aunque en general los sedimentos pueden ser isotópicamente heterogéneos debido a que su firma es controlada por el $\delta^{18}\text{O}$ de sus detritos (y por tanto, del $\delta^{18}\text{O}$ de sus fuentes; Faure, 1977), el ^{18}O en el agua meteórica es fraccionado fuertemente respecto al ^{16}O a bajas temperaturas durante la meteorización química, por lo que las rocas sedimentarias adquieren valores $\delta^{18}\text{O}$ altos a muy altos (>+10 ‰; Figura 11; Valley, 2003; Valley et al., 2005; Roberts y Spencer, 2015; Payne et al., 2016).

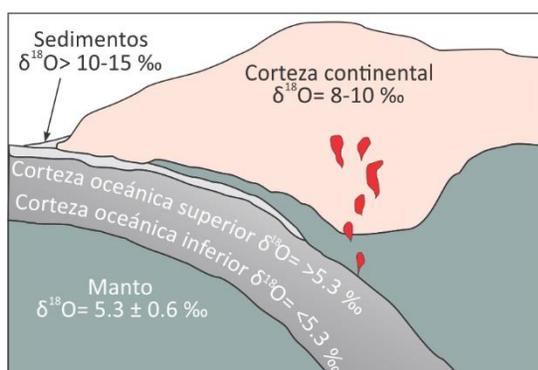


Figura 11. Composiciones isotópicas de oxígeno promedio de la corteza continental y oceánica, del manto y de sedimentos. Tomada de Valley (2003) y Roberts y Spencer (2015).

Por otra parte, la interacción de agua meteórica en ambientes hidrotermales producirá que las rocas adquieran valores de $\delta^{18}\text{O}$ negativos (Best, 2003; Valley, 2003). En procesos de cristalización, el ^{18}O es fraccionado preferencialmente por los minerales más silicatados, generando que el $\delta^{18}\text{O}$ del magma aumente a medida que la cantidad de minerales félsicos aumenta (Faure, 1977; Best, 2003; Valley, 2003).

Sin embargo, la cristalización fraccionada produce solo diferencias menores en las composiciones del oxígeno entre un magma máfico y su fundido félsico residual (1-2 ‰; Eiler, 2001; Best, 2003; Valley, 2003; Payne et al., 2016). En los procesos de fusión parcial el fraccionamiento isotópico del oxígeno es muy pequeño, por lo que los fundidos adquieren las composiciones de la fuente a partir de la cual se derivan, ya sea el manto ($\delta^{18}\text{O} = \sim 5.3 \pm 0.6 \text{ ‰}$), rocas sedimentarias, o rocas que fueron alteradas hidrotermalmente de manera previa (Figura 11; Valley, 2003; White, 2013).

Durante la cristalización, el $\delta^{18}\text{O}$ del zircón cambia casi a la misma tasa que el del fundido, por lo que registra la firma de la fuente magmática y las variaciones en esta composición causadas por contaminación o mezcla (Valley, 2003; Valley et al., 2005; Roberts y Spencer, 2015). El $\delta^{18}\text{O}$ del zircón no es perturbado por metamorfismo de alto grado, procesos hidrotermales o de diagénesis, pero sí por metamictización (Valley, 2003; Valley et al., 2005).

La vinculación de la composición isotópica del oxígeno en el zircón con la edad U-Pb medida, no solo proporciona información de la fuente, sino también de los procesos magmáticos (Valley, 2003) y de alteración de la roca fuente en presencia de fluidos (e.g., Weber et al., 2020) ocurridos durante su evolución.

3.4.3.1.2 Métodos de medición

Los análisis de la composición isotópica de oxígeno en las superficies de zircones de dos muestras fueron realizados por medio de espectrometría de masas de iones secundarios (SIMS) con el fin de dilucidar la naturaleza del metamorfismo y el mecanismo de formación de estos (e.i., recristalización o cristalización a partir de rocas alteradas hidrotermalmente). Las mediciones fueron realizadas en las caras de los zircones fijados en un *mount* de indio y llevadas a cabo en Heidelberg Ion Probe Laboratory (HIP), en la Universität Heidelberg (Alemania), usando un SIMS CAMECA IMS 1280-HR, previo a la obtención de los análisis de U-Pb siguiendo los protocolos descritos en Schmitt et al. (2017, 2019).

El muestreo fue realizado a través del *sputtering* de las superficies de los cristales con un haz de iones primario de 2 nA de Cs⁺, generado por una pistola de electrones (*electron gun*) incidiendo de manera normal, enfocado a un diámetro del punto de análisis de $\sim 5 \mu\text{m}$ y rasterizado a $10 \times 10 \mu\text{m}$ para aminorar el fraccionamiento isotópico causado por la profundidad de perforación. La medición del ruido de fondo en las copas Faraday se llevó a cabo mientras se realizaba un *pre-sputtering* de 20 s. Los iones secundarios

de oxígeno se extrajeron de la cámara de muestreo y llevaron al espectrómetro de masas través de un campo electrostático. Las masas del oxígeno 16, 17 y 18 fueron medidas en detectores Faraday con una resolución de $m/\Delta m = 2500$, en donde la masa axial 17 ($^{16}\text{OH}+^{17}\text{O}$), no fue usada. Las correcciones por discriminación instrumental de masas se realizaron a través de la medición intercalada de estándares de zircón. Los resultados de las mediciones de O en zircón de las dos muestras analizadas son reportados en el Anexo E.

Capítulo 4. Fragmentos de basamento del Mesoproterozoico temprano en el Complejo Macizo de Chiapas (sur de México) y sus implicaciones en el papel de Oaxaquia durante la configuración de Rodinia

4.1 Introducción

El entendimiento de la historia de los terrenos Meso- y Neoproterozoicos que alguna vez formaron el borde noroccidental de Amazonia es clave para la comprensión de la evolución de Amazonia y su interacción con otras masas cratónicas durante el Proterozoico (e.g., Weber et al., 2010; Weber y Schulze, 2014; Ibanez-Mejia y Cordani, 2020). Sin embargo, se conoce poco acerca de estos terrenos debido a la compleja evolución tectónica y magmática que tuvieron después de la ruptura de Rodinia y el ensamblaje de Gondwana (ver sección 2.1), en cuya esquina noroccidental quedaron localizados (Nance et al., 2008; Domeier, 2016; Merdith et al., 2017; Weber et al., 2019, 2020). Así, los terrenos peri-Gondwánicos, ahora localizados en México, Centro América y en los Andes Colombianos, registran transferencia de bloques y un abundante retrabajamiento de la corteza precámbrica durante el Fanerozoico. Un ejemplo de ello corresponde al Bloque Maya (BM; Figura 2) que, después del rompimiento de Gondwana y durante la apertura del Golfo de México, rotó de forma antihoraria desde la parte oriental de México y sur de EE.UU hasta su posición actual en el Jurásico Medio (Molina-Garza et al., 1992; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Pindell et al., 2021). Los afloramientos de basamento del Precámbrico en el sur del BM registran diferentes episodios de retrabajamiento¹ del Ediacariano-Cámbrico hasta el presente (Weber y Köhler, 1999; Maldonado et al., 2018a; Weber et al., 2018). De hecho, el reciente hallazgo del Complejo El Triunfo (CT, Figura 12a) confirmó la existencia de basamento con edad Meso- y Neoproterozoico en el Complejo Macizo de Chiapas (González-Guzmán, 2016; Cisneros de León et al., 2017; Weber et al., 2018, 2020), cuya existencia sólo había sido inferida a través de núcleos heredados en zircons y edades modelo de Nd en rocas ígneas y metaígneas del Pérmico (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2005, 2007).

¹ En este trabajo el término *retrabajamiento cortical* es usado en el sentido de Korenaga (2018), quien lo define como “la removilización de la corteza preexistente por fusión parcial o erosión y sedimentación, todo ocurriendo dentro y sobre de la corteza continental”. Debido a que en esta tesis se trabajó con rocas ígneas, este término será usado en próximas ocasiones para referirse preferencialmente a la removilización de material cortical debida a su fusión.

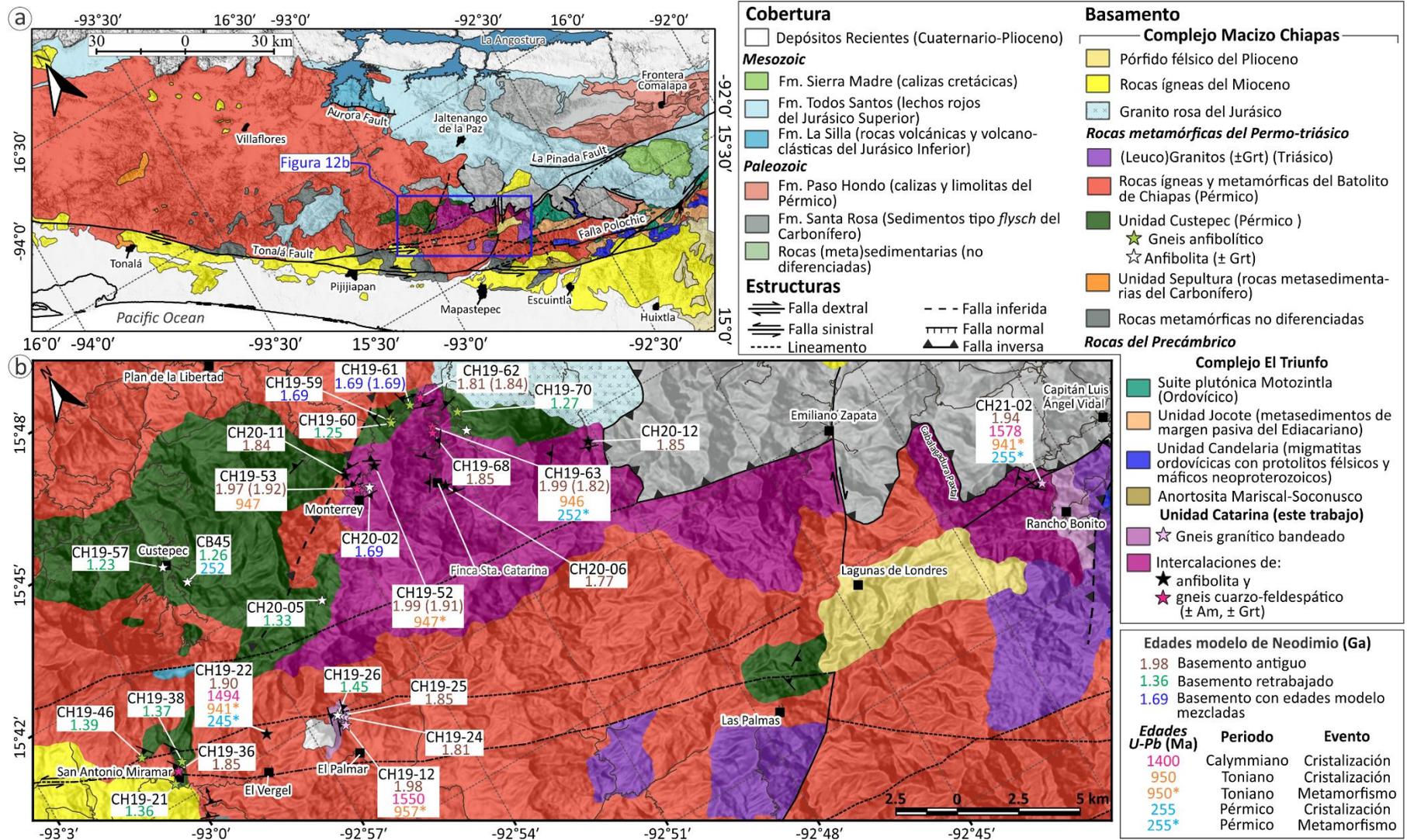


Figura 12. a. Mapa geológico regional del Complejo Macizo de Chiapas (modificado de Jiménez-Hernández et al., 2005; Martínez-Amador et al., 2005, 2006; Weber et al., 2009; Godínez-Urban et al., 2011; González-Guzmán et al., 2016; Cisneros de León et al., 2017; Quintana-Delgado, 2021). **b.** Mapa geológico del área de estudio, mostrando la localización de muestras (estrellas) y los resultados de los análisis de U-Pb y Sm-Nd. Las edades modelo Sm-Nd en paréntesis corresponden a las muestras terminadas en b (e.g., CH19-52b, CH19-53b, CH19-61b, CH19-62b, CH19-63b; ver Anexo A). Éstos mapas fueron elaborados en QGIS.

El uso conjunto de las firmas isotópicas de Sm-Nd en roca total, incluyendo edades modelo, y métodos geocronológicos han sido herramientas poderosas en el descubrimiento, distinción y cartografía de dominios corticales con diferente origen y edad (Arndt y Goldstein, 1987; Liew y Hofmann, 1988; DePaolo et al., 1991; Harris et al., 1994). Estas herramientas indican el tipo de reservorio, ya sea del manto, corteza o mezcla de ambos, a partir del cual se derivó un fragmento de corteza (e.g., DePaolo y Wasserburg, 1976a; Weber et al., 2010; Weber y Schulze, 2014; Ibanez-Mejia et al., 2015; Vervoort y Kemp, 2016).

Este capítulo se enfoca en la geología del área adyacente, hacia el sureste, de la localidad tipo de la Unidad pérmica Custepec. En esta área se diferencia del basamento fanerozoico circundante, se define y mapea una nueva unidad litodémica proterozoica con base en composiciones de Sm-Nd y edades U-Pb en zircón. Este recién descubierto conjunto litológico es denominado Unidad Catarina, cuyo nombre se deriva de la finca de café Santa Catarina, ubicada al este del ejido de Monterrey (Figura 12). Estos datos son integrados también a las firmas isotópicas de Hf en zircón y a la geoquímica en roca total para indagar sobre el origen y evolución cortical de esta unidad y su relación con otras exposiciones de basamento proterozoico en México y noroccidente de Suramérica. Esta información se examina en el contexto paleogeográfico de Oaxaquia-Provincia Putumayo/Amazonia para el Mesoproterozoico y sus interacciones con Báltica durante el Neoproterozoico, para entender el papel que la Unidad Catarina desempeñó dentro de Columbia durante el Calymmiano y en la configuración de Rodinia durante el Toniano.

4.2 Unidad Catarina: relaciones de campo y descripción de muestras

La Unidad Catarina (**UCat**) se encuentra compuesta esencialmente por tres tipos de litologías: el gneis granítico bandeado, aflorante cerca del ejido El Palmar y de Las Pilas, anfibolita y gneis cuarzo-feldespático (con biotita \pm granate, o sin ellos), expuestos en los alrededores del Ejido Monterrey (Figura 12). Los afloramientos del gneis cuarzo-feldespático con biotita de la UCat son encontrados en campo alternados con afloramientos de gneises anfibolíticos de la Unidad Custepec (**UCu**) hacia el sur, en los alrededores del Ejido San Antonio Miramar. Sin embargo, no es posible precisar la extensión de la UCat y la naturaleza de sus contactos con la UCu debido a las similitudes litológicas, a la deformación pérmica y cenozoica, anudado a la densa vegetación que impide la continuidad de los afloramientos. Es así que una distinción entre las Unidades Catarina y Custepec es realizada en este capítulo con base en las diferencias en las edades de residencia cortical de Nd. Adicionalmente, varios afloramientos de la UCat son instruidos por granitoides de edad Permo-Triásico, rocas que también separan a esta unidad del Complejo El Triunfo (CT) hacia el suroriente.

4.2.1 Gneis granítico bandeado

Esta unidad de roca es de composición intermedia y está conformada por la alternancia de bandas ricas en minerales cuarzo-feldespáticos con bandas ricas en anfíboles. Estas bandas están cortadas por venas leucocráticas, por pequeñas fallas y parches irregulares de leucosoma, el cual también es encontrado como estromas junto al melanosoma (Figura 13a).

Este ortogneis es intruido por diques máficos, ahora anfibolita (Figura 13b), y por granitos de probable edad Pérmico (Figura 13c). Esta unidad se encuentra suprayacida discordantemente por una litoarenita conglomerática de color verde sin metamorfismo.

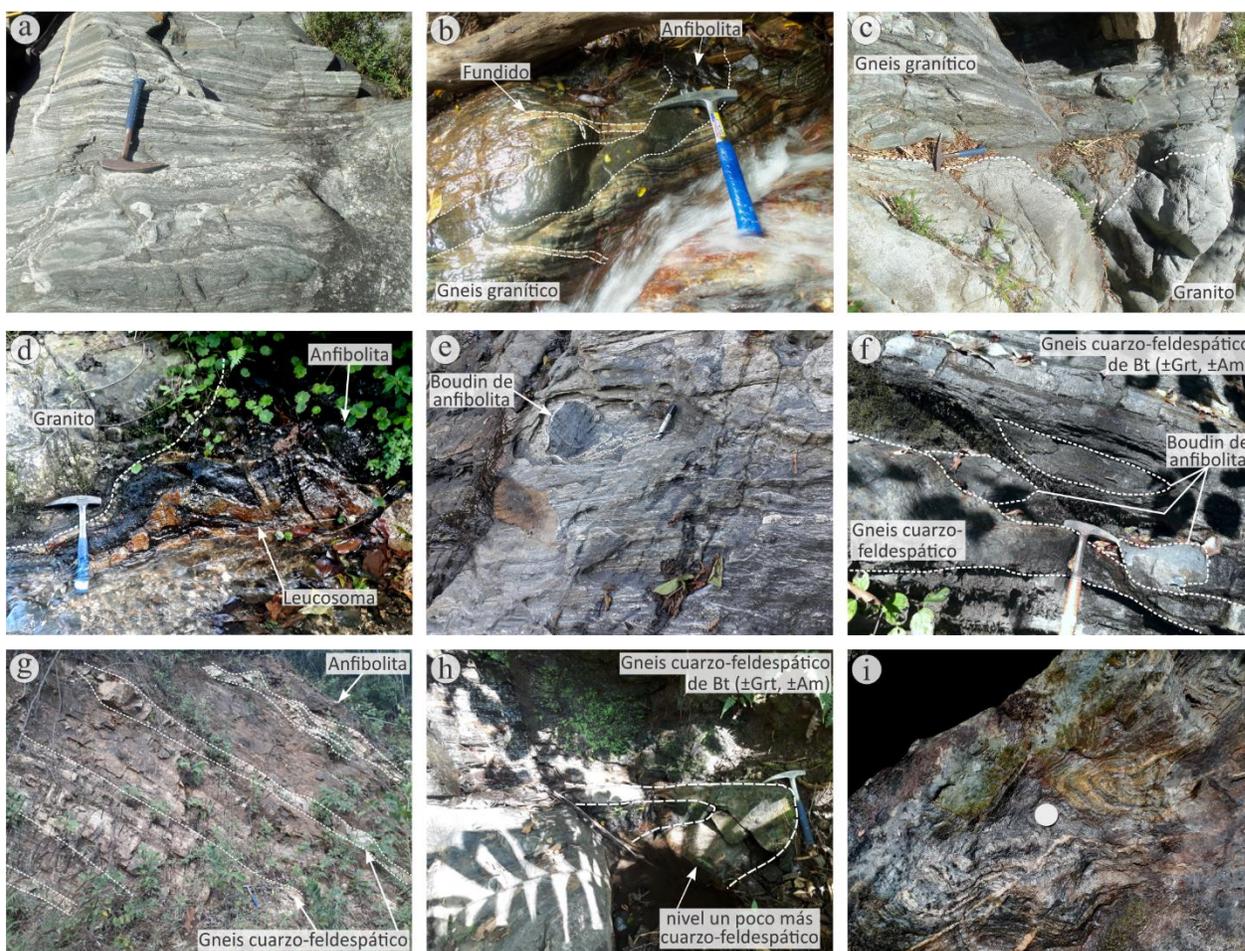


Figura 13. Fotografías de litologías y relaciones de campo observadas en las áreas de El Palmar (a-c), Monterrey (d-h) y San Antonio Miramar (i). **a.** Gneis granítico bandeado y migmatizado, donde el leucosoma forma diques, estromas y bolsas (afloramiento CH19-12). **b.** y **c.** Gneis granítico cortado por diques básicos (CH19-13) y cuerpos graníticos (CH19-12), respectivamente. **d.** Anfibolita granatífera migmatizada, nótese el plegamiento del leucosoma y paleosoma, además de la intrusión de un granito de probable edad pérmica. **e.** y **f.** Lentes de anfibolita en el gneis cuarzo-feldespático (CH19-62b y CH19-63). **g.** Intercalaciones de gneises cuarzo-feldespáticos y anfibolita (CH19-68). **h.** e **i.** gneises cuarzo-feldespáticos de biotita plegados isoclinalmente (CH19-63 y CH19-37).

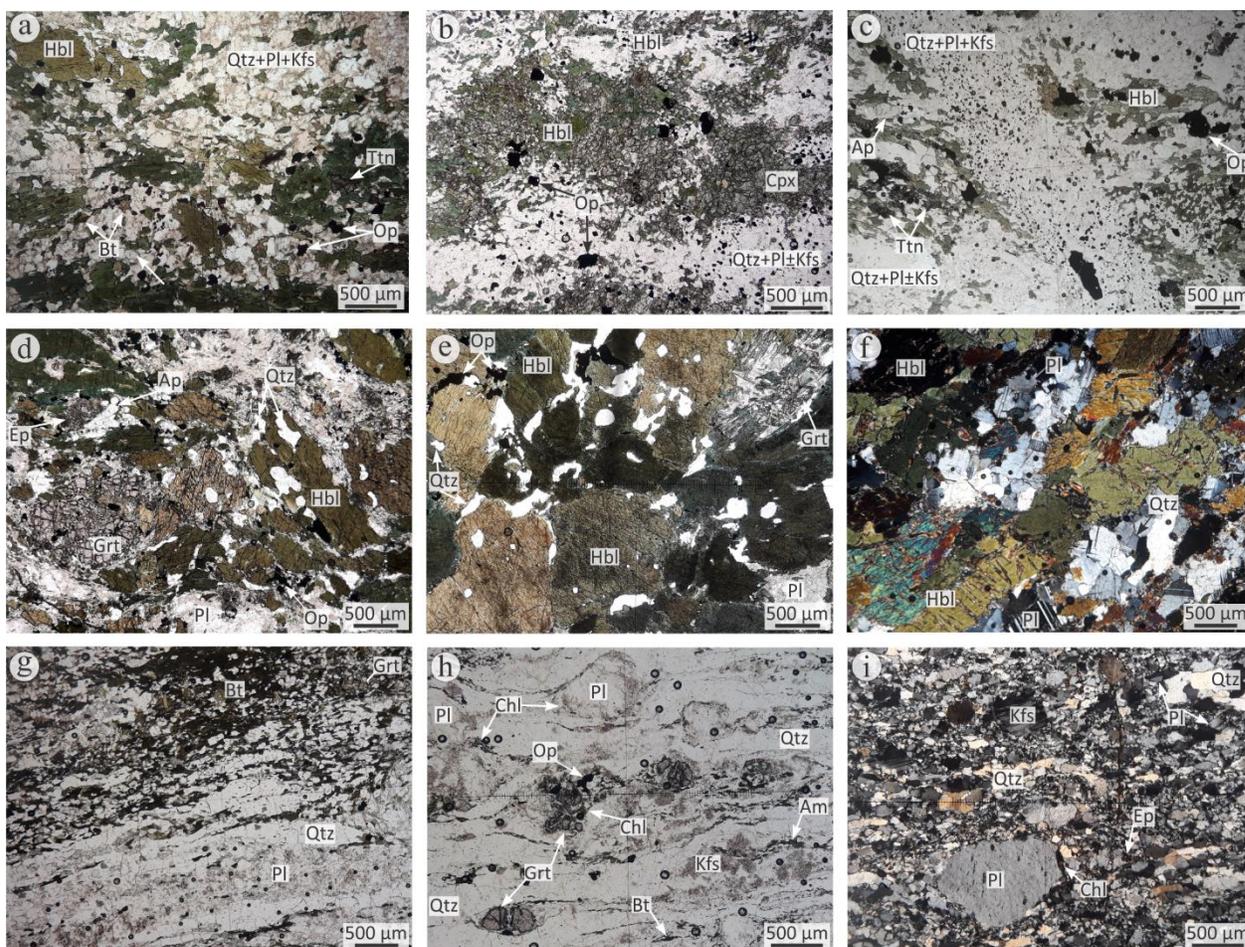


Figura 14. Fotomicrografías de láminas delgadas. **a.-c.** Gneis granítico (muestras CH19-13, CH19-24) mostrándose la mineralogía, y la presencia de leucosoma en forma de dique cortando la foliación (**c**). **d.-f.** Anfibolitas con (**d** y **e**, CH19-52b, CH20-06) y sin granate (**f**, CH19-62b), mostrando también evidencias de migmatización (**d** y **f**). **g.-h.** Gneis cuarzo-feldespático de biotita (CH19-63a) mostrando las intercalaciones de niveles cuarzo-feldespáticos y ricos en biotita, la presencia de anfíbol y granate y la textura milonítica (**h**). **i.** Gneis cuarzo-feldespático (CH19-68) con textura milonítica. Abreviaciones minerales son las recomendadas por Siivola y Schmid (2007).

Petrográficamente, este ortogneis está constituido por cuarzo + plagioclasa + feldespato K + hornblenda ± clinopiroxeno ± granate (Figura 14a). Bandas granoblásticas, compuestas por cuarzo, plagioclasa y feldespato K con bordes irregulares, se intercalan con bandas nematoblásticas constituidas por hornblenda verde subhedral a anhedral, definiendo la foliación (Figura 14b-c). A pesar de que el clinopiroxeno fue observado solo en una muestra, como de agregados reemplazado por anfíboles en el contacto leucosoma – melanosoma (Figura 14b), su presencia es inferida en otras muestras a través de pseudomorfos compuestos por agregados de clorita ± epidota. Procesos de deformación y recristalización dinámica impiden la identificación de texturas migmatíticas en la matriz de la roca. En venas o fallas, el leucosoma es de composición granítica (Figura 14c) y contiene granate, el cual se encuentra como cristales euhedrales o agregados anhedrales. En lámina delgada se observó minerales opacos, titanita, apatito, y

zircón como fases accesorias. Biotita se encuentra reemplazando a la hornblenda en algunas muestras y la clorita reemplaza a la hornblenda y al granate (cuando éste está presente) en las muestras más alteradas.

4.2.2 Anfibolita

Esta roca se presenta de dos formas: (1) como de cuerpos migmatizados y plegados que son intruidos por granitos de probable edad Pérmico (Figura 13d); y (2) como lentes en gneises cuarzo-feldespáticos de biotita que constituyen, ya sea, núcleos de pliegues en vaina o boudines formados durante condiciones extensionales (Figura 13e-f). Las anfibolitas (Figura 14d-f) están compuestas predominantemente de hornblenda verde + plagioclasa \pm granate. Cuarzo + apatito + opacos son observados en lámina delgada como minerales accesorios. La epidota, clorita y biotita están presentes en cantidades menores y reemplazan al granate y al anfíbol. La plagioclasa está saussuritizada y es sustituida por epidota. Algunos especímenes muestran al microscopio anfíboles zonados con bordes verdes azulosos rodeando núcleos de color verde con tonalidades café.

El leucosoma en esta roca es encontrado como parches de fundido compuesto por plagioclasa + cuarzo, como películas de cuarzo alrededor del anfíbol y granos de cuarzo o plagioclasa con terminaciones en punta y en fracturas, observándose además anfíboles con formas corroídas en contacto con el leucosoma (Figura 14d-e). En algunas muestras se observa deformación intracristalina y dinámica, plegamiento y milonitización (Figura 14h-i).

4.2.3 Gneis cuarzo-feldespático con biotita (\pm anfíbol \pm granate).

Esta roca grisácea, de composición intermedia a félsica, muestra un bandeamiento milimétrico a centimétrico definido por capas ricas en cuarzo y feldespatos intercaladas con capas ricas en biotita. En algunos afloramientos, este gneis envuelve lentes de anfibolita de tamaños decimétricos (Figura 13e-f); mientras en otros, el gneis se observa intercalado con la anfibolita (Figura 13g). Además, esta roca está plegada de forma isoclinal y milonitizada (Figura 13h-i). Esta roca está compuesta de cuarzo + plagioclasa + feldespato K + biotita + clorita \pm anfíbol \pm granate (Figura 14g-h). La foliación es definida por capas de agregados de biotita de grano fino orientada intercaladas con capas granoblásticas definidas por cuarzo + plagioclasa + feldespato K (Figura 14g). Anfíbol y granate son encontrados en cantidades menores solo en

algunas muestras (Figura 14h). El anfíbol es verde, de grano medio y es reemplazado por agregados de biotita y clorita de grano fino. El granate es reemplazado parcial o completamente por clorita \pm plagioclasa \pm opacos \pm epidota. Epidota, mica blanca, y opacos son encontrados en cantidades menores, mientras que el apatito y titanita ocurren como fases accesorias. La mica blanca está asociada preferencialmente a capas ricas en feldespatos, mientras que la epidota y la titanita están presentes predominantemente en capas ricas en biotita. Porfidoclastos de plagioclasa, feldespato K y granate definen una textura milonítica (Figura 14h). Esta deformación dúctil impide el reconocimiento de microtexturas relacionadas a la migmatización que es observada en escala de afloramiento.

4.2.4 Gneis cuarzo-feldespático

Capas de espesores variables de gneis cuarzo-feldespático son encontradas intercaladas con capas de anfibolitas. Este gneis está predominantemente compuesto por cuarzo + plagioclasa + feldespato K (Figura 14i). En cantidades accesorias se observa biotita + clorita + epidota + opacos. La plagioclasa y el feldespato K definen porfidoclastos inmersos en una matriz cuarzo-feldespática (Figura 14i) en la que listones de cuarzo definen la foliación. Estas rocas son afectadas por procesos de deformación dúctil y recristalización dinámica.

4.3 Geocronología de U-Pb

A continuación, se presentan los resultados de los análisis de U-Pb en zircón obtenidos por LA-ICPMS de seis muestras, dos de gneis granítico bandeado (CH19-12a, CH20-02), dos de anfibolita (CH19-52a, CH19-22) y dos de gneis cuarzo-feldespático con biotita (CH19-53a, CH19-63a), los cuales son mostrados en las Figura 15, 16 y 17 y listados en el Anexo D.

4.3.1 Gneis granítico bandeado

Los zircons de la muestra **CH19-12a** son principalmente redondeados o ligeramente prismáticos. Las imágenes de catodoluminiscencia (CL) revelan zircons de luminiscencia baja. Núcleos con zonamiento débil, en parches, irregular o sin zonamiento son rodeados por sobrecrecimientos con texturas similares (Figura 15a).

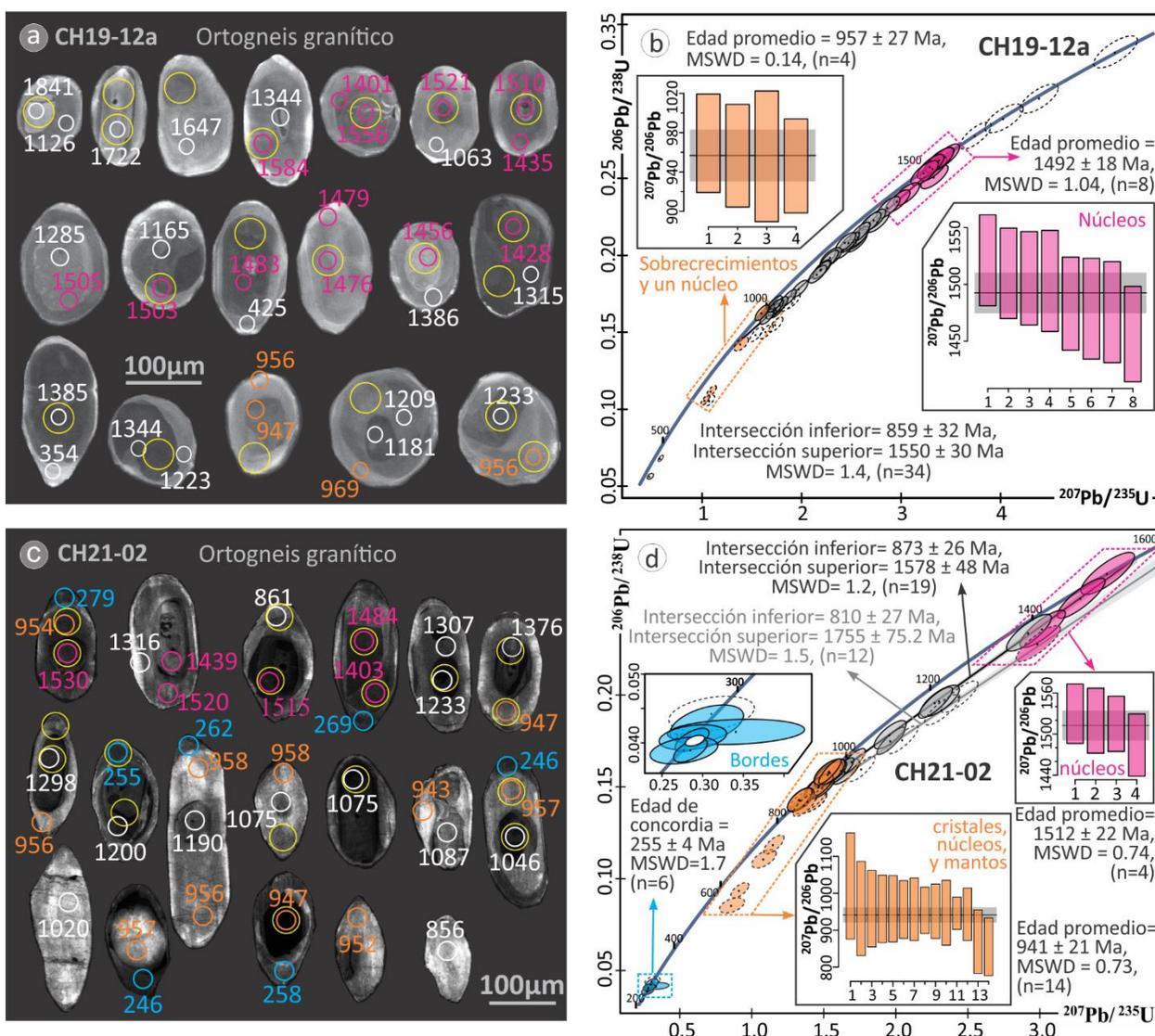


Figura 15. Imágenes de cátodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de las muestras de Orthogneiss granítico analizadas. **a-b.** Orthogneiss granítico CH19-12a. **c-d.** Orthogneiss granítico CH21-02. Los colores en los puntos analizados en las imágenes de CL, los errores mostrados como elipses y barras en los diagramas de concordia y promedio ponderado corresponden a los eventos tratados en esta tesis, siendo: Fucsia, Mesoproterozoico; naranja, Toniano; azul, Pérmico; blanco, pérdida de Pb o dominios mezclados. Las elipses grises señalan los datos usados sólo para el cálculo de las edades de discordia. Los círculos amarillos corresponden a los lugares en donde se realizaron los análisis de Lu-Hf. Las fechas mostradas en las imágenes de CL corresponden a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para edades aparentes mayores a 900 Ma y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para edades menores.

Cuarenta y siete de los 49 análisis realizados en los zircones de la muestra CH19-12a arrojan edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre ~ 1841 y ~ 947 Ma (Figura 15b; Anexo D). Tras descartar cuatro núcleos heredados y aplicando un filtro de discordancia de $<15\%$, los 34 análisis restantes definen en una línea de discordia indicativa de pérdida de Pb antigua (que también es observada en la CL, donde los núcleos muestran edades aparentes más jóvenes que la de los bordes; Figura 15a), con edad de intersección inferior de 859 ± 32 Ma y una edad de intersección superior de 1550 ± 30 Ma. Las ocho edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ más antiguas

de este grupo arrojan una edad de promedio ponderado de 1492 ± 18 Ma (Figura 15b). Sin embargo, se estima que la edad 1550 ± 30 Ma corresponde a la mejor estimación de la edad de cristalización de la roca. La edad de intercepción inferior probablemente no tiene un significado geológico, pudiendo ser el resultado de pérdida adicional de Pb antigua (¿Pérmico?) o reciente, la cual es sugerida porque los diez análisis más jóvenes son también los más discordantes (>15% discordancia). No obstante, una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ promedio ponderado de 957 ± 27 Ma, obtenida principalmente a partir de sobrecrecimientos (Figura 15a-b), es probablemente la mejor estimación de la edad de este evento de recristalización y pérdida de Pb. Cuatro núcleos con edades del Paleoproterozoico sugieren un componente heredado, ya sea por contaminación o por el retrabajamiento de una corteza preexistente tan antigua como ~ 1.84 Ga.

Los zircones del gneis granítico **CH21-02** son ligeramente prismáticos a redondeados. En CL, estos contienen núcleos oscuros sobrecrecidos por bordes con respuesta lumínica intermedia sin zonamiento o zonamiento débil o irregular (Figura 15c). Treinta y un mediciones realizadas en la muestra CH21-02 arrojan edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en el rango de ~ 1530 a 856 Ma (Anexo D). Los seis análisis más jóvenes medidos en bordes (con $\text{Th}/\text{U} < 0.1$, principalmente; Figura 18) sugieren una edad de metamorfismo de 255 ± 4 Ma, obtenida con una edad de concordia (Figura 15d). Un grupo de 11 núcleos con respuesta de CL baja y edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesoproterozoicas sugieren pérdida de Pb al definir una línea de discordia cuyo extremo superior intersecta la concordia la edad de 1578 ± 48 Ma (Figura 15c-d). A partir de los cuatro núcleos con edades más antiguas producen una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ promedio ponderado de 1512 ± 22 Ma. Sin embargo, se considera la edad de 1578 ± 48 Ma como la mejor estimación de la edad de cristalización del protolito ígneo. La edad de intersección inferior de 873 ± 26 Ma, obtenida a partir de sobrecrecimientos tonianos con zonamiento irregular, probablemente se encuentra afectada por pérdida de Pb pérmica o reciente (evidenciado por edades discordantes progresivamente más jóvenes y bordes del Pérmico) y no tiene un significado geológico. Se interpreta la edad de 941 ± 21 Ma obtenida como un promedio ponderado de 14 edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, como la mejor estimación del metamorfismo y de pérdida de Pb. Finalmente, los siete núcleos más discordantes definen otra línea de discordia que arroja una edad de intersección superior de 1755 ± 75 Ma (Figura 15d), sugiriendo un componente heredado de edad Paleoproterozoico.

4.3.2 Anfibolita

La anfibolita granatífera **CH19-52a** contiene pocos zircones, los cuales son transparentes a rosas y redondeados. Las imágenes de CL revelaron núcleos oscuros, rodeados por bordes de luminiscencia

intermedia a baja y sin zonamiento (Figura 16a). Los treinta análisis obtenidos arrojan edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que varían entre ~ 1436 a ~ 923 Ma (Figura 16; Anexo D), donde solo dos de los núcleos analizados son mesoproterozoicos. El resto de los núcleos y bordes son tonianos, sugiriendo que los núcleos oscuros perdieron todo su Pb o recrystalizaron. Una discordia definida por 27 análisis produce una edad de intersección superior de 947 ± 10 Ma con pérdida de Pb reciente (Figura 16b). Debido a que la roca es una anfibolita migmatizada y a la escasez de zircón en rocas máficas debido a la subsaturación de Zr en los magmas basálticos (Lee y Bachmann, 2014), se interpreta que la edad Toniana corresponde a la edad de migmatización y que los núcleos más antiguos (~ 1436 y ~ 1362 Ma) representan la edad mínima de cristalización del protolito o del componente asimilado.

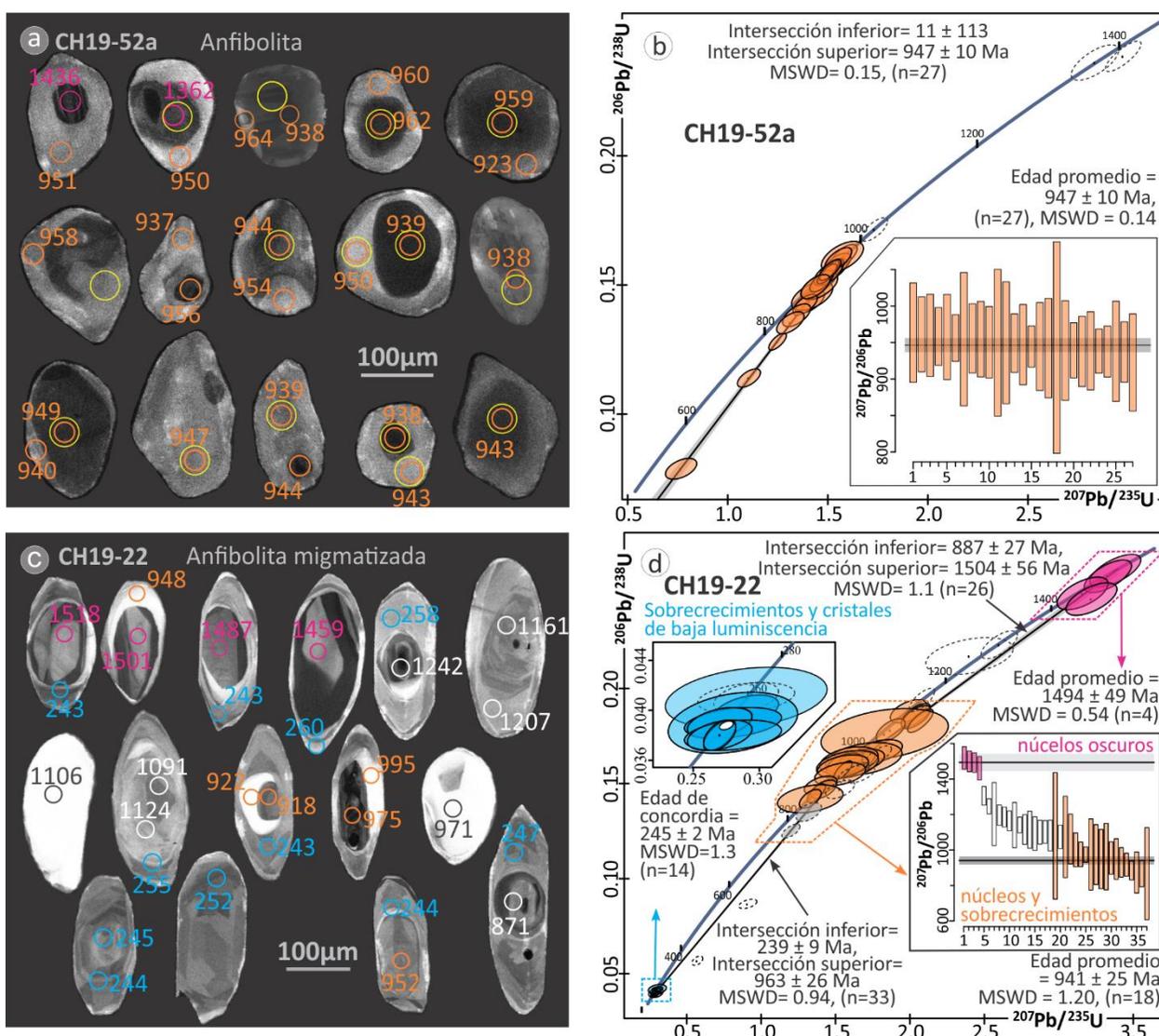


Figura 16. Imágenes de cátodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de las muestras de anfibolita analizadas. **a-b.** anfibolita granatífera CH19-52a. **c-d.** anfibolita migmatizada CH19-22. Código de colores y edades aparentes mostradas son las mismas de la Figura 15.

La anfibolita migmatítica **CH19-22** es un rodado del río, en el Ejido del Vergel. Los zircones son principalmente redondeados a ligeramente prismáticos con baja y alta respuesta lumínica en la CL. Los zircones poseen núcleos con zonamiento débil o irregular sobrecrecidos por mantos y bordes con zonamiento débil o en parches con luminiscencia intermedia (Figura 16c).

De los 53 análisis realizados en la muestra CH19-22, 37 produjeron edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre ~ 1518 y 864 Ma (Anexo D). Los 14 puntos más jóvenes, medidos en bordes y cristales con zonamiento en parches (con $\text{Th}/\text{U} < 0.1$, Figura 18), arrojan una edad de concordia de 245 ± 2 Ma, indicando la edad de metamorfismo regional (Figura 16d). Una línea de discordia, obtenida a partir de los análisis mayores a 900 Ma, arroja una edad de intersección superior de 1504 ± 56 Ma, donde las cuatro fechas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ más antiguas producen una edad promedio de 1494 ± 49 Ma (Figura 16d); ambas indicando la edad mínima de cristalización del protolito ígneo. Una segunda discordia fue calculada con los análisis más jóvenes de ~ 1000 Ma, intersecando la concordia en la parte superior e inferior a 963 ± 26 Ma y 239 ± 9 Ma (Figura 16d), respectivamente. Un grupo de 18 mediciones del Toniano temprano arrojan una edad de promedio ponderado $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 941 ± 25 Ma. Considerando la posible presencia de un componente heredado de Pb en los zircones tonianos más antiguos, la edad de 941 ± 25 Ma es interpretada como la mejor estimación de la edad del evento metamórfico.

4.3.3 Gneis cuarzo-feldespático de Biotita

La muestra **CH19-53b** contiene principalmente zircones redondeados que varían de transparentes a ligeramente rosados. Las imágenes de CL muestran núcleos oscuros con zonamiento débil o por parches. Los núcleos están rodeados por mantos y/o bordes con luminiscencia baja a brillante, algunos de los cuales tienen zonamiento irregular (Figura 17a).

Las edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 51 análisis hechos en los zircones de esta muestra varían entre ~ 1500 y 609 Ma (Anexo D). Ocho de los nueve núcleos medidos grafican a lo largo de una línea de discordia con una edad de intersección superior en 1415 ± 43 Ma (usando los 12 puntos tonianos más antiguos y concordantes para fijar el intercepto inferior) que junto con un análisis discordante de fecha $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1500 ± 45 Ma indican un componente del Mesoproterozoico temprano (Figura 17b). Cuarenta mediciones tonianas definen una discordia con una edad de intersección superior a 958 ± 15 Ma (Figura 17b). Considerando herencia de plomo, se interpreta la edad promedio ponderado $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 947 ± 8 Ma como la mejor estimación de la edad del evento Toniano. Con base en las observaciones de campo

que sugieren que este gneis se formó a partir de la fusión, se interpreta la edad toniana de ~ 947 Ma como la edad de cristalización del protolito y los núcleos del Mesoproterozoico como xenocristales provenientes del basamento calymmiano que se fundió para formarlos. La intersección inferior no se encuentra muy bien definida, sugiriendo que pérdida de Pb, tanto antigua (Permo-Triásica) como reciente, afectó algunos de los bordes de estos zircones.

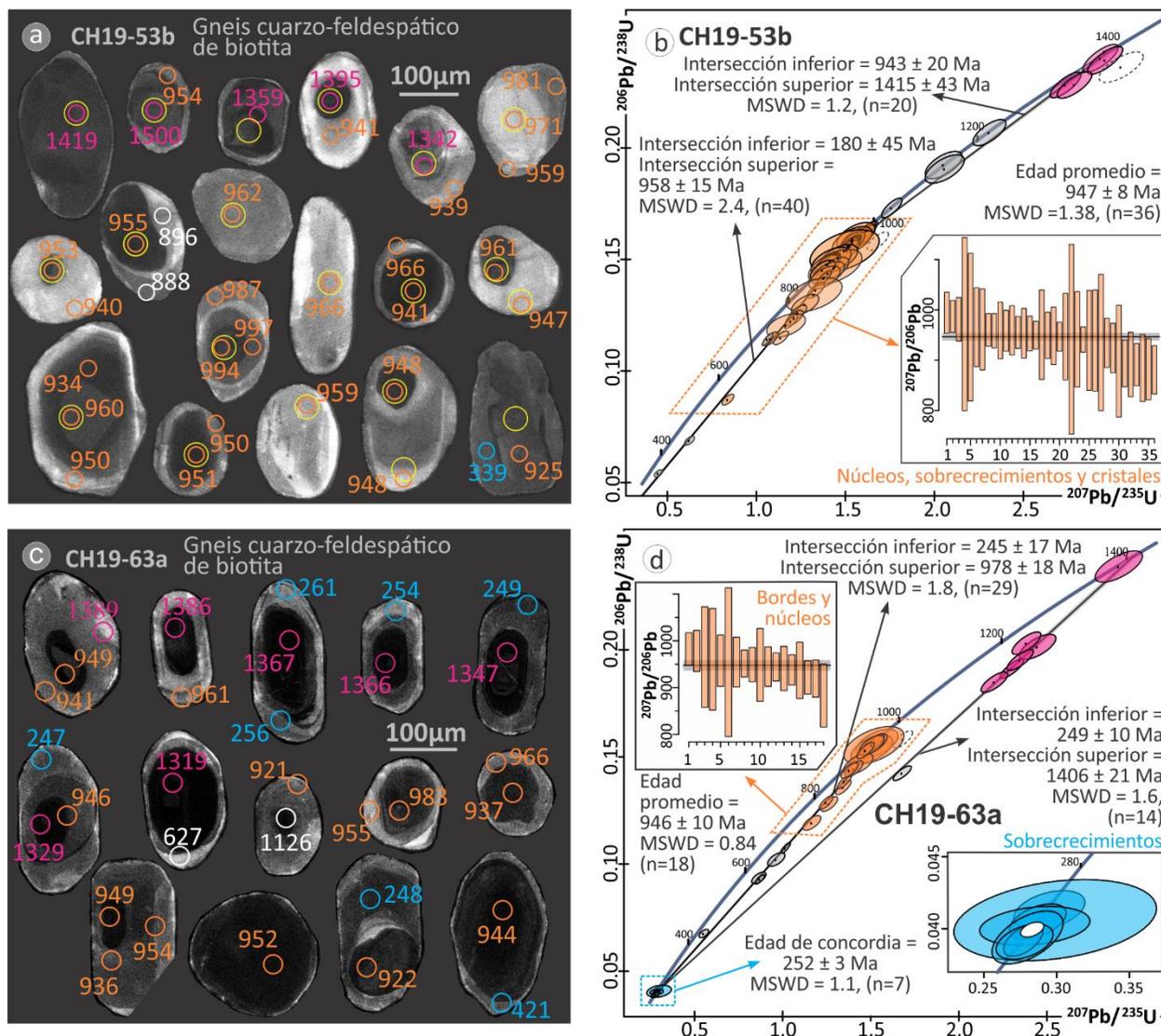


Figura 17. Imágenes de cátodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de las muestras de gneis cuarzo-feldespático analizadas. **a-b.** muestra CH19-53b y **c-d.** y CH19-63a, respectivamente. Código de colores y edades aparentes mostradas son las mismas de la Figura 15.

Los zircones de la muestra **CH19-63a** son transparentes y redondeados a ligeramente prismáticos. Las imágenes de CL revelan zircones con núcleos oscuros, rodeados por bordes con respuesta intermedia sin zonamiento (Figura 17c).

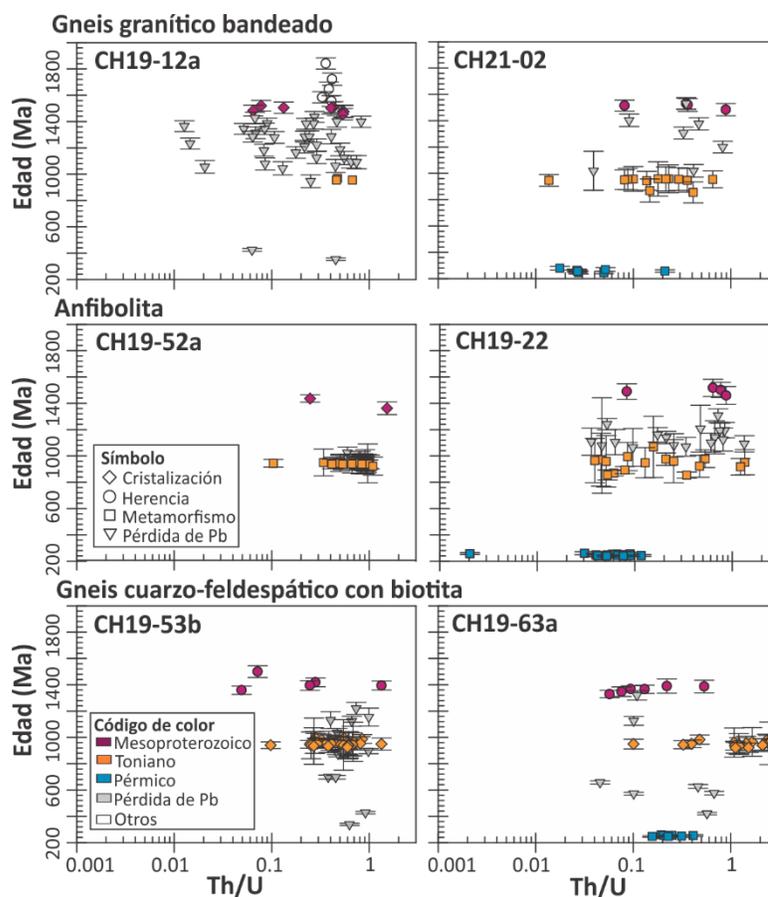


Figura 18. Diagramas de Th/U vs la edad de las muestras analizadas de la Unidad Catarina. Las edades aparentes usadas son $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ cuando las fechas son mayores a 900 Ma, de lo contrario se usó la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Veinticinco de 37 análisis realizados en la muestra CH19-63a arrojan edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que varían entre ~1398 y ~921 Ma. Los 12 restantes muestran edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre ~657 y ~261 Ma (Figura 17c; Anexo D). Siete núcleos con edades mesoproterozoicas grafican en una línea de discordia que define una edad de intersección superior de 1406 ± 21 Ma. Siete sobrecrecimientos con $\text{Th}/\text{U} > 0.1$ (Figura 18) definen la intersección inferior a los 249 ± 10 Ma y que producen una edad de concordia de 252 ± 3 Ma (Figura 17c), indicando metamorfismo y migmatización pérmica. Veintidós análisis con edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tonianas definen una discordia que interseca la concordia a los 978 ± 18 Ma (Figura 17c). Un grupo de 18 mediciones produce una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ promedio ponderado de 946 ± 10 Ma, interpretada como la mejor estimación del evento toniano en esta muestra. De manera similar a la muestra CH19-53b, las relaciones de campo indican que este gneis cuarzo-feldespático se formó a partir de la fusión parcial de rocas preexistentes. Así, se interpreta la edad de ~1406 Ma como la edad mínima de cristalización del precursor cortical, mientras que la edad Toniana de ~946 Ma probablemente corresponde a la edad de cristalización del protolito del gneis cuarzo-feldespático después de la anatexis.

4.4 Isotopía

4.4.1 Isotopía de Sm-Nd en roca total

Las muestras procesadas para isótopos de Sm-Nd en roca total son listadas en el Anexo A. Las relaciones isotópicas medidas e iniciales y las correspondientes edades modelo de manto empobrecido ($T_{DM(Nd)}$) en 1- y 2-etapas (Liew y Hofmann, 1988) son listados en el Anexo C y mostrados en la Figura 19. Las edades modelo en dos etapas fueron calculadas solo para muestras con evidencia de fraccionamiento de Sm-Nd durante la migmatización, ya sea a los 950 Ma o a los 250 Ma. Las muestras analizadas son comparadas con información isotópica de Nd de rocas del Meso- al Neoproterozoico en México, NW de Suramérica y del SW de Báltica en las Figura 19.

4.4.1.1 Unidad Catarina

Cuatro muestras de gneis granítico bandeado muestran valores de ϵNd actuales ($\epsilon Nd_{(hoy)}$) entre -13.0 y -20.4 , e iniciales (a 1550 Ma; $\epsilon Nd_{(1550Ma)}$) que varían de $+1.2$ a -0.7 , así como edades modelo ($T_{DM(Nd)}$) en el intervalo entre 1.98 y 1.81 Ga. Ocho muestras de anfibolita tienen valores de $\epsilon Nd_{(hoy)}$ entre -5.1 y -12.5 , $\epsilon Nd_{(1500Ma)}$ entre $+2.8$ y -0.5 , junto con $T_{DM(Nd)}$ que van desde 1.99 a 1.77 Ga. La isotopía de cuatro muestras de gneis cuarzo-feldespático con biotita y un neosoma arrojan valores de $\epsilon Nd_{(hoy)}$ entre -5.1 y -16.8 , $\epsilon Nd_{(970Ma)}$ en el rango de -0.3 a -5.6 , y edades modelo entre 1.99 – 1.81 Ga. Una muestra de gneis cuarzo-feldespático produjo $\epsilon Nd_{(hoy)}$, $\epsilon Nd_{(970Ma)}$, y una $T_{DM(Nd)}$ en 2-etapas de -16.7 , -3.9 y 1.85 Ga, respectivamente (Figuras 19a-b; Anexo C).

4.4.1.2 Unidad Custepec

Ocho muestras de gneis anfibolítico, incluyendo un melanosoma y un leucosoma, muestran valores de $\epsilon Nd_{(hoy)}$ de -6.5 a -11.4 , $\epsilon Nd_{(250Ma)}$ de -3.9 a -8.9 , y $T_{DM(Nd)}$ entre 1.69 y 1.25 Ga, mientras que cuatro de seis anfibolitas tienen $\epsilon Nd_{(hoy)}$ de -4.4 a -5.7 , $\epsilon Nd_{(250Ma)}$ de -2.5 a -4.1 , y $T_{DM(Nd)}$ variando de 1.70 a 1.23 Ga, respectivamente (Figuras 7a y 19c). Los dos especímenes de anfibolitas restantes muestran $\epsilon Nd_{(hoy)}$ de $+3.5$ y $+3.1$ y debido a que poseen $^{147}Sm/^{144}Nd > 0.20$ no se calcularon edades modelo de Nd (Figura 19c; Anexo C).

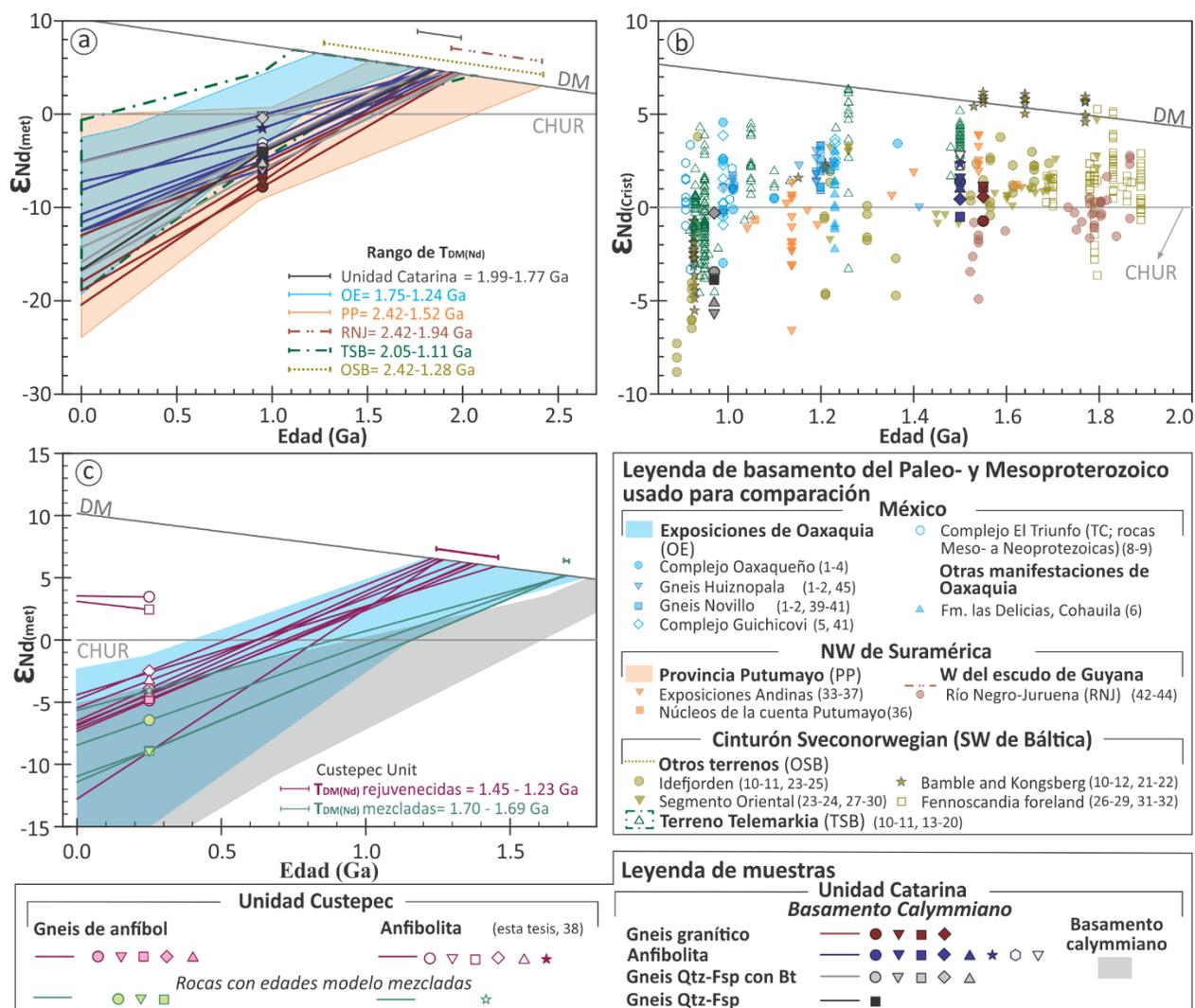


Figura 19. a. Diagrama de evolución isotópica de Nd para las muestras analizadas de la Unidad Catarina. Los campos de colores o polígonos delineados corresponden a los campos de evolución definidos por rocas ígneas de otras exposiciones de basamento del Mesoproterozoico. Las edades modelo fueron calculadas en 1- y 2-etapas según la respectiva fuente (ver sección 3.3.2.2.2 y Anexo C. para más detalles). **b.** Diagrama de ϵNd inicial vs. Edad, comparando las rocas estudiadas con las composiciones de otros basamentos mesoproterozoicos. Los ϵNd iniciales fueron calculados usando la edad de cristalización reportada por el respectivo autor; si esta información no estaba disponible la edad estimada del evento más cercano en la provincia dada fue usado. **c.** Diagrama de evolución isotópica de Nd para las muestras de la Unidad Custepec (Anexo C) y su comparación con la Unidad Catarina y las rocas metaígneas de Oaxaquia. Los valores de CHUR y DM usados para los cálculos son los de Bouvier et al. (2008) y Liew y Hofmann (1988), respectivamente. Los datos de las composiciones de Sm-Nd usadas para comparación en esta tesis son: 1. Patchett y Ruiz (1987); 2. Ruiz et al. (1988); 3. Valencia-Morales (2017); 4. Schulze (2011); 5. Weber y Köhler (1999); 6. López et al. (2001); 7. Schaaf et al. (1994); 8. Weber et al. (2018); 9. Cisneros de León et al. (2017); 10. Andersen et al. (2001); 11. Andersen et al. (2002); 12. Andersen (1997); 13. Bogaerts et al. (2003); 14. Bolle et al. (2003 y referencias allí); 15. Brewer et al. (2004); 16. Menuge (1988); 17. Vander Auwera et al. (2011); 18. Brewer y Menuge (1998); 19. Vander Auwera et al. (2014); 20. Vander Auwera et al. (2008); 21. Kullerud y Dahlgren (1993); 22. de Haas et al. (1999) y Bingen y Viola (2018); 23. Welin (1994 y referencias allí); 24. Söderlund et al. (2005); 25. Brewer et al. (1998 y referencias allí); 26. Rutanen y Andersson (2009); 27. Johansson et al. (1992); 28. Appelquist y Johansson (2011); 29. Appelquist et al. (2011); 30. Čečys et al. (2002); 31. Mansfeld et al. (2005); 32. Patchett et al. (1987); 33. Restrepo-Pace et al. (1997); 34. Cordani et al. (2005); 35. Ordóñez-Carmona et al. (2006); 36. Ibanez-Mejia et al., (2011); 37. Cuadros et al. (2014). 38. Estrada-Carmona et al. (2009). 39. Alemán-Gallardo et al. (2019). 40. Cameron et al. (2004). 41. Weber et al. (2010). 42. Cordani et al. (2016). 43. Santos et al. (2000). 44. Veras et al. (2018). 45. Lawlor et al. (1999).

4.4.2 Isotopía de Lu-Hf en zircón

La isotopía de Lu-Hf en zircón fue realizada en cuatro de las seis muestras analizadas previamente por U-Pb de la UCat: los gneises graníticos CH19-12a y CH21-02, la anfibolita CH19-52a y el gneis cuarzo-feldespático con biotita CH19-53b. Los resultados de estos análisis son graficados en la Figura 20 y reportados en el Anexo F.

4.4.2.1 Gneis granítico bandeado

En la muestra CH19-12a se analizaron 20 puntos para isótopos de Hf en zircón, 15 en núcleos (incluyendo cuatro heredados), tres en mantos y dos puntos en sobrecrecimientos (Figura 15a). Las composiciones iniciales de Hf corregidos a la edad $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ del zircón ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{zr}})$) en dos núcleos heredados con edades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de 1841 y 1722 Ma son de 0.281661 y 0.281635. El resto de los análisis, incluyendo un núcleo heredado de 1647 Ma, arrojan valores $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{zr}})$ entre 0.281939 y 0.281703 (Figura 20a). En la muestra CH21-02 se midieron 18 puntos que incluyen 10 núcleos, un manto, y siete sobrecrecimientos (Figura 20b). Diez de los núcleos y un manto (con edades entre ~ 1430 y ~ 1019 Ma) arrojan valores $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{zr}})$ que varían entre 0.282010 y 0.281745; cinco sobrecrecimientos y un núcleo (~ 958 a ~ 861 Ma) tienen $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{zr}})$ entre 0.282217 y 0.281896, y un sobrecrecimiento más (con edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de 255 Ma) arroja un $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{zr}})$ de 0.282308 (Figura 20b).

En las Figura 20a y 20b se observa que la mayoría de los núcleos de zircons y algunos sobrecrecimientos analizados en ambas muestras se distribuyen hacia edades progresivamente más jóvenes con composiciones $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{zr}})$ que tienden a agruparse en un rango relativamente estrecho, indicando una composición isotópica de Hf homogénea, lo que implica ya sea pérdida de Pb o recristalización de dominios en un sistema cerrado.

Teniendo en cuenta que (1) las mediciones de U-Pb y Hf se realizaron por separado y el volumen del zircón muestreado en ambas sesiones es muy diferente (ver sección 3.4.2.1), y (2) la CL y edades U-Pb revelaron herencia y diferentes eventos de crecimiento de zircón (sección 4.3.1), se interpreta que los análisis con composiciones de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{zr}})$ fuera de la tendencia principal definida por ambas muestras son seguramente el producto de la mezcla inadvertida del Hf de diferentes dominios de crecimiento. De esta manera, los análisis más evolucionados resultan de la mezcla de Hf con componentes heredados del Paleoproterozoico, mientras que los núcleos con composiciones más radiogénicas resultan de la mezcla

con sobrecrecimientos formados durante el Toniano y el Pérmico (Figura 20a-b), ya sea a partir de la migmatización de la roca o por fluidos metamórficos en condiciones subsólidas.

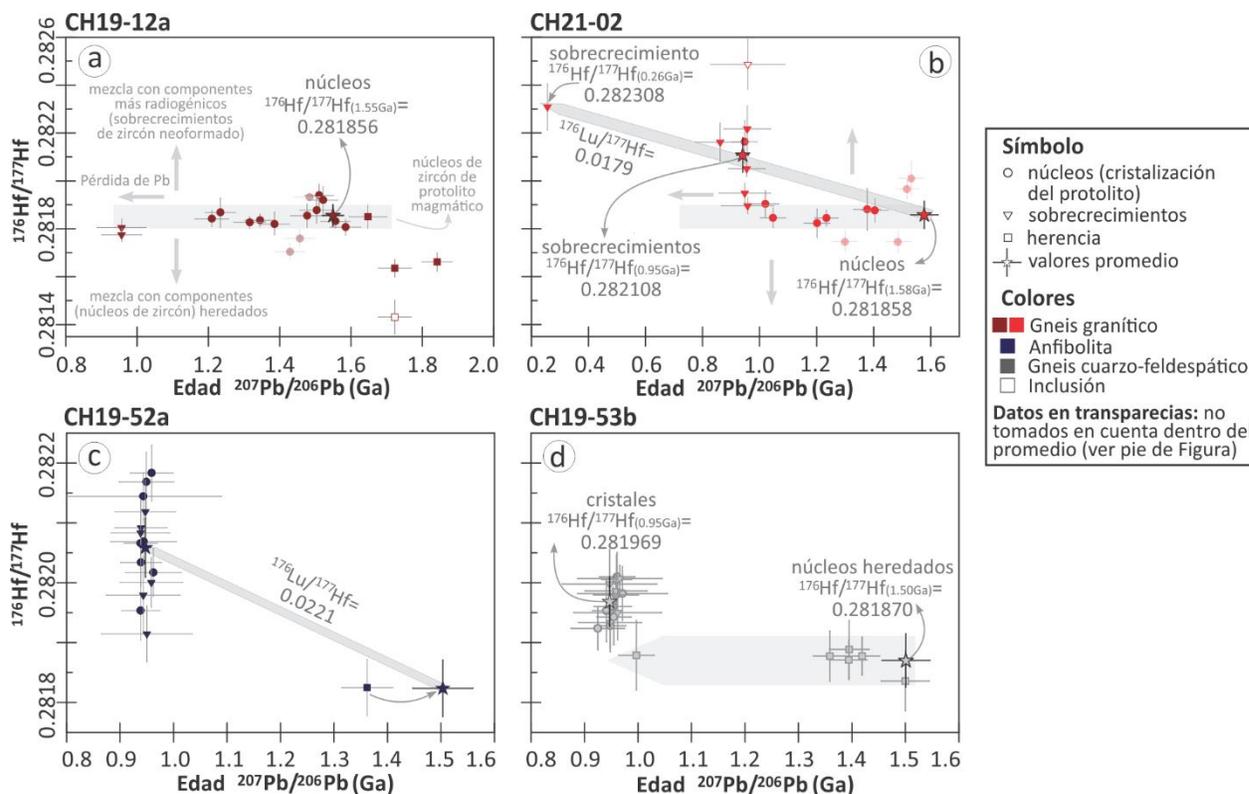


Figura 20. Composiciones isotópicas de Hf en zircón para las cuatro muestras analizadas de la Unidad Catarina. **a-b.** Gneises graníticos bandeados. **c.** anfibolita. **d.** Gneis cuarzo-feldespático con biotita. Datos en transparencia corresponden a las mediciones que estadísticamente se salen del promedio, los cuales posiblemente son el producto a la mezcla inadvertida de dominios de crecimiento de diferente edad del zircón.

Así, los análisis cuya incertidumbre están dentro del rango definido por la media $\pm 2s$ de todos los núcleos en ambos ortogneises graníticos definen una composición inicial promedio al momento de la cristalización de la roca ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{crist}})$) de 0.281856 y 0.281858, que equivalen a edades modelo de Hf ($T_{\text{DM(Hf)}}$) de 2.09 y 2.06 Ga (usando el $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de la corteza promedio de 0.015; Condie et al., 2005) y a $\epsilon\text{Hf}(t_i)$ de 2.04 y 2.76 para las muestras CH19-12a y CH21-02, respectivamente. Por otro lado, a pesar de la dispersión en los datos debida a mezcla de componentes, en la muestra CH21-02 los sobrecrecimientos tonianos definen una composición de Hf promedio ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{met}})$) a la edad del metamorfismo (~ 947 Ma) de 0.282108. Estos bordes junto al de edad Pérmico y a los núcleos definen una tendencia de evolución de una roca con $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ aparente de 0.0179 (Figura 20b).

4.4.2.2 Anfibolita CH19-52a

En esta anfibolita migmatizada se realizaron 15 mediciones de Hf en zircón, en nueve núcleos y seis en sobrecrecimientos (Figura 16a). Las edades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de casi todos los análisis varían entre 962 y 938 Ma, excepto por un núcleo de ~ 1362 Ma. Este último núcleo tiene el $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{zr}})$ más bajo (0.281825) pudiendo reflejar la composición de Hf del momento de la cristalización de la roca.

Los valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{zr}})$ de los zircons tonianos muestran una amplia dispersión, variando entre 0.282184 y 0.281915. Esta dispersión puede ser el resultado de la mezcla, durante la anatexis, entre la composición isotópica de Hf en zircón del momento de la cristalización con el de roca producido por el crecimiento radiogénico para el Toniano (Figura 20c). El promedio de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en estos zircons al momento de la fusión parcial (~ 947 Ma) es de 0.282059, que al ser extrapolado al $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0.281824 del núcleo calymmiano al momento de la cristalización de la roca (~ 1504 Ma) definen una tendencia de evolución de una roca con $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ aparente de 0.0221, que es el valor típico de una corteza máfica (Figura 20d; Nebel et al., 2007; Pietranik et al., 2008). Un $\epsilon\text{Hf}(t)$ de -0.16 es obtenido a partir de la composición inicial de Hf del núcleo calymmiano, que corresponde a edades $T_{\text{DM}(\text{Hf})}$ de 2.48 Ga y 2.19 Ga calculadas en dos etapas con $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de una corteza máfica (0.022; Nebel et al., 2007) y promedio (0.015; Condie et al., 2005), respectivamente.

4.4.2.3 Gneis Cuarzo-feldespático de biotita CH19-53b

Se realizaron 20 mediciones de Hf en los zircons de esta muestra, cinco núcleos con edades heredadas $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ entre ~ 1500 y 1359 Ma y diez núcleos oscuros, dos sobrecrecimientos y tres cristales cuyas edades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ oscilan entre ~ 997 y 947 Ma (Figura 17i). Los valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{zr}})$ en los zircons con edades calymmianas varían entre 0.281889 y 0.281871 y un análisis adicional con 0.281836. Los análisis tonianos, por otro lado, varían principalmente entre 0.282010 y 0.281924, excepto por un análisis de 0.281879 que se traslapa con los de edad Calymmiano (Figura 20f). En la Figura 20f se observa una tendencia de pérdida de Pb para los núcleos heredados cuyo $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ promedio a 1500 Ma corresponde a 0.281870; mientras que el resto de los análisis arrojan una media de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{crist}})$ de 0.281969 a la edad de cristalización (~ 947 Ma) de esta roca, que resulta en un $\epsilon\text{Hf}(t)$ de -7.69 una $T_{\text{DM}(\text{Hf})}$ de 2.22 Ga, obtenida usando el $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de la corteza promedio.

4.5 Geoquímica de roca total

Los análisis geoquímicos de las rocas de la UCat son reportados en el Anexo B y se muestran en las Figura 21, 22 y 23. Según el índice de meteorización MFW de Ohta y Arai (2007), el cual se basa en el análisis de componentes principales tanto de la pérdida de Na_2O y CaO durante el proceso de meteorización, como en las proyecciones de perfiles de meteorización según la composición de las rocas (máficas, intermedias o félsicas), la mayoría de las muestras analizadas grafican en el campo de estado fresco hacia el intermedio, y sólo un ejemplar de gneis cuarzo-feldespático con biotita tiene un estado entre intermedio a extensivo (Figura 21a).

En los diagramas de clasificación R1-R2, tres de las cuatro muestras analizadas de ortogneis graníticos grafican en los campos de granodiorita y tonalita, mientras que la cuarta muestra corresponde a una monzonita. Los protolitos de la anfibolita tienen composiciones gabróicas y la muestra de un leucosoma de esta litología muestra una composición tonalítica. Por otro lado, las muestras de gneis cuarzo-feldespático son de composición granodiorítica a granítica (Figura 21b). En general, las muestras de la UCat tienen principalmente afinidades subalcalinas (Figura 21c), excepto por una muestra de ortogneis granítico y otra de anfibolita que grafican en el campo alcalino. Sin embargo, el carácter alcalino es descartado para estas dos muestras debido a que su mineralogía normativa incluye hiperstena y cuarzo en exceso (no mostrado), sugiriendo su saturación en sílice.

En el diagrama Zr/Y vs Th/Yb (Figura 21d) las muestras de ortogneis granítico muestran tendencias principalmente transicionales a calco-alcalinas. Esto concuerda con su afinidad principalmente magnesiánica y su carácter cálcico a calcoalcalino en los diagramas de índice de hierro y MALI vs sílice, (Figura 21e-f). Tres de los especímenes de ésta roca son metaluminosos en la gráfica de A/NK vs A/CNK (Figura 21g). Por otra parte, las muestras de anfibolita tienen tendencias principalmente toleíticas en el diagramas Zr/Y vs Th/Yb (Figura 21d); sin embargo, muestran afinidades magnesiánicas y cálcicas en los diagramas de índice de Fe y MALI (Figura 21e-f). En general, las características geoquímicas de elementos mayores de las muestras de ortogneis granítico y anfibolita de la UCat pueden ser interpretadas en términos de un ambiente de margen activa (Frost y Frost, C. D., 2008, 2015).

Adicionalmente, el ortogneis cuarzo-feldespático muestran tendencias principalmente calco-alcalinas en la gráfica de Zr/Y vs Th/Yb (Figura 21d), concordando con un carácter cálcico a calcoalcalino (Figura 21f), en el diagrama de SiO_2 vs MALI. También, estas rocas presentan una afinidad principalmente magnesiánica, excepto por dos muestras con una afinidad ferroana (Figura 21e). Finalmente, las muestras de gneis

cuarzo-feldespáticos son peraluminosas en el diagrama de A/NK vs A/CNK (Figura 21g). Estas características son similares a las de las rocas con firmas de arco; sin embargo, algunas de estas muestras grafican en el campo de fundidos corticales en los diagramas de índice de Fe y MALI, sugiriendo que estas firmas pueden ser heredadas (Figura 21e-f; Frost et al., 2001; Frost y Frost, C. D., 2015).

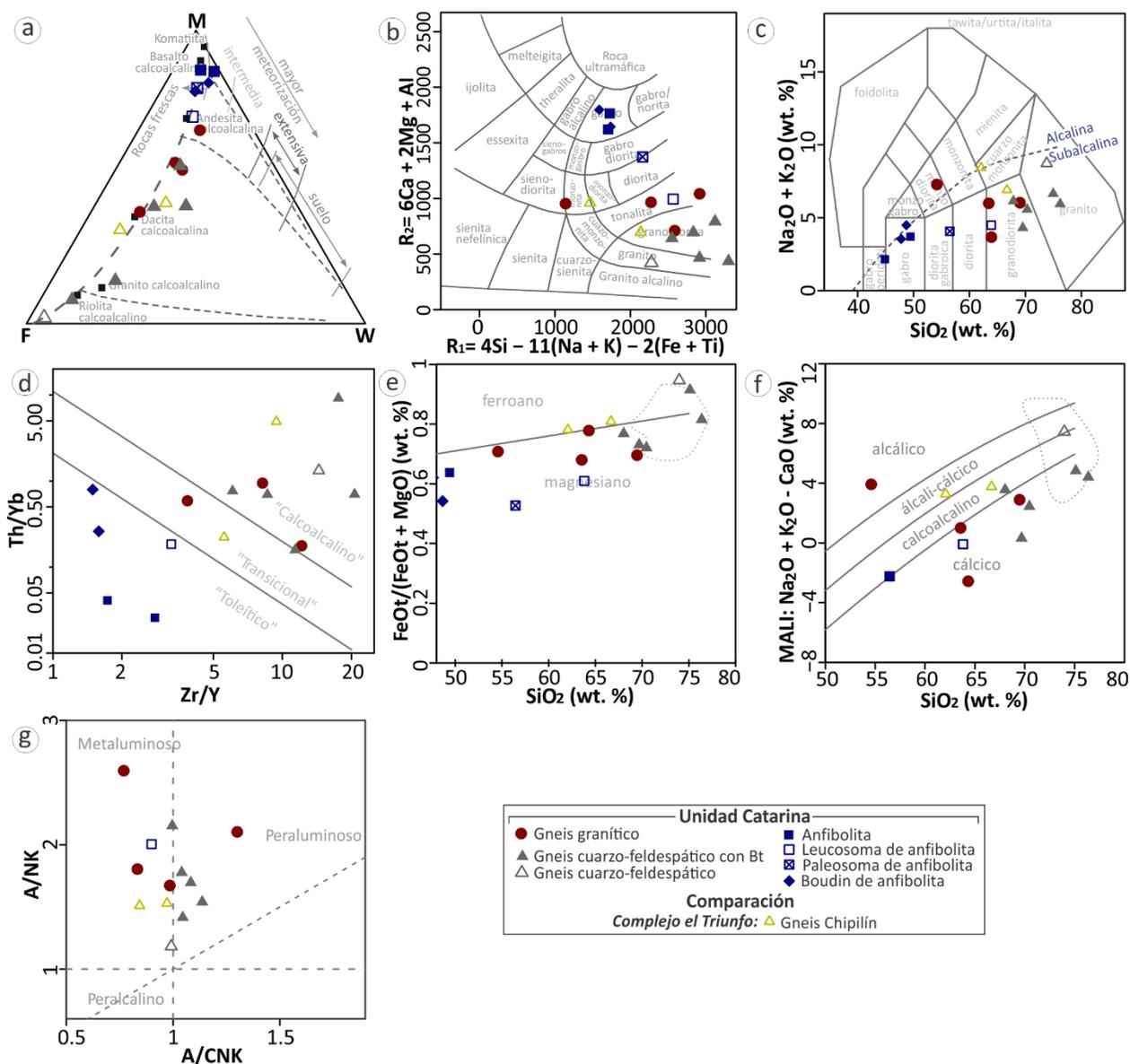


Figura 21. Análisis geoquímico de roca total de las muestras de la Unidad Catarina. **a.** Diagrama de índice de meteorización FMW (Ohta y Arai, 2007), donde los vértices M y F indican fuentes máficas y félsicas, y W indica el grado de meteorización de la roca de forma independiente de la composición de la roca. **b.** Diagrama R1-R2 (De la Roche et al., 1980). **c.** Diagrama TAS (Middlemost, 1994). **d.** Diagrama de Th/Yb vs Zr/Y para roca subalcalina (Ross y Bédard, 2009). **e.** Diagrama de índice de hierro (FeO/(FeO+MgO)) vs SiO₂ y **f.** Diagrama de MALI (Na₂O + K₂O - CaO) vs. SiO₂ (Frost y Frost C. D., 2008). **g.** Diagrama de discriminación A/CNK (Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O) vs A/NK (Al₂O₃/Na₂O+K₂O) (mol. %) de rocas metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas de Shand (1943).

Firmas de un ambiente de arco son soportadas para los gneises graníticos y cuarzo-feldespáticos con biotita por los diagramas de elementos traza para rocas graníticas de Yb vs Ta y Rb-Hf-Ta (Figura 22a-b). De igual manera, las muestras de anfibolita grafican en los campos de ambiente de arco, aunque con afinidades que varían de toleítica a calco-alcalina en los diagramas para rocas basálticas de La-Y-Nb, y Mn-TiO₂-P₂O₅, K₂O/Yb vs Ta/Yb (Figura 22c-e), cayendo en su mayoría en el campo de arco continental en la gráfica de La/Yb vs Nb/La (Figura 22f).

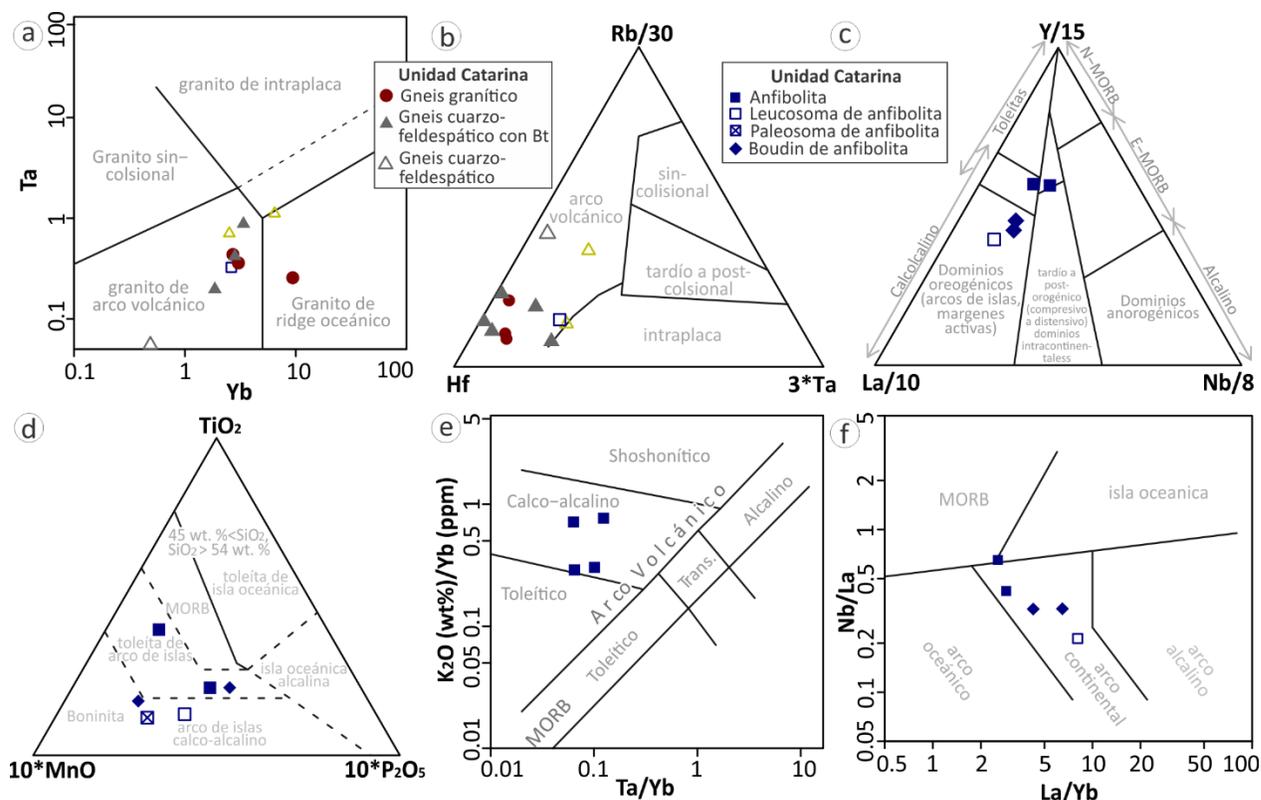


Figura 22. Análisis geoquímicos de roca total de las muestras de la Unidad Catarina. Diagramas de discriminación tectónica para rocas graníticas **a.** Ta vs Yb (Pearce et al., 1984) y **b.** diagrama ternario Rb/30-Hf-3*Ta (Harris et al., 1986); y para rocas básicas tanto los ternarios **c.** Y/15-La/10-Nb/8 (Cabanis y Lecolle, 1989) y **d.** TiO₂-MnO*10-P₂O₅*10 (Mullen, 1983), como los bimodales **e.** K₂O vs Ta/Yb (Pearce, 1982) y **f.** Nb/La vs La/Yb (Hollocher et al., 2012).

Por otro lado, los patrones multielementales de las muestras de ortogneis granítico y cuarzo-feldespático con biotita muestran patrones en zig-zag enriquecidos en los elementos más incompatibles respecto a los más compatibles, con anomalías negativas en Nb, P, Ti, y Th y anomalías positivas en Rb, Ba, Ce, Pb. En general, los patrones de los ortogneises granítico y cuarzo-feldespático se asemejan a los patrones de elementos traza de la andesita continental, excepto por la anomalía positiva en U mostrados por la andesita en el diagrama multielemental (Figuras 23a-b y d-e). Los patrones de elementos traza de las anfibolitas también muestran patrones en zig-zag en diagramas multielementales, que están ligeramente

enriquecidos en los elementos de bajo potencial iónico como Rb y Ba, respecto a elementos más compatibles como Dy, Y, Yb y Lu y en todas las muestras muestran anomalías negativas en Nb (Figura 23c).

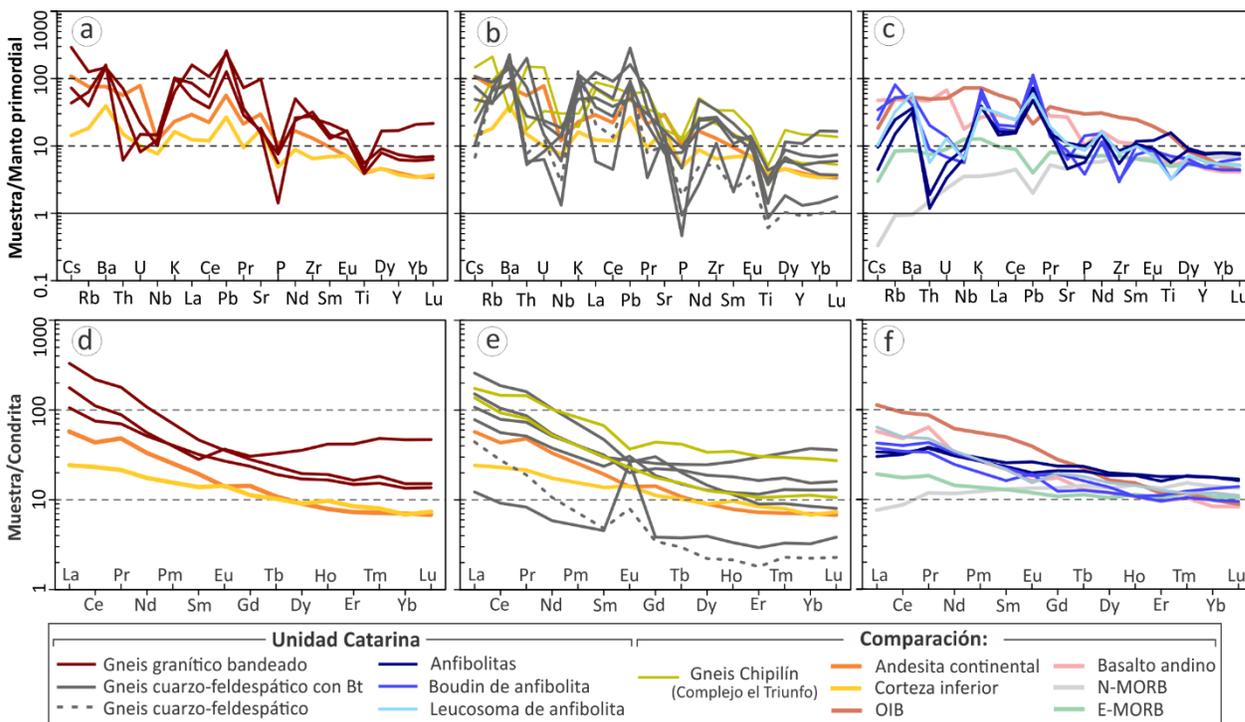


Figura 23. Diagramas multielementales (a, b, y c) y de tierras raras (d, e y f) de las rocas de la Unidad Catarina. a. y d. Gneis granítico bandeado. b. y e. Gneis cuarzo-feldespático. c. y f. Anfibolita. Patrones de los elementos incompatibles de MORB, basalto andino y andesita usados para la comparación fueron tomados de Kelemen et al. (2007). Los patrones de elementos incompatibles fueron normalizados respecto al manto primordial de McDonough y Sun (1995); mientras que los patrones de REE fueron normalizados a condrito de Nakamura (1974).

La mayoría de los patrones de elementos de tierras raras de las rocas de la Unidad Catarina están enriquecidos en LREE respecto a las HREE ($[La/Yb]_N = 30.46 - 1.7$). Dos ortogneises graníticos no presentan anomalía de Eu, excepto por una muestra con anomalía ligeramente positiva ($Eu/Eu^* = 0.99 - 0.98$ y 1.25 ; Figura 23d). Los gneises cuarzo-feldespáticos presentan anomalías de Eu que varían entre ligeramente positivas y negativas ($Eu/Eu^* = 1.96 - 0.70$), excepto por una roca con anomalía fuertemente positiva ($Eu/Eu^* = 6.21$; Figura 23e). La mayoría de las anfibolitas, por su parte, no presentan anomalía de Eu ($Eu/Eu^* = 1.07 - 0.75$) y sólo un espécimen tiene una anomalía ligeramente positiva ($Eu/Eu^* = 1.36$; Figura 23f). En general, los patrones de tierras raras de ortogneises graníticos y cuarzo-feldespáticos se asemejan a los de una andesita continental (Figuras 23d-e), mientras que las anfibolitas se parecen a los patrones de OIB y basalto andino, aunque sus abundancias son más parecidas a las de esta última (Figura 23f).

4.6 Discusión

4.6.1 Basamento del Calymmiano (Mesoproterozoico temprano) en el Complejo Macizo de Chiapas

Se reporta aquí, por primera vez, un basamento de edad Calymmiano reconocido a través de edades de cristalización U-Pb y cartografía basada en edades modelo de Nd. La existencia de este basamento en el BM solo había sido inferida por la presencia de edades de ~ 1.5 Ga en núcleos heredados de zircones y edades modelo de Hf en dos etapas entre 2.2 Ga y 1.9 Ga (Weber et al., 2007, 2008, 2012, 2018). Este basamento, nombrado Unidad Catarina, se compone de ortogneis granítico bandeado, anfibolita y gneis cuarzo-feldespático con biotita (Figuras 12 y 13) y se caracteriza por edades de cristalización U-Pb en zircón de ~ 1.58 a ~ 1.50 Ga (Figuras 15-17), así como por edades modelo $T_{DM(Nd)}$ entre 2.0 y 1.8 Ga (Figuras 12 y 24) y $T_{DM(Hf)}$ en zircón entre 2.06 y 2.22 Ga (corteza promedio; Figura 25; Anexos C y F). La geocronología reveló también un evento metamórfico de alto grado en el Toniano ($\sim 0.96 - 0.94$ Ga), que produjo la anatexis de la corteza calymmiana.

4.6.1.1 Comparación entre las Unidades Custepec y Catarina y el metamorfismo del Pérmico tardío.

A pesar de las similitudes litológicas, las Unidades Catarina y Custepec fueron distinguidas a través de edades modelo Nd de manto empobrecido contrastantes (Figura 12b) y del dominio de biotita sobre anfíbol en los gneises de la UCat (Figura 14). La mayoría de las rocas analizadas de la UCu muestran $T_{DM(Nd)}$ entre 1.45 y 1.23 Ga ($n=11$; Figuras 19c y 24a), que en promedio son 0.6 g.a. más jóvenes que las edades modelo de la adyacente UCat. Sin embargo, cuatro muestras del área circundante a la UCat, muestran $T_{DM(Nd)}$ intermedias, de ~ 1.7 Ga, a las mostradas por la UCat y la UCu (Figuras 12b y 24a).

Estos nuevos datos plantean la reinterpretación del origen de la UCu, propuesta como volcanosedimentaria con base en núcleos de zircones heredados de ~ 1.5 Ga y ~ 0.95 Ga en anfibolitas (Weber et al., 2007). Las edades de residencia más jóvenes de la UCu (Figura 24) y su composición preferencialmente máfica sugieren un aporte mantélico en esta unidad. Esto y a las edades calymmianas y tonianas heredadas sugieren el retrabajamiento del basamento de la UCat durante la formación de la UCu en el Pérmico, invalidando el origen volcanosedimentario. Así, con base en la afinidad ígnea de la

Unidad Custepec (ver sección 5.6.1), el basamento con las edades modelo de ~ 1.7 Ga es explicado como el resultado de un mayor grado de asimilación de la corteza proterozoica.

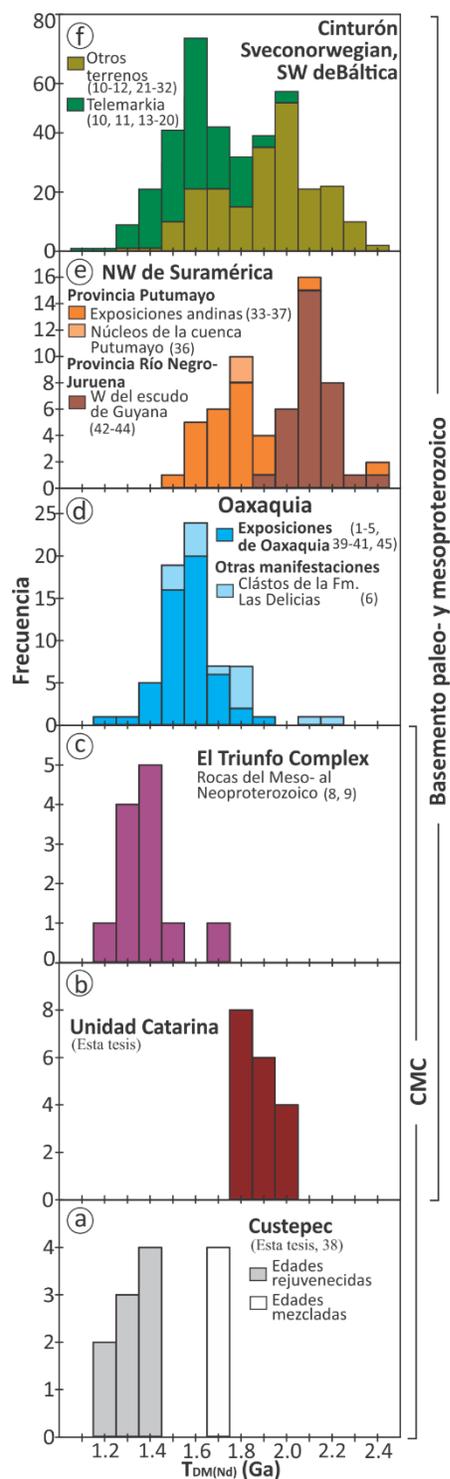


Figura 24. Comparación de histogramas de edades de residencia cortical de Nd. **a.** Unidad Custepec, **b.** Unidad Catarina., **c.** Complejo El Triunfo, y **d.** Oaxaquia en México; **e.** Provincia Putumayo y Escudo de Guyana en el noroccidente de Suramérica; **f.** Unidades litotectónicas en el SW de v en Báltica. Los números indican las fuentes de los datos isotópicos y son las mismas que en la Figura 19. Edades modelo mostradas fueron calculadas en 1 y 2-etapas como se explicó en la sección de 3.3.2.2.2.

Las edades U-Pb entre 255 y 245 Ma en sobrecrecimientos y en zircones neoformados de las muestras analizadas sugieren que la Unidad Catarina también registra el evento metamórfico del Pérmico tardío dominante en todo el CMC (Figuras 15-17). Este evento es responsable de la pérdida de Pb (e.g., CH19-12) y sobrecrecimientos metamórficos ($\text{Th}/\text{U} < 0.1$; Rubatto y Gebauer, 2000) en los zircones del gneis granítico bandeado (e.g., CH21-02) y anfibolita (e.g., CH19-22); mientras que los bordes de los zircones en el gneis cuarzo-feldespático, cuyas Th/U de 0.16 – 0.41 son indicativas de su crecimiento a partir de un fundido (Rubatto y Gebauer, 2000), fueron formados debido a la migmatización observada en la roca durante el evento del Pérmico (e.g., CH19-63a, Figuras 12b y 18; Anexo D).

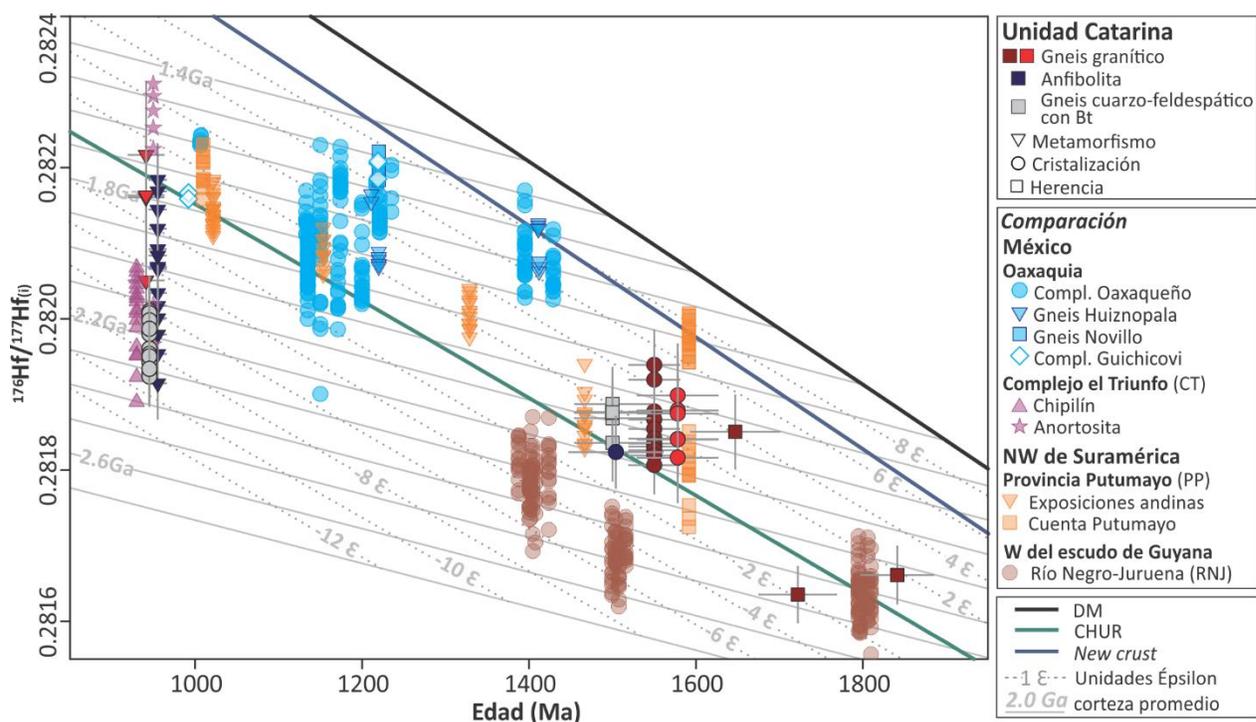


Figura 25. Diagrama de evolución de Hf comparando las muestras de la Unidad Catarina con análisis de Hf en zircón reportados tanto para Oaxaquia (Weber et al., 2010; Weber y Schulze, 2014; Solari et al., 2020), como para la Provincia Putumayo (Ibanez-Mejia et al., 2015) y el occidente del cratón Amazónico (Ibanez-Mejia, 2014) en el noroccidente de Suramérica.

4.6.1.2 Magmatismo en el Calymmiano (Mesoproterozoico temprano)

Las edades U-Pb de cristalización de protolito del Mesoproterozoico temprano, junto con las edades de modelo de Nd (Figura 24) y Hf (Figura 25) del Paleoproterozoico del gneis granítico y la anfibolita de la UCat indican magmatismo y crecimiento cortical durante el periodo Calymmiano (Figura 26). Debido a que estas edades de residencia difieren en más de 300 m.a. de las edades de cristalización, los protolitos félsicos y máficos de la UCat no son juveniles durante el magmatismo calymmiano, contrario a lo sugerido

para proto-Oaxaquia a esa edad (Weber y Schulze, 2014). Así, la UCat pudo haberse originado ya sea por (1) retrabajamiento de una corteza juvenil separada del manto empobrecido durante el Paleoproterozoico medio-tardío (entre 2.0 y 1.8 Ga), o (2) por la mezcla de material juvenil mantélico con una corteza (¿máfica?) paleoproterozoica.

Los núcleos de zircones heredados en el gneis granítico bandeado con edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aparentes entre ~ 1.85 y 1.70 Ga (CH19-12a, (Figuras 15a-b) y análisis discordantes que definen una edad de intersección superior de ~ 1.75 Ga (CH21-02, (Figuras 15c-d) en las muestras cuyos protolitos cristalizaron entre ~ 1.58 Ga y ~ 1.55 Ga concuerdan con el primer escenario. Por otro lado, el segundo escenario soportado por la anfibolita, cuyo protolito máfico cristalizó a ~ 1.5 Ga (CH19-22) y tiene edades de residencia ($T_{\text{DM}(\text{Nd})} = 2.0$ a 1.8 Ga, $T_{\text{DM}(\text{Hf})} = 2.19$; (Figuras 19a-b y 25) en el mismo intervalo del gneis granítico bandeado ($T_{\text{DM}(\text{Nd})} = 1.98$ y 1.81 Ga, $T_{\text{DM}(\text{Hf})} = 2.09$ - 2.06 Ga; Figura 25). Aunque no hay evidencia de edades heredadas del Paleoproterozoico en los datos de U-Pb de la anfibolita en el área de estudio, la asimilación de una corteza de esta edad fue inferida por González-Guzmán (2016) para el Complejo El Triunfo con base en un núcleo de zircón heredado de ~ 2.47 Ga en un granito ordovícico, lo que refuerza la hipótesis de mezcla de material mantélico con un componente Paleoproterozoico durante el magmatismo Calymmiano.

La geoquímica de roca total de las muestras analizadas sugiere que los magmas parentales de los protolitos del ortogneis granítico bandeado y de la anfibolita de la UCat se habrían formado en un ambiente de arco volcánico (Figuras 21 y 23). En este contexto geodinámico, la ocurrencia simultánea de retrabajamiento de la corteza y la adición de material juvenil es común (Condie, 2007, 2013; Cawood et al., 2009). Por lo tanto, se sugiere que el magmatismo Calymmiano de la UCat se desarrolló en una margen continental activa a través del retrabajamiento y el rejuvenecimiento² de una corteza Paleoproterozoica, bordeando posiblemente a Amazonia (Figura 27).

4.6.1.3 Un evento tectonotermal en el Toniano

Sin duda, el evento formador de zircones más prominente en las muestras de la UCat es un episodio de metamorfismo en el Toniano. Bordes de zircones metamórficos, núcleos isotópicamente reseteados y zircones neoformados con edades tonianas ocurren en todas las litologías de UCat (Figuras 15 a 18). A

² El término *rejuvenecimiento* es usado para indicar tanto la adición de material juvenil mantélico a la corteza como la mezcla de ambos reservorios, resultando en composiciones isotópicas más radiogénicas de las esperadas en una corteza que se hubiera mantenido como sistema cerrado.

pesar de la discordancia de algunos análisis, causada tanto por crecimiento de zircón metamórfico en el Pérmico y por la pérdida de Pb de este periodo o reciente, como por la herencia de Pb de eventos previos, el episodio tectonotermal toniano en la UCat puede ser restringido entre 957 ± 27 y 941 ± 25 Ma.

En el ortogneis granítico (CH19-12a y CH21-02; Figuras 15a-d) y en la anfibolita (CH19-22 y CH19-52a; Figuras 16a-d) el evento toniano refleja el metamorfismo en estado sólido y migmatización (Figura 18). Por otro lado, las observaciones de campo indican que la ocurrencia de gneises cuarzo-feldespáticos siempre estuvo vinculada a la anfibolita, ya sea a modo de capas intercaladas con esta o como cuerpos que contienen boudines de anfibolita (Figuras 13d-g). Esto, sumado a las evidencias de la migmatización de la anfibolita (Figura 13d), sugieren que los boudines podrían representar xenolitos deformados del basamento que participó en la formación de los fundidos anatéticos parentales de los gneises cuarzo-feldespáticos.

Debido a esto, se interpreta que el episodio del Toniano corresponde al evento de cristalización de los protolitos del gneis cuarzo-feldespático (Figura 25) y las edades de ~ 1.4 Ga en los núcleos de zircones son interpretadas como un componente heredado (CH19-53b y CH19-63a; Figura 17). Adicionalmente, los análisis de gneis cuarzo-feldespático grafican sobre las tendencias de evolución de Nd (en roca total; Figuras 19a-b) y de Hf (en zircón; Figura 25) definidas por las muestras de los ortogneises máficos y graníticos de la UCat, y por tanto sus edades modelo se traslapan (Figura 24; Anexos C y F), sugiriendo que todas estas litologías se formaron a partir de un precursor cortical similar. Por lo anterior, se sugiere que el protolito magmático del gneis cuarzo-feldespático se derivó de la fusión parcial del basamento calymmiano de la UCat durante el evento toniano, adquiriendo sus firmas químicas (Figura 23) e isotópicas (Figuras 19 y 25).

4.6.2 Implicaciones de un basamento de edad Calymmiano en el sur de México

La primera evidencia de una corteza del Mesoproterozoico temprano en Oaxaquia fueron edades de isócrona Sm-Nd en roca total, indicativas de un precursor cortical juvenil (de $\sim 1.5 - 1.4$ Ga) en común para el Complejo Guichicovi, gneis Huiznopala y para el sur del Complejo Oaxaqueño (Lawlor et al., 1999; Weber y Köhler, 1999; Schulze, 2011). Edades U-Pb en zircón de protolito ígneo, obtenidas por LA-MC-ICPMS, de ~ 1.41 Ga fueron primero reportadas para dos muestras de ortogneis en Huiznopala (Weber y Schulze, 2014). De estas, los zircones de una charnockita granatífera no sólo contienen núcleos heredados de $\sim 2.03 - 1.52$ Ga, sino que además muestran relaciones $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ iniciales bajas ($0.282076 - 0.282063$) en

comparación con los zircones de la otra muestra de ortogneis, la cual tiene la misma tendencia de evolución de Hf que las rocas de arco de ~ 1.20 Ga y las suites AMC (Anortosita – Mangerita – Charnockita) de ~ 1.01 Ga en Oaxaquia (conocidas como “Oaxaquia típico”; $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(i)}$: 0.282223 – 0.282119; Figura 25; Weber y Schulze, 2014). Así, los zircones de la charnockita granatífera en Huiznopala arrojan edades modelo de Hf en dos etapas de ~ 1.78 – 1.82 Ga, que son considerablemente más antiguas que las rocas de Oaxaquia típico que varían entre 1.50 y 1.65 Ga (Weber et al., 2010; Weber y Schulze, 2014). De manera similar, isótopos de Sm-Nd de solo tres muestras del basamento en Huiznopala, una de ellas tomada del mismo afloramiento de charnockita granatífera con zircones heredados, arrojan $T_{\text{DM(Nd)}}$ de ~ 1.93 – 1.80 Ga; mientras que la mayoría de los análisis reportados para el Gneis de Huiznopala muestran $T_{\text{DM(Nd)}}$ entre ~ 1.73 y 1.42 Ga (Ruiz et al., 1988; Lawlor et al., 1999).

La mayoría de las rocas metaígneas de Oaxaquia tienen $T_{\text{DM(Nd)}}$ entre 1.75 y 1.24 Ga (Figuras 19a y 24) y los núcleos de zircones con edades mayores a ~ 1.3 Ga son escasos. Algunas excepciones son las reportadas para el norte del Complejo Oaxaqueño, correspondiendo a dos granulitas de ~ 1.4 Ga y a la migmatita de El Catrín de ~ 1.25 Ga que contiene zircones heredados de ~ 1.44 Ga. Estas rocas contienen algunos zircones del Calymmiano tardío con relaciones $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(i)}$ bajas en comparación con Oaxaquia típico (Figura 25; Solari et al., 2014; Weber y Schulze, 2014; Solari et al., 2020). Adicionalmente, Solari et al. (2020) reportan también valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(i)}$ bajos en zircones de ~ 1.20 – 1.15 Ga (Figura 25) y algunos núcleos de zircones con edades heredadas de ~ 1.62 a 1.55 Ga en ortogneises del Steniano. Sin embargo, análisis de Sm-Nd de estas muestras no han sido reportados y los datos existentes en el área no difieren de las composiciones de Oaxaquia típico. Por tanto, las relaciones $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(i)}$ bajas en núcleos de zircones reflejan la tendencia de la evolución isotópica de un fragmento cortical contaminante no de la fuente de estas rocas. Además, no hay evidencia de protolitos ígneos más antiguos que ~ 1.4 Ga en Oaxaquia. Consecuentemente, las edades de residencia (tanto las de Sm-Nd, como las de Lu-Hf) indican que Oaxaquia empezó a evolucionar a partir de una fuente de manto empobrecido durante el Mesoproterozoico temprano a medio, siendo ligeramente contaminada con fuentes corticales más antiguas (Figuras 24 y 25).

En contraste, las edades de protolito ígneo de ~ 1.58 – 1.50 Ga junto a las edades modelo de $T_{\text{DM(Nd)}}$ entre 2.0 y 1.8 Ga y $T_{\text{DM(Hf)}}$ entre 2.06 y 2.19 Ga del ortogneis granítico y la anfibolita de la UCat (Figuras 24 y 25) prueban un evento magmático en el Calymmiano, no observado en Oaxaquia, y su evolución dentro de una corteza Paleoproterozoica. Así la existencia de la Unidad Catarina se explica como un remanente de corteza más antigua incorporado a Oaxaquia, ya sea en cualquier punto de la evolución del microcontinente o por su emplazamiento sobre este durante el ensamblaje de Rodinia.

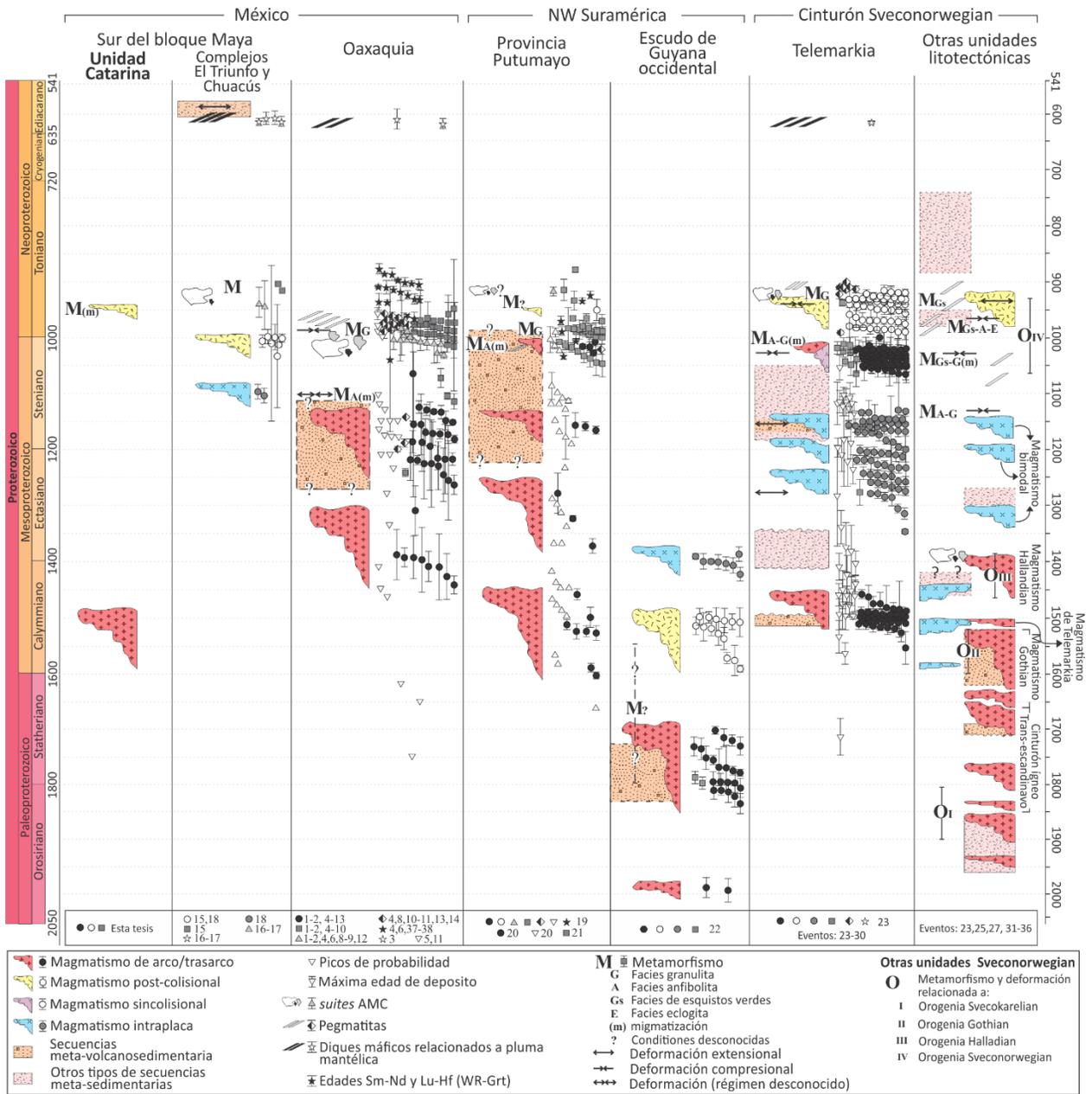


Figura 26. Diagrama cronoestratigráfico comparando los eventos registrados por la Unidad Catarina con los reportados para otras unidades del Proterozoico en México, norte de Suramérica y suroccidente de Fennoscandia en Báltica. “Otras unidades litotectónicas” dentro del Cinturón Sveconorwegian incluye los dominios Bamble, Kongsberg, Idefjorden, y el Eastern Segment, de los que no se incluyeron datos de U-Pb debido a su abundancia y por simplicidad. Las edades graficadas son principalmente de U-Pb en zircón, excepto por las edades de cristalización de diques máficos de Oaxaquia y pegmatitas de Telemarkia obtenidas en otros minerales, y Sm-Nd y Lu-Hf obtenidas en granates. Las referencias numeradas en la figura corresponden a: 1.Cameron et al. (2004), 2.Weber et al. (2010), 3. Alemán-Gallardo et al. (2019), 4. Lawlor et al. (1999), 5. Weber y Schulze (2014), 6. Weber y Köhler (1999), 7. Keppie et al. (2001), 8. Schulze (2011), 9.Keppie et al. (2003), 10. Solari et al. (2003), 11. Solari et al. (2014), 12. Valencia-Morales (2017), 13. Solari et al. (2020), 14. Shchepetilnikova et al. (2015), 15. Weber et al. (2018), 16. Weber et al. (2020), 17. Cisneros de León et al. (2017), 18. Maldonado et al. (2018a), 19. Ibanez-Mejia (2020 y referencias allí), 20. Restrepo-Echavarría y Giraldo-Albornoz (2018), 21.Piraquive et al. (2021), 22. Ibanez-Mejia y Cordani (2020 y referencias ahí), 23. Bingen et al. (2021), 24. Andersen et al. (2007), 25. Bingen et al. (2008a), 26. Bingen et al. (2008b), 27.Bingen y Viola (2018), 28. Roberts y Slagstad (2015), 29. Bingen et al. (1998), 30. Bogdanova et al. (2008), 31. Skyttä et al. (2020), 32. Ripa y Stephens (2020a), 33. Ripa y Stephens (2020b), 34. Appelquist y Johansson (2011), 35. Söderlund et al. (2005), 36. Stephens et al. (2020). 37. Patchett et al. (1987), 38. Scherer et al. (2000).

Aunque la extensión cartografiada del basamento de la UCat en el CMC es pequeña (Figura 12), zircons con núcleos de $\sim 1.63 - 1.56$ Ga son también reportados en un metagranito de alta presión en el complejo Chuacús en Guatemala (Maldonado et al., 2018a). Adicionalmente, en el CMC zircons con núcleos de ~ 1.5 Ga son encontrados en las anfibolitas de la Unidad Custepec (Sección 5.3.1; Weber et al., 2008, 2007) y en granitos y gabros del Ordovícico en el CT (Pompa-Mera, 2009; González-Guzmán, 2016).

Adicionalmente, la presencia de zircons calymmianos detríticos son comunes en las unidades metasedimentarias en el Bloque Maya, como la Unidad ediacariana Jocote del CT (Weber et al., 2008; González-Guzmán et al., 2016), la Unidad Baldy del Ordovícico temprano a Devónico en Belice (Martens et al., 2010), así como la Formación mississippiana Vicente Guerrero del Grupo Tamatán (que suprayace al Gneis el Novillo; Casas-Peña et al., 2021) y en los clastos del conglomerado de la Formación Las Delicias del Paleozoico (los cuales tienen también edades $T_{DM(Nd)} = 2.2 - 1.5$ Ga; Figura 24d; López et al., 2001), ambos en la parte nororiental de México. Estos zircons calymmianos detríticos han sido interpretados por la mayoría de los autores como provenientes de fuentes cratónicas, como la Provincia Rio Negro-Juruena del Cratón Amazónico. El descubrimiento de la UCat proporciona una fuente local, y por ende más factible, para los zircons calymmianos presentes en estas secuencias sedimentarias ediacarianas a mississippianas. Esto sugiere, además, que la Unidad Catarina y fragmentos de corteza similares estuvieron expuestos a la erosión durante este periodo.

4.6.3 Temporalidad del evento tectonotermal del Toniano

Las edades U-Pb entre ~ 960 y ~ 940 Ma en la UCat registran el metamorfismo de alto grado que causó la pérdida de Pb en núcleos de zircons, su recristalización, su crecimiento en estado sólido y la cristalización de este mineral a partir de fundidos anatéticos (Figuras 15 - 17; Anexo D). El lapso en el que este evento tectonotermal es registrado en la UCat es similar a las edades registradas por bordes de zircons metamórficos ($\sim 965 - 950$ Ma) en boudines de ortogneis granítico de la Unidad Candelaria y significativamente más antiguo que las edades de los zircons metamórficos del gneis de Chipilín (~ 920 Ma; denominada subsiguientemente como fase Chipilín) en el CT (Figuras 12a y 26; Weber et al., 2018).

Interesantemente, las composiciones isotópicas de Hf de estos zircons del gneis de Chipilín son similares a las observadas en los gneises cuarzo-feldespáticos de la UCat (Figura 25), pero las firmas de Nd (y Hf) en roca total de las muestras de este gneis son indistinguibles de las composiciones reportadas para Oaxaquia (Figura 19b; Weber et al., 2018). Esto implica el carácter heredado de estos zircons (cuyo sistema U-Pb

fue reiniciado durante el evento toniano) y, por tanto, que parte de un basamento similar al de la Unidad Catarina fue asimilado durante la formación del protolito de Gneis Chipilín. Por otro lado, las edades U-Pb en zircón obtenidas hasta ahora en la Anortosita Mariscal-Soconusco varían entre ~945 y 909 Ma (Figura 26; Estrada-Carmona et al., 2012; Cisneros de León et al., 2017; Weber et al., 2020), pero no es claro aún si estas edades corresponden a la intrusión de este cuerpo o datan el evento metamórfico del Toniano.

No existen estimaciones de las condiciones del metamorfismo toniano en el CMC y la obtención de información termobarométrica de este evento puede ser difícil debido a la sobreimposición de eventos metamórficos posteriores (ver sección 2.3.3.2). Sin embargo, recientemente en el CT una temperatura de ~730 °C fue obtenida a partir del termómetro de Zr-en-rutilo en una ilmenitita con rutilo de origen metamórfico asociada a la Anortosita Mariscal-Soconusco, y que podría estar relacionada al evento de ~950 Ma (Cisneros de León et al., 2022). Adicionalmente, valores $\delta^{18}\text{O}$ en zircón por debajo de las composiciones del manto en el Gneis Chipilín (localizado justo al sur de la falla Polochic) indican la cristalización del zircón metamórfico a partir de rocas alteradas hidrotermalmente, sugiriendo una posible zona de cizalla de despegue que alcanzó cerca de 10 Km de profundidad (Mezri et al., 2015; Weber et al., 2020). Debido a que la fusión parcial de la UCat precede por 20 m.a. a la fase Chipilín, es posible sugerir un nivel cortical más bajo y un flujo de calor en aumento entre los ~960 y ~940 Ma, que es lo suficientemente caliente para fundir los protolitos félsicos y máficos de la UCat.

La edad del pico del metamorfismo granulítico en Oaxaquia fue restringido a los ~990 – 980 Ma y es interpretado como el producto de una colisión continente-continente (Figura 26; Lawlor et al., 1999; Weber y Köhler, 1999; Solari et al., 2003; Trainor et al., 2011). En el CMC no se observa evidencia de un evento en facies granulita a los ~990 Ma que anteceda el episodio de metamorfismo y anatexis toniano registrado en la UCat o en el CT (Figura 26), aunque la sobreimposición de eventos metamórficos en el Fanerozoico pudo haber borrado dicha evidencia (ver sección 2.3.3.2). Por otro lado, pegmatitas post-tectónicas, generadas por la fusión debida a descompresión en un ambiente anorogénico, intruyeron las granulitas del Complejo Oaxaqueño y los gneises de Huiznopala entre ~985 y 960 Ma (Figura 26), de manera coetánea con el metamorfismo de retrogresión a facies anfibolita (Lawlor et al., 1999; Solari et al., 2003; Schulze, 2011; Prol-Ledesma et al., 2012; Shchepetilnikova et al., 2015). Las edades de Sm-Nd en granate-roca total en Oaxaquia varían entre ~976 y ~878 Ma (Figura 26; Patchett y Ruiz, 1987; Weber y Köhler, 1999; Scherer et al., 2000; Culi Verdaguer et al., 2022), indicando enfriamiento o la prolongación de las condiciones de metamorfismo de alto grado. Mientras las edades de Lu-Hf en granate-roca total entre ~967 y ~902 Ma, reportadas únicamente para el gneis de Huiznopala (Scherer et al., 2000), son más sugerentes de la edad de cristalización debido a la mayor temperatura de cierre que tiene el sistema Lu-

Hf comparado con el sistema Sm-Nd en granate (Smit et al., 2013; Vervoort, 2014 y referencias ahí citadas). Esto implica un evento metamórfico posterior, contemporáneo con el evento Toniano en el CMC o un periodo de enfriamiento prolongado a niveles corticales profundos (Weber y Köhler, 1999).

Las diferencias en la temporalidad del metamorfismo y de todos los eventos posteriores al pico granulítico en Oaxaquia encajan dentro de un contexto de colapso orogénico, inicio de extensión post-contraccional y ascenso de manto astenosférico propuesto por Weber et al. (2020) de manera local para la fase Chipilín, similar a la fase Dalane (~970 – 900 Ma) en el cinturón Sveconorwegian (Bingen et al., 2008b; Bingen et al., 2021). Durante este periodo, la compleja interacción entre regímenes compresivos y extensivos causó una gran variación en las condiciones de metamorfismo a lo largo del orógeno Sveconorwegian (Bingen et al., 2008b; Bogdanova et al., 2008; Stephens et al., 2020; Bingen et al., 2021). Así de manera contemporánea ocurre migmatización, magmatismo post-colisional (incluyendo *suites* AMC), emplazamiento de pegmatitas, así como la reactivación de grandes zonas de cizalla (Schärer et al., 1996; Westphal, 2003; Laurent et al., 2018a; 2018b; Bingen et al., 2021). Respecto a Oaxaquia y en particular al sur del Bloque Maya, este contexto tectónico explica las edades del Toniano más jóvenes tanto de la migmatización y magmatismo granítico en la UCat estudiada en esta tesis, como de los bordes metamórficos en los boudines de gneis granítico (Weber et al., 2018) y el crecimiento de zircón a partir de rocas alteradas hidrotermalmente dentro de una zona de cizalla normal profunda (Weber et al., 2020) en el CT. Adicionalmente, este ambiente tectónico también la intrusión de pegmatitas (e.g., Lawlor et al., 1999; Shchepetilnikova et al., 2015) y el crecimiento de granate (Weber y Köhler, 1999; Scherer et al., 2000) en las exposiciones de Oaxaquia.

4.6.4 Correlaciones paleogeográficas: implicaciones para la reconstrucción de Rodinia

4.6.4.1 Correlaciones con el noroccidente de Suramérica: La Provincia Putumayo (PP) y el escudo de Guyana en el Cratón Amazónico.

El basamento del micro-continente Oaxaquia ha sido ampliamente correlacionado con las rocas del Mesoproterozoico expuestas en los Andes colombianos y con el basamento de las cuencas Putumayo y Falcón en el noroccidente de Suramérica (e.g., Cardona et al., 2010; Weber et al., 2010; Weber y Schulze, 2014; Ibanez-Mejia, 2020; Ibanez-Mejia y Cordani, 2020), conocidas en conjunto como la

Provincia/Orógeno Putumayo (PP; Figura 2; Ibanez-Mejia et al., 2011, 2015). Las edades de cristalización de protolito ígneo de ortogneises máficos y félsicos en la Serranía de San Lucas (Cuadros et al., 2014), el macizo de la Macarena y la cuenca Putumayo (Ibanez-Mejia et al., 2011, 2015) se agrupan en $\sim 1.61 - 1.59$ Ga, $\sim 1.53 - 1.50$ y ~ 1.46 Ga (Figuras 2 y 26). Las composiciones isotópicas de Nd en roca total ($\epsilon_{Nd(i)} = +1.4$ a $+4.7$, $T_{DM(Nd)} = 1.82$ a 1.59 Ga; Figuras 24b y 26), y relaciones de Hf en zircón (cercanas al CHUR, con $T_{DM(Hf)} = 1.75 - 2.35$ Ga; Figura 25) existentes, junto con composiciones de $\delta^{18}O$ en zircón por encima de los valores del manto y edades de $\sim 1.9 - 1.6$ Ga en núcleos heredados de zircones sugieren tanto el retrabajamiento de la corteza como su mezcla con una fuente de manto empobrecida (Cuadros et al., 2014; Ibanez-Mejia et al., 2015). Estos resultados son comparables con los obtenidos para la UCat en el CMC.

Sobrecrecimientos en zircones de paragneises con edades entre ~ 967 y ~ 916 Ma sugieren un metamorfismo en el Toniano medio en la cuenca Falcón y en la península de la Guajira (Figura 26; Cordani et al., 2005; Baquero et al., 2015; Piraquive et al., 2021). Edades de cristalización coetáneas entre ~ 952 Ma y ~ 920 Ma son reportadas para un leucogranito perforado en la cuenca Putumayo (Ibanez-Mejia et al., 2011) y para una charnockita asociada a una anortosita de tipo masivo de la cuenca Falcón (Figura 2; Urbani et al., 2015), respectivamente; donde la última edad es comparable con las obtenidas para la anortosita Mariscal-Soconusco del CMC (Cisneros de León et al., 2017; Weber et al., 2020). Así, en la PP las edades metamórficas y magmáticas del Toniano, similares a las encontradas en la UCat, son escasas y reportadas solo para los fragmentos de basamento en la parte más septentrional de Colombia-Venezuela y en la cuenca Putumayo (Figura 2). Esto sugiere que, de manera similar a México, el metamorfismo del Toniano medio afectó a la PP localmente y con condiciones variables. Esto es apoyado por las edades de isócrona de granate-roca total entre ~ 971 y ~ 952 Ma reportadas para el Macizo de Garzón y en la Sierra Nevada de Santa Marta (Figura 26; Cordani et al., 2005; Ordóñez-Carmona et al., 2006).

El noroccidente del escudo de Guyana en el cratón Amazónico, hacia el borde de Colombia – Venezuela – Brasil, comprende las rocas metavolcanosedimentarias de ~ 1.99 Ga (Grupo Cuchivero) de la provincia Venturari—Tapajos (VTO; Teixeira et al., 2002; Ibanez-Mejia y Cordani, 2020), los granitoides de $\sim 1.84 - 1.72$ Ga y $\sim 1.59 - 1.50$ Ga de los cinturones de Atapabo y Vaupés, respectivamente, que constituyen la provincial Río Negro-Juruena (RNJP), la cual fue intruida por el Complejo Parguaza, de carácter anorogénico, a los $\sim 1.40 - 1.39$ Ga (Figura 26; Cordani et al., 2016; Ibanez-Mejia y Cordani, 2020). Los dos cinturones magmáticos de RNJP han sido recientemente reinterpretados como el resultado de la mezcla de material juvenil y corteza retrabajada del Paleoproterozoico temprano en un ambiente acrecional a los ~ 1.8 Ga, seguido por actividad ígnea post-orogénica a ~ 1.5 Ga (Figura 26; Ibanez-Mejia y Cordani, 2020).

Además, su contemporaneidad con la UCat, las composiciones isotópicas de Nd ($\epsilon\text{Nd}_{(t)} = -1.0$ a -5.9 , Figura 19) y Hf (Figura 25) iniciales más evolucionadas, y correspondientes edades $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ (~ 2.19 a 1.94 Ga) y $T_{\text{DM}(\text{Hf})}$ (~ 2.63 a 2.35 Ga; Figura 25) más antiguas que indican un mayor grado de retrabajamiento cortical, así como la configuración post-tectónica inferida para el cinturón calymmiano Vaupés (Figura 26) no soportan su correlación con la UCat. Adicionalmente, los núcleos heredados de $\sim 1.85 - 1.70$ Ga en zircones de los gneises graníticos de la UCat están dentro del intervalo de las edades de cristalización del Paleoproterozoico de los granitos del cinturón Atapabo (con $T_{\text{DM}(\text{Nd})} = 2.42 - 1.95$ Ga y $T_{\text{DM}(\text{Hf})} = 2.63 - 2.24$ Ga). Así, el retrabajamiento de un componente cortical similar a la RNJP y su mezcla con volúmenes menores de material juvenil es un escenario posible para el origen de los protolitos de los gneises del Calymmiano de la UCat y ortogneises contemporáneos de la PP con firmas isotópicas similares (e.g., Cuadros et al., 2014).

4.6.4.2 Correlaciones con el orógeno Sveconorwegian en Báltica.

El orógeno Sveconorwegian, en el suroccidente de Fennoscandia, comprende cinco dominios litotectónicos que registran la colisión entre Báltica con Amazonia durante el ensamble de Rodinia, en el Neoproterozoico más temprano (Bingen et al., 2005, 2021; Bingen et al., 2008b; Li et al., 2008; Weber et al., 2010; Ibanez-Mejia et al., 2011; Cawood y Pisarevsky, 2017; Stephens et al., 2020). Estos registran diferentes episodios magmáticos ocurridos en un ambiente acrecional entre ~ 1.90 y 1.48 Ga que involucraron la adición de material juvenil y el retrabajamiento de una corteza del Paleoproterozoico temprano a medio (Figuras 19 y 26; Appelquist y Johansson, 2011; Roberts y Slagstad, 2015; Bingen y Viola, 2018; Bingen et al., 2021). Las firmas isotópicas iniciales más juveniles de ($\epsilon\text{Nd}_{(t)} = +6.17$ a -0.83 ; Figura 19b) de los eventos magmáticos de Gothian ($\sim 1.66 - 1.52$ Ga) y Telemarkia ($\sim 1.53 - 1.46$ Ga) indican la participación de un volumen mayor de manto empobrecido en el magmatismo calymmiano en el suroccidente de Fennoscandia (Roberts y Slagstad, 2015; Bingen y Viola, 2018; Bingen et al., 2021), lo que contrasta con el magmatismo contemporáneo en la UCat, que muestra un mayor retrabajamiento de la corteza para este momento.

Por otro lado, magmatismo granítico voluminoso post-colisional, así como una suite AMC del Toniano en el SW de Fennoscandia ($\sim 985 - 916$ Ma; Figura 26) muestran firmas de Nd ($\epsilon\text{Nd}_{(t)} = +4.3$ a -8.8) y $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ (2.4 a 1.1 Ga) que implican el retrabajamiento de componentes corticales del Paleoproterozoico temprano y juveniles (Figuras 19b y 24; Vander Auwera et al., 2011, 2014; Roberts y Slagstad, 2015; Bingen et al., 2021). Contemporáneamente, las condiciones de metamorfismo y enfriamiento variaron de manera

amplia a lo largo de este orógeno y estuvieron acompañados de la reactivación de grandes zonas de cizalla y del emplazamiento de pegmatitas (Möller et al., 2007; Bingen et al., 2008b; Bingen et al., 2021). Estos eventos son contemporáneos y comparables con el metamorfismo y el emplazamiento de granitos anatócticos post-colisionales ocurridos en la UCat (0.96 – 0.94 Ga; esta tesis), al metamorfismo de la fase Chipilín (~0.92 Ma) en el CT (Weber et al., 2020), a las edades de crecimiento de granate y enfriamiento y al emplazamiento de pegmatitas observadas a lo largo de Oaxaquia (e.g., Patchett y Ruiz, 1987; Scherer et al., 2000; Shchepetilnikova et al., 2015) y la PP (e.g., Cordani et al., 2005). Las similitudes en estos eventos sugieren que procesos similares ocurrieron en la periferia de ambas masas cratónicas colisionantes, cuando colapsó este orógeno (Figuras 26 y 27).

4.6.4.3 Correlaciones con Laurentia

La evolución de la margen longeva acrecionaria del Paleoproterozoico a Neoproterozoico temprano de la margen oriental de Laurentia (coordenadas actuales) culmina con su colisión diacrónica con Amazonia durante la Orogenia Grenville (Figura 27; Karlstrom et al., 2001; Gower y Krogh, 2002; Hynes y Rivers, 2010; Bickford et al., 2015; Cawood y Pisarevsky, 2017). En la margen sur de Laurentia, los protolitos (~1.36 – 1.23 Ga) de orto- y paragneises registran tanto la deformación y el metamorfismo en facies granulita y anfibolita de alta presión relacionados a esta orogenia entre ~1.15 y 1.12 Ga, como el magmatismo granítico sintectónico a ~1.12 Ga y post-orogénico a ~1.09 – 1.07 Ga en la parte central de Texas (Mosher, 1998; Mosher et al., 2004). Mientras tanto en el occidente de Texas y en la parte más norte de México, el basamento Ectasiano- Steniano experimenta metamorfismo de temperatura y presión media entre ~1.06 y 1.03 Ga, seguido por el enfriamiento y la exhumación a ~0.98 Ga (Grimes y Copeland, 2004; Chacón-Olivas, 2021). Las discrepancias en la temporalidad y las condiciones metamórficas son interpretadas en términos de diferentes niveles corticales del orógeno expuestos (Mosher et al., 2008; Rivers, 2012). Ningún evento metamórfico toniano, ya sea a ~0.99 Ga (episodio granulítico en Oaxaquia) o a ~0.96 – 0.93, ni magmatismo post-colisional de este periodo (en el sur del BM; Figura 26) han sido reportados para basamento del sur de Laurentia, descartando una posible conexión.

4.6.5 Modelo paleotectónico

Durante el Calymmiano (1.58 – 1.50 Ga), en el contexto del supercontinente Columbia, Amazonia pudo haber estado localizada frente a Laurentia y Báltica (Figura 27a, opción 1; Pisarevsky et al., 2014; Cawood

y Pisarevsky, 2017) o junto a Báltica en una configuración tipo SAMBA (*South AMerica – BAltica*) (Figura 27a, opción 2; D’Agrella-Filho et al., 2016; Johansson et al., 2022). En cualquiera de estos lugares, la margen de Amazonia (actual NW del escudo de Guyana) se estableció un arco magmático formado por la subducción de la corteza del mar Mirovoi. En este escenario, ocurre el retrabajamiento de la corteza y su mezcla con material juvenil mantélico adicionado a ésta, formando los protolitos graníticos y gabróticos tanto de la Unidad Catarina (Figuras 27a-b) y, probablemente, los de otros ortogneises calymmianos de la PP (Cuadros et al., 2014; Ibanez-Mejia et al., 2015). Contemporáneamente, retrabajamiento de corteza ocurre también hacia el interior del escudo de Guyana, en un ambiente de intraplaca en el cinturón Vaupés (Figura 27b; Ibanez-Mejia y Cordani, 2020).

Entre ~ 1.47 y 1.35 Ga, la zona de subducción sufre un retroceso, causando extensión y la formación de una cuenca de trasarco, en donde se produce el magmatismo abundante, derivado principalmente de una fuente mantélica con poca influencia de la margen de Amazonia. Este evento (magmatismo proto-Oaxaquia/Putumayo; Figura 27c) forma un arco de islas, el cual estaba en su fase madura para $\sim 1.25 - 1.15$ Ma (magmatismo de Oaxaquia/Putumayo típico, Figuras 27d-e; Weber et al., 2010; Weber y Schulze, 2014; Ibanez-Mejia, 2020). La acreción de este arco marginal contra el borde de Amazonia, compuesto por el basamento de la Unidad Catarina (Figuras 27f-g) ocurre diacrónicamente entre ~ 1.11 y 1.05 Ga (Solari et al., 2003; Weber et al., 2010; Ibanez-Mejia et al., 2011) y fue seguido por la colisión entre Amazonia y Báltica, probablemente con zonas de subducción en ambas margenes, durante el ensamble de Rodinia (Figuras 27g-i; Li et al., 2008; Cawood y Pisarevsky, 2017). Esta colisión causó engrosamiento litosférico y produce el metamorfismo granulítico ($\sim 1.0 - 0.98$ Ga) registrado en los basamentos de Oaxaquia y Putumayo (Figuras 27h-i; Solari et al., 2003; Cameron et al., 2004; Ibanez-Mejia et al., 2011).

Después pico contraccional, el orógeno entra en un periodo de colapso gravitacional, relajamiento y levantamiento, incluyendo el ascenso de material astenosférico (Figura 27j). Durante este periodo, algunas partes del orógeno presentan metamorfismo de alto grado, anatexis y magmatismo post-colisional registrado en el CMC y en la PP por sobrecrecimientos y zircones neoformados, así como por el emplazamiento de granitos anatéticos ($\sim 960 - 920$ Ma; esta tesis; Ibanez-Mejia et al., 2011; Urbani et al., 2015; Weber et al., 2018; Piraquive et al., 2021). Mientras tanto, otras áreas del orógeno sufren una sobreimposición de metamorfismo o un enfriamiento prolongado a niveles de corteza inferior (causando el crecimiento del granate) y el emplazamiento de pegmatitas observada en Oaxaquia y PP (Patchett y Ruiz, 1987; Lawlor et al., 1999; Weber y Köhler, 1999; Scherer et al., 2000; Cordani et al., 2005; Shchepetilnikova et al., 2015; Ibanez-Mejia, 2020). El colapso orogénico y el inicio de la extensión son probablemente evidentes en el CT, donde la actividad hidrotermal a lo largo de zonas de cizallas profundas

produce el crecimiento de zircón con valores de $\delta^{18}\text{O}$ más bajos que los del manto a los ~ 920 Ma (Figura 27j; Weber et al., 2018, 2020).

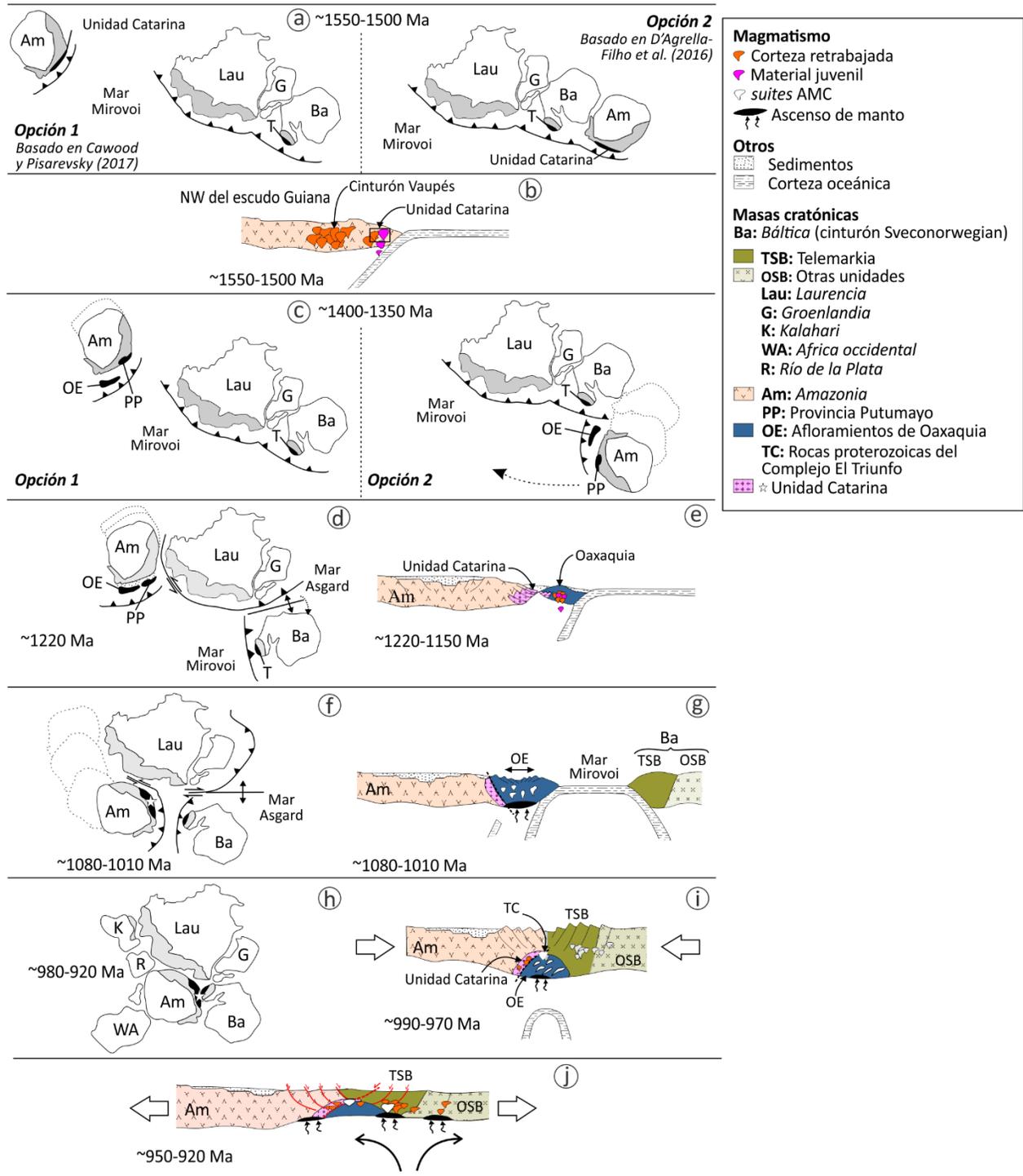


Figura 27. Modelo Paleogeográfico y tectónico ilustrando la formación de la Unidad Catarina y su evolución junto a Oaxaquia durante el ensamblaje de Rodinia. Tomado y modificado de Cawood y Pisarevsky (2017), Ibanez-Mejia et al. (2011), Pisarevsky et al. (2014), Weber et al. (2010), Weber y Schulze (2014). Solo Amazonia, Báltica y Laurentia son ilustrados en la mayoría de los diagramas, excepto en la reconstrucción de Rodinia (Li et al., 2008; Merdith et al., 2017, 2021). Otras masas fueron omitidas por simplicidad.

Capítulo 5. Una Mirada al Magmatismo del Pérmico en el Complejo Macizo de Chiapas: Implicaciones en la Configuración de Pangea occidental

5.1 Introducción

La geodinámica global del Paleozoico tardío estuvo marcada por el cierre diacrónico de Pangea (Viele y Thomas, 1989; Poole et al., 2005). La configuración tectónica del registro ígneo de este periodo en el oriente y sur de México, así como su temporalidad respecto al cierre final de este supercontinente es objeto aún de controversia. Así algunos autores proponen que el magmatismo carbonífero - pérmico tardío en México (Figura 28a) fue parte de un arco volcánico en el noroccidente de Pangea, siendo la continuación sur del registro magmático del SW de los EE.UU. y NW de México y que se extiende hasta el NW de Suramérica (e.g., Solari et al., 2001; Arvizu et al., 2009a; Ratschbacher et al., 2009; Ortega-Obregón et al., 2014; Iriondo et al., 2022). Otros autores argumentan que este magmatismo representa las etapas tardías y posteriores del choque entre Laurentia y Gondwana (Zhao et al., 2020; González-Guzmán et al., 2021). Otros trabajos sugieren que el magmatismo del Carbonífero-Pérmico temprano en el oriente y sur de México representa la subducción del Océano Réico bajo la margen noroccidental de Gondwana (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Coombs et al., 2020; Ramírez-Fernández et al., 2021; Espejo-Bautista et al., 2022); mientras que los plutones del Pérmico tardío son el resultado ya sea del retrabajamiento de la corteza en un ambiente post-colisional (e.g., Coombs et al., 2020) o de la subducción de la placa proto-pacífica bajo el occidente de Pangea (e.g., Weber et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2014).

El Complejo Macizo de Chiapas (CMC; Figura 28b) comprende metagranitos del Pérmico Temprano y, predominantemente, granitos del Permo-Triásico (Weber et al., 2005, 2007; González-Guzmán, 2016). Recientemente, un ortogneis del Carbonífero fue reportado hacia la parte centro-sur del macizo (Quintana-Delgado, 2021). En conjunto, estas rocas conforman el batolito de Chiapas (Weber et al., 2005, 2007). Además, un evento metamórfico en el Pérmico tardío afectó el basamento prebatolítico, con condiciones de grado alto en las partes norte y centro (Weber et al., 2007) y de grado bajo en el sector sur del macizo (González-Guzmán, 2016). Así, el CMC es un sitio ideal, que puede ayudar a dilucidar el significado del registro y la secuencia de los eventos sucedidos durante el ensamblaje de Pangea occidental en el Paleozoico tardío.

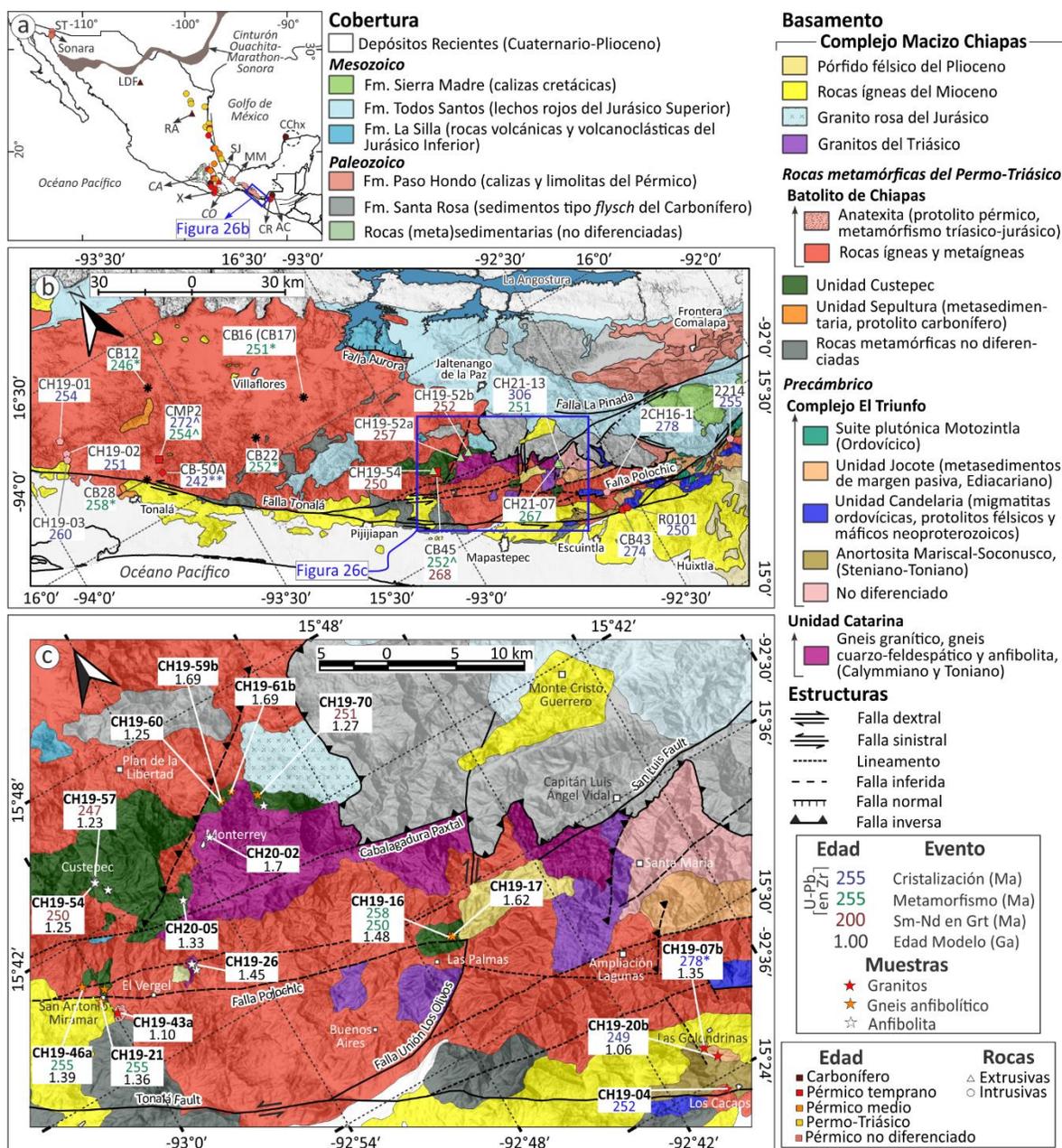


Figura 28. a. Mapa de México con la ubicación de las rocas ígneas del Carbonífero al Pérmico tardío (tomadas de McKee et al., 1988; Murillo-Muñetón, 1994; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Ducea et al., 2004; Rosales-Lagarde et al., 2005; Arvizu et al., 2009a; Ratschbacher et al., 2009; Solari et al., 2010; Kirsch et al., 2012; Ortega-Obregón et al., 2014; Arvizu y Iriondo, 2015; Coombs et al., 2020; Ramírez-Fernández et al., 2021; Ross et al., 2022; Espejo-Bautista et al., 2022; Iriondo et al., 2022). Abreviaciones: RA, Riolita El Aserradero; SJ, Complejo Sierra de Juárez; MM, Macizo de La Mixtequita; CChx, cráter del Chicxulub; AC, Alto Chuchumatanes; CR, Complejo Rabinal; LDF, Formación las Delicias. Adicionalmente la ubicación de los complejos Oaxaqueño (CO), Acatlán (CA) y Xolapa (X; Ortega-Gutiérrez et al., 2018) y del Cinturón Ouachita-Marathon-Sonora (Poole et al., 2005) fueron puestos como referencia. b. Mapa geológico regional del Complejo Macizo de Chiapas (modificado de Jiménez-Hernández et al., 2005; Martínez-Amador et al., 2005, 2006; Weber et al., 2009; Godínez-Urban et al., 2011; González-Guzmán et al., 2016; Cisneros de León et al., 2017; Quintana-Delgado, 2021) con las edades reportadas para el complejo por Quintana-Delgado (2021), triángulos verdes; Weber et al. (2007), cuadrados rojos; Pompa-Mera (2009), rombos rojos; González-Guzmán et al., (2021), pentágonos rosa; González-Guzmán (2016), pentágonos rojos; Weber et al. (2005), asteriscos negros. La mayoría de edades U-Pb fueron obtenidas por LA-ICPMS, excepto por las denotadas con * por ID-TIMS y con ^ por SHRIMP. c. Mapa geológico del área de estudio, mostrando la localización de muestras (estrellas) y los resultados de los análisis de U-Pb y Sm-Nd. Estos mapas fueron elaborados en QGIS.

A continuación, se reportan edades U-Pb de cristalización y metamorfismo, así como la geoquímica de roca total e isotopía Sm-Nd en rocas de origen ígneo de este periodo muestreadas hacia la parte centro-sur del CMC (Figuras 28b-c). La información colectada en campo y los resultados de los análisis realizados son comparados con los datos reportados para otras partes del complejo. Con base en la integración de toda esta información se cuestiona y redefine el origen de la Unidad Custepec, previamente considerado como volcanosedimentario (Weber et al., 2007; Estrada-Carmona et al., 2009), y se propone un modelo de magmatismo en (1) un arco volcánico durante el Carbonífero-Pérmico temprano, (2) rompimiento del *slab* en el Pérmico tardío y (3) magmatismo post-colisional en el Permo-Triásico, que habría tomado lugar en los estadios finales del ensamblaje de Pangea occidental.

5.2 Descripción de unidades

5.2.1 Unidad Custepec (Ucu)

Esta unidad está constituida predominantemente por anfibolitas y gneises anfibolíticos que ocurren como afloramientos aislados (Figuras 29a-c) o como intercalaciones entre sí (Figura 29d). Estas rocas afloran en el área de San Antonio Miramar y en Las Palmas, en el flanco Pacífico de la sierra, así como en los alrededores del poblado de Custepec, en el flanco norte (Figura 28b), en donde contrario a las otras dos localidades las anfibolitas pueden contener granate que alcanza 2 a 3 cm de diámetro (Figura 29a). Ambas litologías presentan foliación penetrativa y se encuentran migmatizadas. En algunos lugares el gneis anfibolítico presenta bandeamiento, dado principalmente por variaciones en las composiciones modales y en el tamaño de grano (Figura 29e). El leucosoma se presenta como (1) estromas milimétricos respecto a la foliación y junto con esta se encuentran frecuentemente plegados (Figuras 29b-c, e), en algunas ocasiones de manera isoclinal, (2) bolsones de fundido y (3) diques que cortan la foliación (Figuras 29e-h). También es común la milonitización de estas rocas (Figura 29f), especialmente hacia las áreas de Las Palmas y San Antonio Miramar.

Estas rocas presentan contactos intrusivos (Figuras 29g-h) y por falla (Figura 29i) con granitos pérmicos y miocenos sin deformación. En el área de San Antonio Miramar, el gneis anfibolítico y la anfibolita infrayacen discordantemente a un pedernal (Figura 29j). Mientras en el área de Custepec, Estrada-Carmona et al. (2009) reportan intercalaciones con cuarcitas, gneises pelíticos y/o rocas calcosilicatadas en solo tres afloramientos.



Figura 29. Fotografías de afloramientos y relaciones de campo de las rocas de la Unidad Custepec. **a.** Anfibolita con granate en el área de Custepec, estación CH19-54. **b.** anfibolita migmatizada sin granate en el área de San Antonio Miramar, obsérvese plegamiento de la foliación y el leucosoma, CH19-21. **c.** Gneis anfibolítico migmatizado, obsérvese el leucosoma como estromas siguiendo la dirección de foliación. **d.** Intercalación de gneis anfibolítico y anfibolita. Foliación y bandeamiento de $N16^{\circ}W/66^{\circ}SW$. Estas rocas infrayacen discordantemente a una capa compuesta de pedernal (parte superior izquierda, ver **j.** para más detalle), estación CH19-37. **e.** bandeamiento en el gneis anfibolítico, mostrando intercalaciones de bandas más ricas en minerales cuarzo-feldespáticos y otras más ricas en minerales máficos. La foliación y el bandeamiento se disponen en $N70^{\circ}W/42^{\circ}SW$, y son cortadas por leucosoma, estación CH19-46. **f.** Gneis anfibolítico con milonitización, muestra CH19-16. Contacto intrusivo entre el gneis anfibolítico y **g.** granito de probable edad Pérmica, y **h.** granito del Mioceno, estación CH19-46. **i.** Contacto fallado entre anfibolita migmatizada y granito, el plano de falla corresponde a $N80^{\circ}W/46^{\circ}SW$, estación CH19-21. **j.** Pedernal suprayaciendo discordantemente al gneis anfibolítico, estación CH19-37. Diámetro de la monea de 1 peso es 2 cm (**a**), de 5 pesos es 2.5 cm (**b**), y 10 pesos es 2.7 cm (**c**), Largo del martillo 32 cm.

5.2.1.1 Anfibolita

En lámina delgada las anfibolitas se componen de anfíbol verde, biotita café y plagioclasa. Los minerales opacos, esfena, epidota y cuarzo están presentes en cantidades menores y apatito y zircón ocurren como fases accesorias. La biotita se encuentra reemplazando al anfíbol subhedral y en las muestras más alteradas, la clorita reemplaza total o parcialmente al anfíbol y a la biotita (Figuras 30a-b). La plagioclasa está saussuritizada y sericitizada. En el área de San Antonio Miramar y Las Palmas estas rocas son de grano fino a medio (Figura 30a), mientras que en el área de Custepec las anfibolitas son de grano medio a grueso (Figura 30b) y poseen megacristales de granate, subhedral y poikilítico con inclusiones de opacos y apatito y se altera a clorita (Figura 30c). En ejemplares migmatizados el leucosoma se compone de plagioclasa + cuarzo \pm granate, donde las texturas relacionadas a la migmatización corresponden a láminas de cuarzo alrededor de anfíbol, anfíboles corroídos y fracturas llenas de fundido. Procesos de deformación intracristalina y recristalización dinámica, plegamiento y milonitización afectaron a algunas de estas rocas después de la migmatización.

Resaltan dos muestras con migmatización, la primera en el área de Custepec y la segunda en la carretera que conduce a San Antonio Miramar, compuestas por hornblenda 1 + clinopiroxeno + ortopiroxeno \pm granate + plagioclasa + cuarzo + titanita \pm hornblenda 2 \pm biotita roja \pm rutilo. La primera generación de hornblenda tiene pleocroísmo café claro o amarilloso a café oscuro, es de grano medio a fino, subhedral con apariencia corroída. La segunda generación de anfíbol es verde claro a verde pasto de grano fino y forma coronas delgadas alrededor de o reemplazando al piroxeno (Figura 30d). Los piroxenos son subhedrales a anhedrales, con clinopiroxeno presente en mayor proporción respecto al ortopiroxeno, y se encuentran inmersos en el leucosoma (Figura 30d) o como cúmulos restíticos con de titanita, granate (Figuras 30e-f) y cuarzo intersticial. El granate es de grano grueso a muy grueso, subhedral a anhedral (Figura 30f) y puede o no estar en contacto con el leucosoma. El leucosoma en la roca se encuentra como estromas, piscinas o películas de fundido entre las caras cristalinas (Figuras 30d-f). Está formado principalmente por cuarzo y plagioclasa antipertítica, con escasos cristales de feldespato potásico de tamaño muy grueso.

5.2.1.2 Gneis anfibolítico

En sección delgada, hornblenda y biotita son los minerales máficos dominantes en los gneises anfibolíticos, definen la foliación penetrativa y están presentes como agregados definiendo una textura nematoblástica

y lepidoblástica o como minerales individuales dispersos en una matriz granoblástica definida por cuarzo, plagioclasa y opacos principalmente (Figuras 30g-i). La biotita reemplaza parcial o totalmente a la hornblenda. La clorita resulta de la alteración de la hornblenda y la biotita. Epidota, apatito y titanita son encontrados como minerales accesorios en agregados o cristales individuales. La titanita se presenta como coronas alrededor de opacos o como cristales subhedrales a anhedrales que varían entre cantidades menores y accesorias. La hornblenda es verde, subhedral a anhedral y frecuentemente se observa con una apariencia corroída.

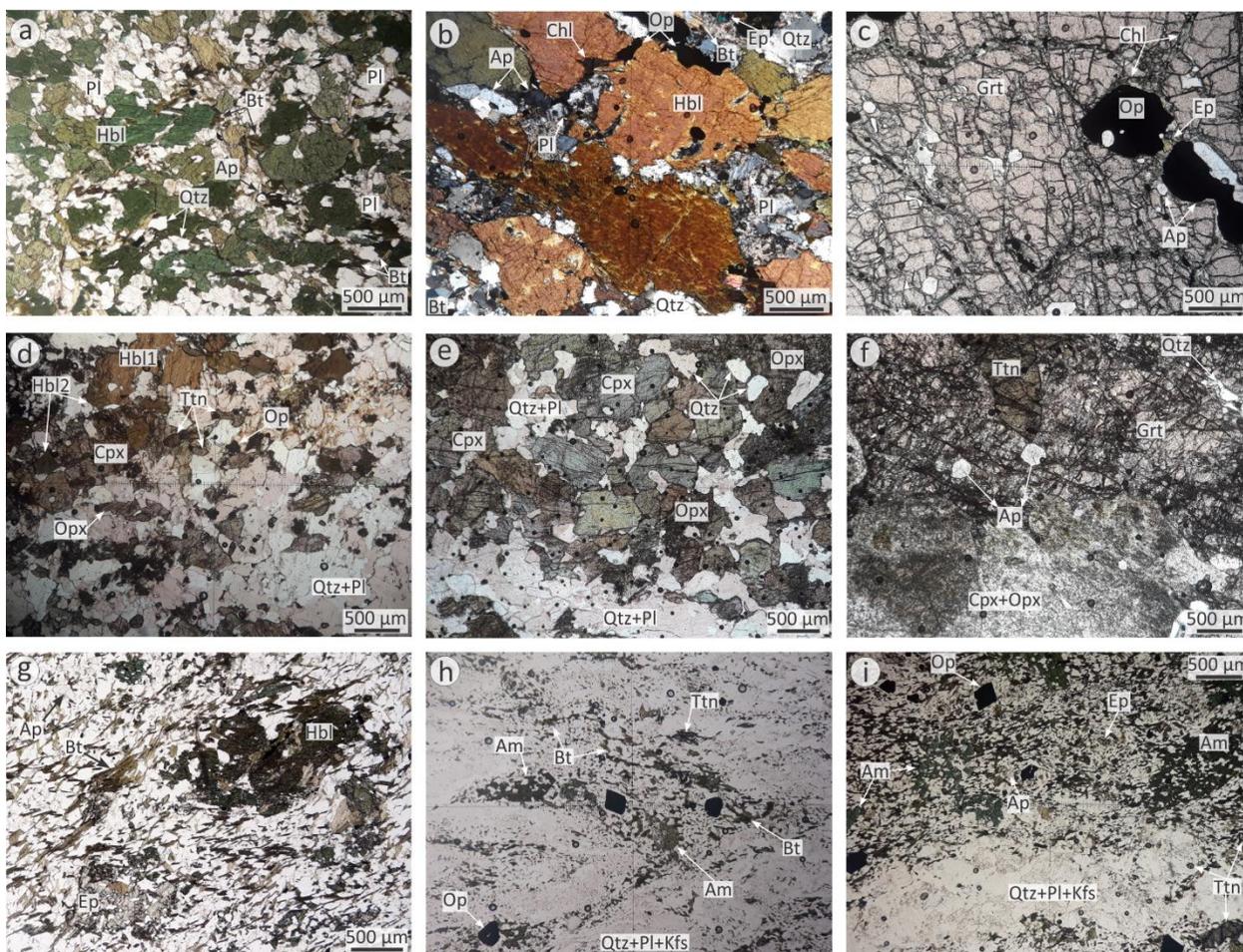


Figura 30. Fotomicrografías de las rocas de la Unidad Custepec en nícoles paralelos (a, c, d - i) y nícoles cruzados (b). a. Anfibolita de grano fino CH19-12b, en el área de Las Palmas. En la anfibolita CH19-57, área de Custepec, b. tamaño de grano medio a grueso, y c. megacristal de granate poikilítico con inclusiones de opacos y apatitos. En la muestra CH19-56, área de Custepec, d. leucosoma en granulita de dos piroxenos y anfíbol; e. cúmulo restíticos de piroxenos con estroma relleno de leucosoma; f. cúmulo restíticos de piroxenos con granate y titanita. g. Gneis anfibolítico milonitizado con porfidoclastos de hornblenda, CH19-16, en el área de Las Palmas. Muestras de gneis anfibolítico CH19-36 y CH19-38 en el área de San Antonio Miramar mostrando el h. plegamiento y i. leucosoma dispuesto de manera paralela a la foliación. Abreviaciones minerales son las recomendadas por Siivola y Schmid (2007).

El leucosoma es encontrado como capas o diques paralelos o cortando la foliación, respectivamente. Otras texturas relacionadas a la migmatización son difíciles de observar debido a deformación intracrystalina y procesos de recristalización dinámica, plegamiento, fracturas y milonitización (Figuras 30g-h). En algunas muestras milonitizadas es posible reconocer dos direcciones de foliación definida por la biotita y hornblenda y feldespato.

5.2.2 Granitos del Pérmico temprano (metamorfizados y deformados durante el evento pérmico)

En el área de estudio, ortogneises dioríticos fueron encontrados principalmente hacia la parte suroriental, en donde afloran como diques o cuerpos emplazados en la anortosita en el Complejo El Triunfo (Figura 31a). Estos ortogneises son de color oscuro, grano fino, presentan buen desarrollo de la foliación y se encuentran migmatizados. El leucosoma se dispone de manera paralela a la foliación (Figura 31b). Una de estas rocas se encuentra milonitizadas. Adicionalmente, para la parte centro-norte del Macizo se han reportado también ortogneises con composiciones que varían entre graníticas a dioríticas y gabróicas que presentan texturas augen, bandeamiento y/o migmatización (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2005, 2007).

Una de las dos muestras encontradas es de grano fino se compone de biotita, plagioclasa y cuarzo principalmente con feldespato potásico en cantidades menores, apatito, titanita, opacos y epidota. La biotita café, subhedral a anhedral, con apariencia corroída, está orientada definiendo una textura lepidoblástica y la foliación en la roca (Figura 32a). Clorita reemplaza a la biotita. El leucosoma se compone de plagioclasa subhedral a anhedral y cuarzo principalmente y se encuentran a modo de estromas o como películas de fundido entre los contactos de los cristales (Figura 32b).

La segunda muestra corresponde a una ultramilonita, compuesta por plagioclasa, cuarzo, anfíbol verde, biotita, clorita, epidota y titanita. La roca presenta una laminación composicional, dada por la intercalación de láminas más cuarzo-feldespáticas con otras más ricas en biotita, anfíbol \pm clorita y en las que el tamaño de grano es más fino (Figura 32c). Se encuentra milonitizada con anfíboles y plagioclasa definiendo porfidoclastos de grano fino inmersos en una matriz cuarzo-feldespática de grano muy fino (Figura 32c). La titanita es encontrada como coronas alrededor de ilmenita como cristales anhedrales. Diversas fracturas cortan la roca y están rellenas de clorita y calcita.



Figura 31. Fotografías de afloramientos y relaciones de campo de los granitos del Pérmico Temprano (a-b) y del Permo Triásico (c-f). Gneis diorítico migmatizado, a. cuyo protolito intruye a un gneis anortosítico, estación CH19-07; b. leucosoma formando estromas, muestra CH19-07b. Granodiorita-tonalita c. sin deformación, afloramiento en punto de control, y d. con milonitización, estación CH19-06. e. Granodiorita de grano medio a grueso, estación CH19-44. f. Granito del Mioceno intruyendo al granito pérmico, afloramiento en punto de control.

5.2.3 Granitos permo-triásicos (sin metamorfismo)

Este conjunto de granitoides, que varían entre granodiorita y granito, conforman la masa batolítica más abundante del CMC. En el área de estudio, estas rocas ocurren principalmente como cuerpos y diques que intruyen a las Unidades Catarina (Figuras 13c-d) y Custepec (Figura 29g), así como al Complejo El Triunfo. Son holocristalinas faneríticas con coloraciones blancas y grisáceas moteadas con tamaño de grano variable, y hacia la costa, son intruidos por granitos del Mioceno. Estas rocas pueden encontrarse milonitizadas y afectadas por cataclasis.

Estos granitoides están conformados por cantidades variables de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda, biotita y titanita. La moscovita se encuentra en una sola muestra en cantidades menores y los opacos, apatito y el zircón están en la roca como accesorios. El tamaño de grano de estas rocas varía de grueso a medio, pudiendo ser equigranulares (Figura 32d) e inequigranulares (Figuras 32e-f).

La plagioclasa es subhedral a euhedral, estando zonada o maclada (Figuras 32e, g). El cuarzo y el feldespato K son anhedrales, donde la última tiene texturas peritíticas y puede tener inclusiones de plagioclasa (Figura 32e). La biotita café y el anfíbol verde son subhedral a anhedral y son reemplazados por una segunda

generación de biotita y clorita de grano fino. La titanita es euhedral a subhedral. La mayoría de estas rocas presentan signos de deformación intracristalina y de recristalización dinámica observándose en el cuarzo debido a su extinción ondulatoria, formación de subgranos y la reducción del tamaño de grano a fino a través de la generación de nuevos granos con bordes irregulares formados por *bulging* y rotación de subgranos (Figuras 32f-g). Las muestras más deformadas se encuentran milonitizadas, donde los feldespatos y micas forman porfidoclastos inmersos en una matriz ya sea de cuarzo recristalizado (Figura 32h) o cuarzo-feldespática con micas y listones de cuarzo, los cuales pueden definir también porfidoclastos (Figura 32i).

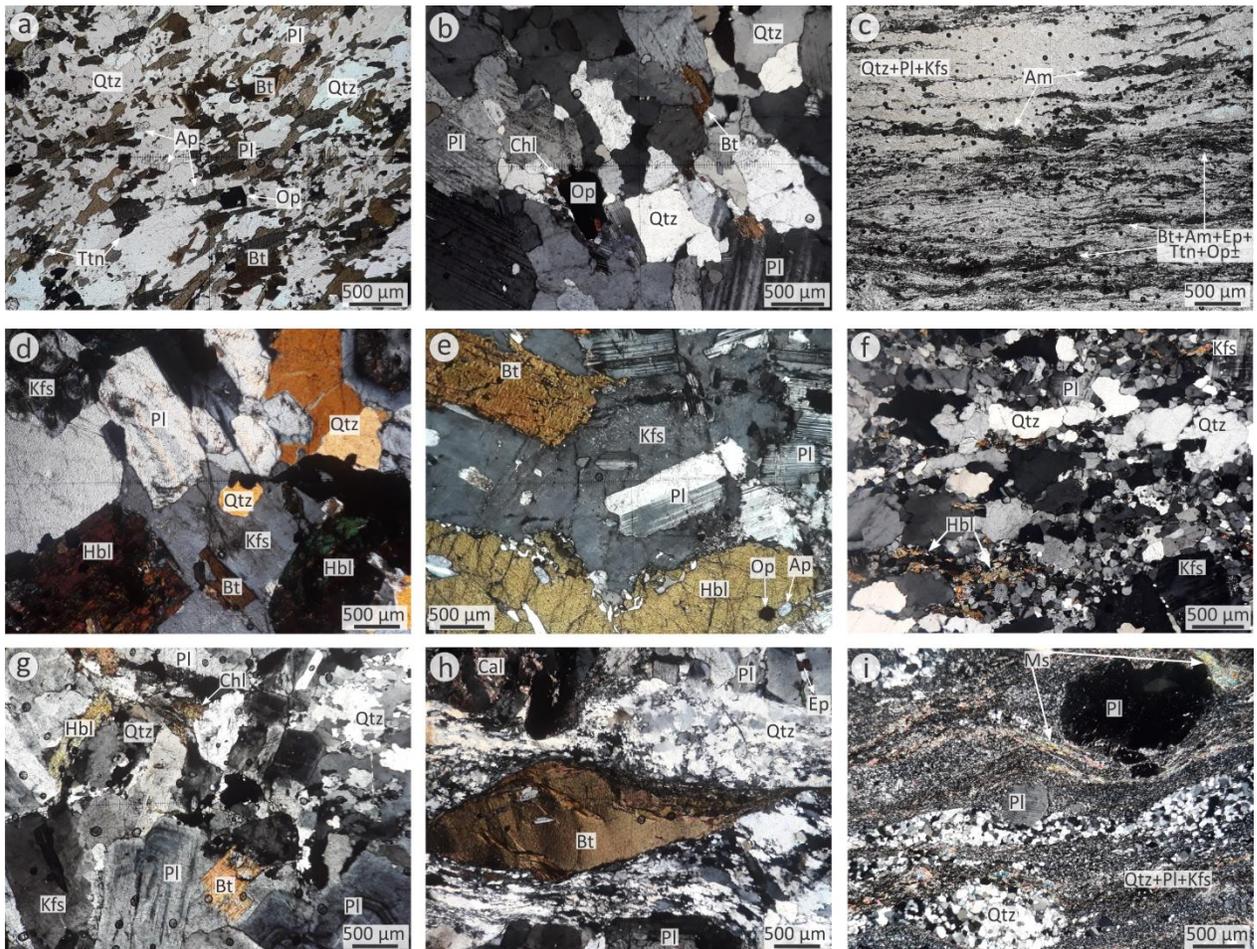


Figura 32. Fotomicrografías de las rocas del batolito de Chiapas. **a.-c.** Granitoides del Pérmico Temprano. **a.** Gneis diorítico migmatizado, muestra CH19-07b. **b.** Leucosoma del gneis diorítico, muestra CH19-07b. **c.** Granitoide milonitizado, muestra CH19-05. **d.-i.** Granitos del Pérmico tardío-Triásico Temprano en nícoles cruzados. **d.** Granito sin deformación, de grano grueso, equigranular; muestras CH19-49, *nota:* lamina delgada gruesa. **e.** Granito inequigranular, inclusiones de plagioclasa en feldespato K, muestra CH20-01. **f.** Granito con evidencias de recristalización de grano medio a fino inequigranular, muestra CH19-20b. **g.** Granito equigranular con evidencias de recristalización, muestra CH19-44. **h.** Granito milonitizado observándose una biotita como porfidoblasto inmerso en una matriz de cuarzo recristalizado por *bulging* y rotación de subgranos, muestra CH19-06. **i.** Granito milonitizado con porfidoblastos de plagioclasa y listones de cuarzo recristalizado. Abreviaciones minerales son las recomendadas por Siivola y Schmid (2007).

5.3 Geocronología de U-Pb

A continuación, se describen los resultados de los análisis de U-Pb en zircón obtenidos para seis muestras. Cinco de ellas, muestras CH19-21, CH19-16 y CH19-46a, CH19-04 y CH19-20b, fueron analizadas por LA-ICPMS (Figuras 33, 34 y 35a-b; Anexo D) y solo la CH19-07b (Figuras 35c-d; Anexo E) fue analizada por SIMS.

5.3.1 Unidad Custepec (UCu)

5.3.1.1 Anfibolita

La anfibolita migmatizada **CH19-21** aflora en el poblado de San Antonio Miramar. Los zircones de esta muestra son prismáticos a ligeramente redondeados, cuyas imágenes de CL revelan núcleos con luminiscencia intermedia y oscura, con texturas de zonamiento magmático, débil, irregular, o sin zonamiento (Figura 33a). Estos núcleos están rodeados por mantos con luminiscencia clara o brillante, con zonamiento oscilatorio débil o sin textura. Finalmente, algunos zircones están parcialmente rodeados por bordes con espesores entre ~4 y 13 μm con una respuesta lumínica intermedia (flechas amarillas; Figura 33a).

Se realizaron 53 análisis en la muestra CH19-21, algunos de los cuales son altamente discordantes (>20% discordancia). De estos un grupo de 29 análisis arrojan edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre ~1677 y 910 Ma; mientras los 24 restantes tienen edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre ~877 y 186 Ma (Figura 33b). Excluyendo los dos análisis más antiguos (~1677 y ~1643) y los análisis tonianos se obtiene una discordia que arroja edades de intersección superior de 1456 ± 19 Ma e inferior de 250 ± 7 Ma (Figura 33b). Esta última edad es definida por mediciones realizadas en bordes con zonamiento débil y es mejorada con la edad promedio ponderado $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 255 ± 2 Ma, que se interpreta como la edad de metamorfismo de la roca. La edad de intercepto superior es mejorada con un promedio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1473 ± 9 Ma obtenido a partir de núcleos con zonamiento oscilatorio y débil. Adicionalmente, una edad de promedio ponderado $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 956 ± 36 Ma se obtuvo a partir de análisis tonianos concordantes en núcleos y sobrecrecimientos sin zonamiento y con $\text{Th}/\text{U} > 0.15$. La edad calymmiana y la toniana son interpretadas como heredadas, siendo comparables con las edades de los eventos de cristalización y metamorfismo del basamento de la Unidad Catarina.

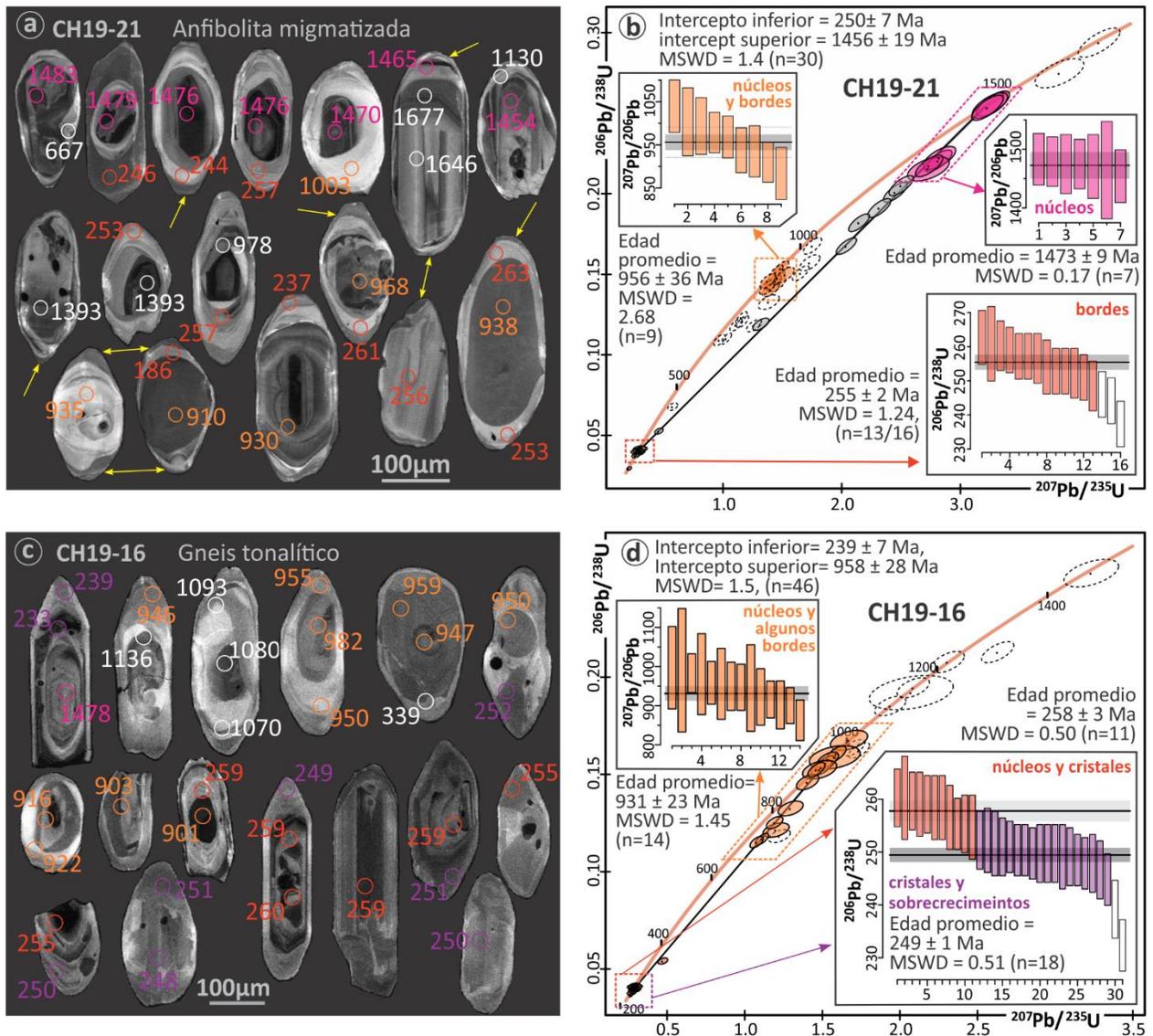


Figura 33. Imágenes de cátodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de muestras de la Unidad Custepec analizadas a través de LA-ICPMS. **a.** y **b.** Anfibolita CH19-21. **c.** y **d.** Gneis anfibolítico CH19-16. Los colores en los puntos analizados en las imágenes de CL, los errores mostrados como elipses y barras en los diagramas de concordia y promedio ponderado corresponden a los eventos tratados en esta tesis, siendo: Fucsia, Mesoproterozoico; naranja, Toniano; rojo, Pérmico; morado, Triásico, azul, Jurásico; blanco, pérdida de Pb o dominios mezclados. Las elipses grises señalan los datos usados sólo para el cálculo de las edades de discordia. Las fechas mostradas en las imágenes de CL corresponden a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para edades aparentes mayores a 900 Ma y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para edades menores.

5.3.1.2 Gneis anfibolítico

El gneis anfibolítico migmatizado y milonitizado **CH19-16** se ubica en el área de Las Palmas (Figura 28c). Las imágenes de cátodoluminiscencia muestran zircons ligeramente redondeados a prismáticos con núcleos sin textura aparente o con zonamiento magmático que en algunos casos es difuso (Figura 33c). Los núcleos están rodeados por mantos y/o bordes con zonamiento magmático o por parches (Figura 33c).

Se realizaron 55 análisis en esta muestra, donde 24 de ellos, hechos principalmente en núcleos y algunos mantos, arrojan edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre ~ 1478 y ~ 723 Ma, indicando los componentes heredados calymmianos a tonianos en la roca. A partir de los análisis más jóvenes de este grupo se obtuvo una edad promedio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 931 ± 23 Ma (Figura 33d). Los 31 análisis restantes, realizados principalmente en cristales, bordes y en algunos núcleos, muestran edades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre ~ 260 y ~ 233 Ma, con los cuales se calcularon dos edades de promedio ponderado de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. La primera, de 258 ± 3 Ma fue obtenida a partir de análisis en cristales y núcleos con zonamiento magmático que en algunos casos es difuso. La segunda, de 249 ± 1 Ma, fue calculada con análisis en bordes o cristales con textura en parches (Figura 33d), esta última se interpreta como la edad de metamorfismo y migmatización. La edad ~ 258 , por otro lado, podría interpretarse como la edad de cristalización del protolito ígneo; sin embargo, áreas difusas dentro de algunos dominios con zonamiento oscilatorio sugieren pérdida de Pb. Por tanto, se toma como una edad mínima de la formación de su protolito.

El gneis migmatizado **CH19-46a**, se ubica al noroccidente del poblado de San Antonio Miramar (Figura 28c). Las imágenes de CL de los zircones de esta roca muestran cristales y núcleos con luminiscencia intermedia a clara y zonamiento débil, difuso o irregular. Los núcleos están rodeados por sobrecrecimientos delgados sin textura aparente (Figura 34a). Se realizaron 51 análisis en estos zircones, donde 15 de ellos arrojaron edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que van de ~ 939 a ~ 815 Ma. Los 36 análisis restantes tienen edades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ que varían entre ~ 275 y ~ 226 Ma. A partir de 13 análisis realizados en núcleos y algunos cristales se obtuvo una edad promedio ponderado de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 960 ± 13 Ma, interpretada como la edad un componente heredado toniano. Con 29 de los análisis más jóvenes se obtuvo una edad de promedio ponderado de 255 ± 1 Ma. Debido a que estos análisis se realizaron en cristales con zonamiento en parches o difuso y en bordes sin zonamiento esta edad se interpreta como la edad de metamorfismo y migmatization (Figura 34b).

5.3.2 Granitos del Pérmico temprano (metamorfizados y deformados)

Los zircones del ortogneis diorítico migmatizado **CH19-07b** fueron analizados por SIMS. Esta roca fue encontrada como dique intruyendo una anortosita. Las imágenes de CL de esta revelan cristales con luminiscencia brillante o núcleos con zonamiento oscilatorio sobrecrecidos por bordes brillantes (Figura 34c). En esta muestra se realizaron 18 análisis puntuales. Dos análisis hechos en cristales con luminiscencia alta muestran edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tonianas entre ~ 950 y 926 Ma, sugiriendo un componente heredado de esta edad (Figura 34d). Quince análisis realizados en los núcleos con zonamiento magmático muestran

edades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre ~ 282 y 229 Ma y un análisis adicional, realizado en un borde brillante, arroja una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de ~ 153 Ma. Un promedio ponderado $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 12 de los núcleos arrojan una edad de 278 ± 2 Ma, interpretada como la edad de cristalización de la roca (Figura 34d).

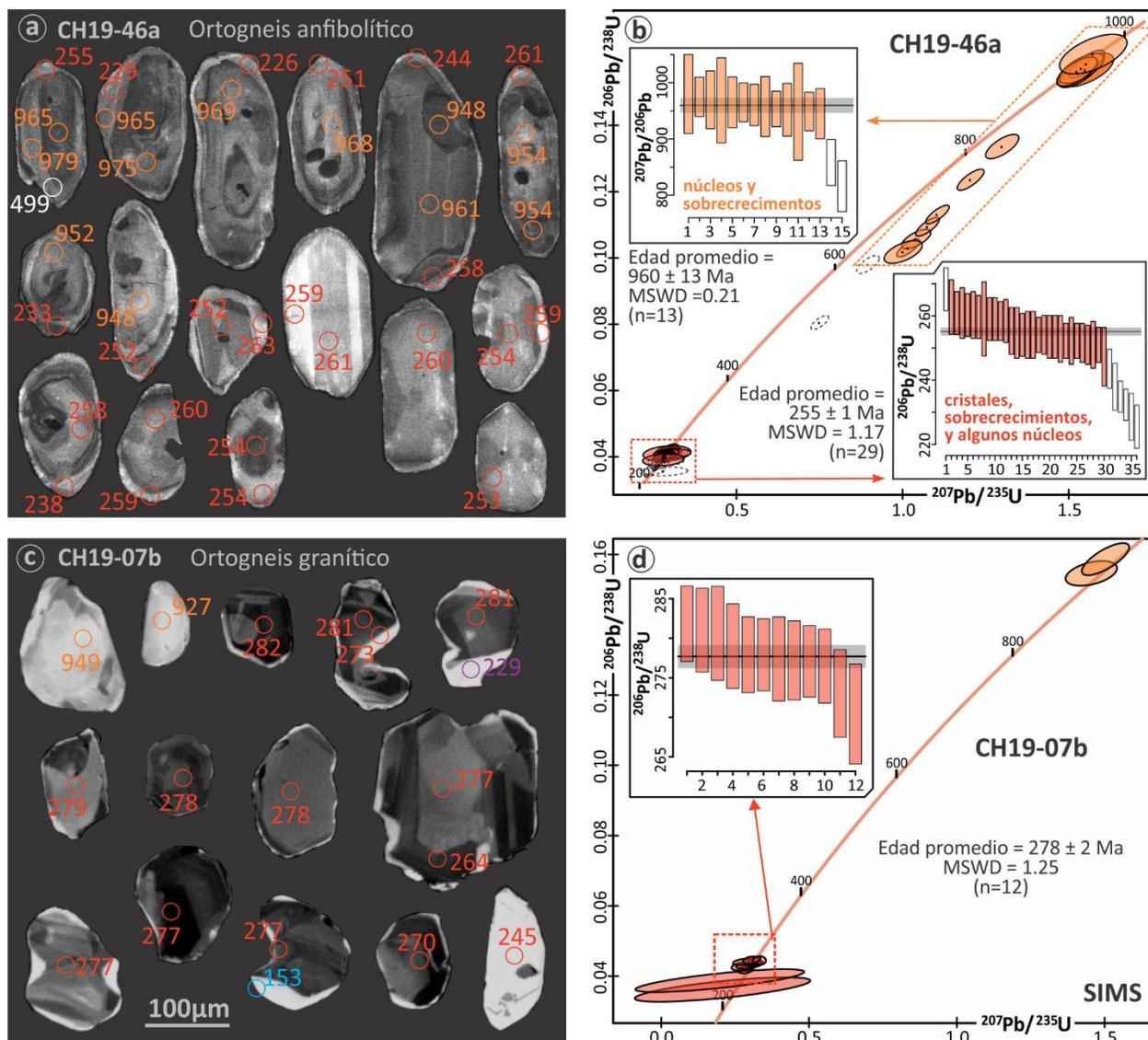


Figura 34. Imágenes de cátodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de **a.** y **b.** gneis anfíbolítico CH19-46a, perteneciente a la Unidad Custepec. Esta muestra fue analizada a través de LA-ICPMS. **c.** y **d.** Orthogneis diorítico migmatizado CH19-07b. Esta muestra fue analizada a través de SIMS. Código de colores y edades aparentes mostradas son las mismas de la Figura 33.

5.3.3 Granitos permo-triásicos (sin metamorfismo)

El granito milonitizado **CH19-04** aflora hacia el área de Los Cacaos (Figura 28c). Sus zircones son prismáticos cortos, con caras bien desarrolladas cuyas imágenes de CL revelan núcleos de luminiscencia clara o

intermedia con zonamiento irregular, en parches o sin textura. Estos núcleos, están rodeados por bordes con zonamiento oscilatorio y respuesta lumínica oscura (Figura 35a).

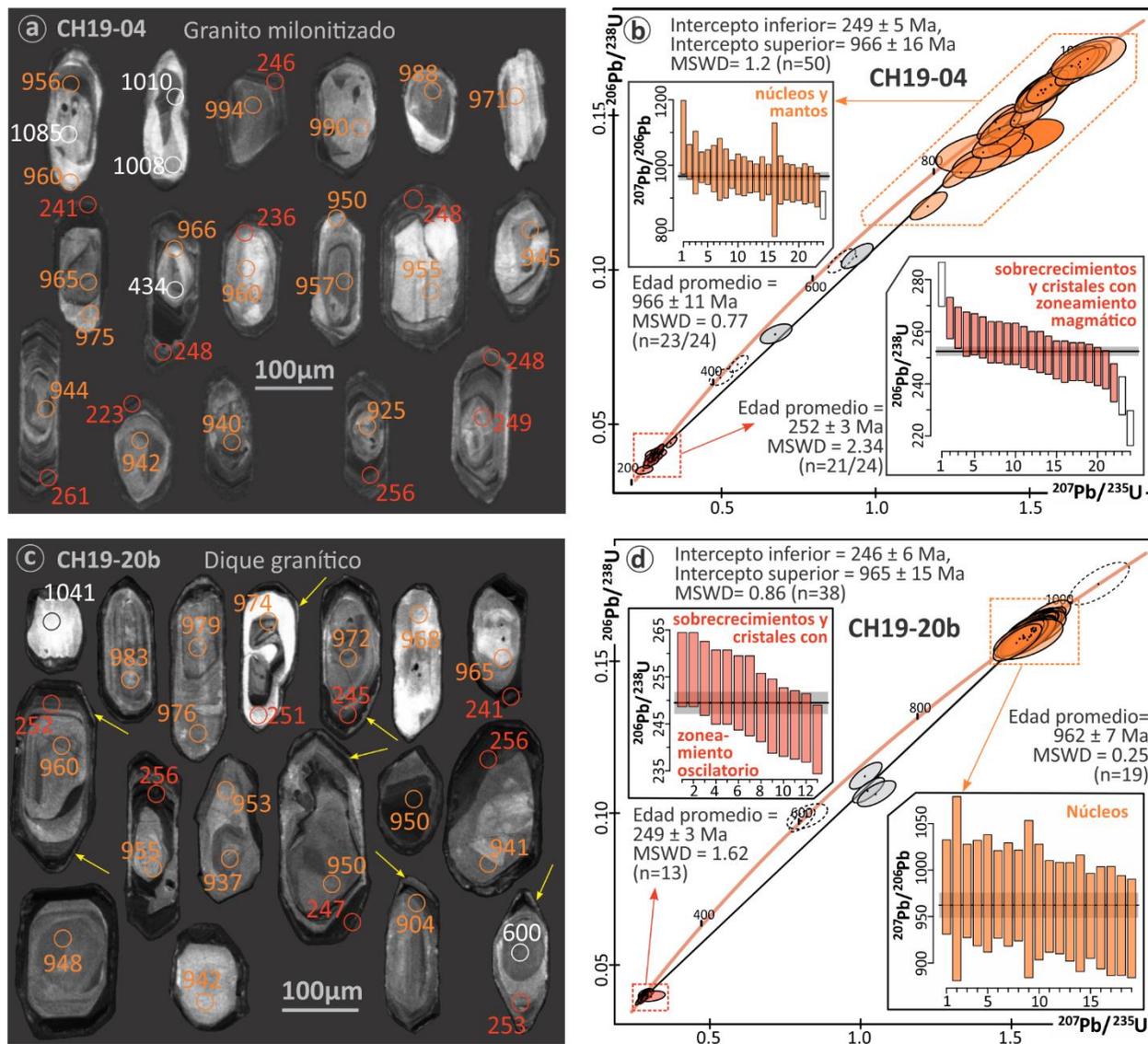


Figura 35. Imágenes de cátodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de muestras de granitos sin metamorfismo del Pérmico, ambas muestras fueron analizadas a través de LA-ICPMS. **a.** y **b.** granito milonitizado CH19-04. **c.** y **d.** Dique granítico CH19-20b. En esta muestra también se analizaron las caras cristalinas de los zircones de través de SIMS. Código de colores y edades aparentes mostradas son las mismas de la Figura 33.

De los 50 puntos analizados en la muestra CH19-04, 24 núcleos arrojaron edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre ~ 1085 y 879 Ma, mientras que 26 análisis en cristales y sobrecrecimientos muestran edades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en el intervalo de ~ 641 a 223 Ma. Los datos definen una discordia cuyas intersecciones superior e inferior arrojan edades de 966 ± 16 Ma y 249 ± 5 Ma, respectivamente. Esta última es indistinguible de la edad promedio ponderado $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 252 ± 3 Ma obtenida a partir de los

análisis más jóvenes hechos en bordes y cristales con zonamiento oscilatorio. Esta edad es interpretada como la edad de cristalización de la roca. Una edad promedio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 966 ± 11 Ma fue calculada a partir de los análisis en los núcleos, con zonamiento débil, irregular, por sector o sin zonamiento, reflejando un componente heredado del Toniano (Figura 35b).

El granito **CH19-20b** aflora como dique, emplazado en un paragneis en el área de Las Golondrinas (Figura 28c). Las imágenes de CL de los zircones de esta muestra revelan núcleos con luminiscencia intermedia a oscura, zonamiento débil o sin él, que están rodeados por sobrecrecimientos oscuros zonados oscilatoriamente (Figura 35c). Adicionalmente, algunos de estos zircones muestran bordes muy delgados, espesores menores a $12 \mu\text{m}$, con respuesta intermedia (flechas amarillas; Figura 35c). Se realizaron 41 análisis en estos zircones, donde 23 núcleos muestran fechas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre ~ 1041 y 941 Ma y seis núcleos más, dos de ellos concordantes, tienen edades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre ~ 686 y 600 Ma. Los 12 análisis restantes corresponden a bordes que arrojan fechas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre ~ 256 y 251 Ma. Treinta y ocho de los 41 análisis definen una discordia con edades de intersección superior e inferior de 965 ± 15 Ma y 246 ± 6 Ma (Figura 35d). Con los análisis que definen estos grupos se obtuvieron edades promedio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 962 ± 7 y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 249 ± 3 , respectivamente (Figura 35d). La edad ~ 962 Ma es tomada como un componente heredado toniano, mientras que la edad de ~ 249 Ma es interpretada como la edad de cristalización de este granito. Adicionalmente, los dos núcleos concordantes con edades de ~ 600 Ma son probablemente heredados de la anortosita, aflorante en el área circundante, y su formación ha sido interpretada como producto del metamorfismo de contacto generado por la intrusión de los diques máficos durante el Ediacariano (Cisneros de León et al., 2017; Weber et al., 2020).

5.4 Isotopía de Sm-Nd

Las muestras de la Ucu y granitoides pérmicos procesados para isótopos de Sm-Nd en roca total son listadas en el Anexo A. Las relaciones isotópicas medidas e iniciales y correspondientes a edades modelo de manto empobrecido ($T_{\text{DM}(\text{Nd})}$) en 1- y 2-etapas (Liew y Hofmann, 1988) son listados en los Anexo C y mostrados en la Figura 36. Se calcularon edades modelo en dos etapas sólo para dos muestras, un melanosoma y su respectivo leucosoma, en las que probablemente ocurrió fraccionamiento entre Sm y Nd durante la migmatización a los 250 Ma.

Las muestras analizadas de la Ucu fueron comparadas con otras anfibolitas reportadas para esta unidad por Estrada-Carmona et al. (2009), Pompa-Mera (2009) y por Monreal-Roque (2022). Las muestras de

metagranitos se compararon con las composiciones de Nd de 6 ortogneises félsicos reportados por Schaaf et al. (2002) y un granito del Pérmico temprano reportado por González-Guzmán (2016). Finalmente, los granitos permo-triásicos fueron comparados con los reportados por Pompa-Mera (2009); González-Guzmán, (2016) y González-Guzmán et al. (2021).

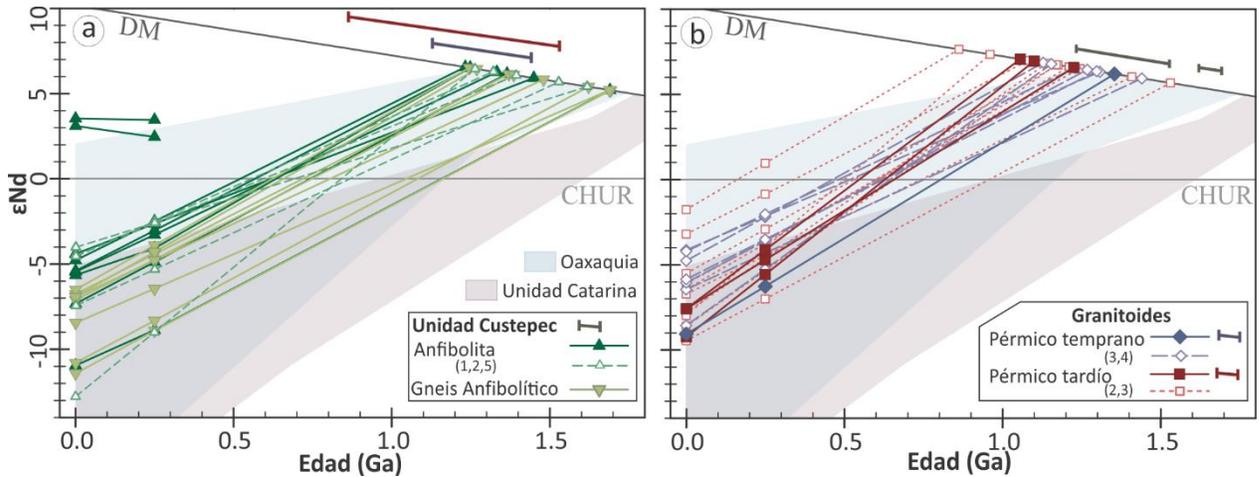


Figura 36. Diagrama de evolución de Nd para las rocas de **a.** la Unidad Custepec y **b.** los granitoides del Pérmico Temprano y del Permo-Triásico. Las muestras fueron comparadas con muestras de anfibolita de la Unidad Custepec, con granitos metamorfizados del Pérmico temprano y con los granitos del Pérmico temprano y tardío sin metamorfismo. Las referencias citadas en las figuras corresponden a (1) Estrada-Carmona et al. (2009), (2) Pompa-Mera (2009), (3) González-Guzmán et al. (2021), (4) Schaaf et al. (2002) y (6) Monreal-Roque (2022). Edades en 2-etapas fueron calculadas solo para el leucosoma CH19-61b y respectivo melanosoma CH19-61c, pertenecientes a un gneis de anfibolítico. Los valores de CHUR y DM usados para los cálculos son los Bouvier et al. (2008) y Liew y Hofmann (1988), respectivamente.

5.4.1 Unidad Custepec

5.4.1.1 Anfibolita

Seis de las muestras de anfibolita analizadas arrojan ϵNd actuales ($\epsilon Nd_{(hoy)}$) de -4.4 a -7.3 , e iniciales (a 250 Ma, $\epsilon Nd_{(250Ma)}$) de -2.5 a -4.9 , así como edades modelo ($T_{DM(Nd)}$) en una etapa que varían principalmente entre 1.45 y 1.23 Ga y una sola muestra con $T_{DM(Nd)}$ de 1.70 Ga (Figura 36a). Las dos muestras de anfibolita restantes tienen relaciones $^{174}Sm/^{144}Nd$ entre 0.19844 y 0.21623, mostrando $\epsilon Nd_{(hoy)}$ de $+3.5$ y $+3.1$. Debido a sus altas relaciones $^{174}Sm/^{144}Nd$, que resultan líneas de evolución de Nd casi horizontales, siendo similares a las del manto, no se calcularon edades modelo para estas dos anfibolitas (Figura 36a).

Tres muestras de anfibolita reportadas por Pompa-Mera (2009) y Estrada-Carmona et al. (2009) para el área de Custepec, tienen $\epsilon\text{Nd}_{(\text{hoy})}$, $\epsilon\text{Nd}_{(250\text{Ma})}$ y $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ de -4.4 a -12.8 , -6.6 a -8.9 y 1.39 a 1.26 Ga, respectivamente. Tres anfibolitas reportadas por Monreal-Roque (2022) en el área de Toluca muestran $\epsilon\text{Nd}_{(\text{hoy})}$ de -4.02 a -7.45 , $\epsilon\text{Nd}_{(250\text{Ma})}$ de -2.51 a -5.32 y $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ 1.62 a 1.32 Ga (Figura 36).

5.4.1.2 Gneis anfibolítico

Nueve muestras de gneis anfibolítico, incluyendo un leucosoma y su melanosoma, tienen valores de $\epsilon\text{Nd}_{(\text{hoy})}$ entre -6.5 y -11.4 , $\epsilon\text{Nd}_{(250\text{Ma})}$ entre -3.9 y -8.9 , y $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ en una y dos etapas que se agrupan entre 1.69 – 1.62 y 1.48 – 1.25 Ga (Figura 36a).

5.4.2 Granitos del Pérmico temprano (metamorfizados y deformados)

En el área de estudio se analizó para Sm-Nd solo un granito del Pérmico temprano. Este dique tiene $\epsilon\text{Nd}_{(\text{hoy})}$ de -9.1 , $\epsilon\text{Nd}_{(250\text{Ma})}$ de -6.3 una $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$, calculada en una etapa, de 1.35 Ga.

Los granitos metamorfizados y deformados hacia el área de la Unidad Sepultura reportados por Schaaf et al. (2002) y un granito del Pérmico temprano reportado por González-Guzmán et al. (2021) para el CT, tienen $\epsilon\text{Nd}_{(\text{hoy})}$ entre -4.1 y -8.6 , $\epsilon\text{Nd}_{(250\text{Ma})}$ entre -2.0 y -5.6 y $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ entre 1.44 y 1.13 Ga (Figura 36b).

5.4.3 Granitos Permo-Triásicos (sin metamorfismo)

Los tres granitos del Pérmico tardío analizados arrojan $\epsilon\text{Nd}_{(\text{hoy})}$ de -7.6 a -9.2 ; $\epsilon\text{Nd}_{(250\text{Ma})}$ de -4.1 a -5.6 y $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ en una etapa de 1.23 a 1.06 Ga.

Los granitos sin metamorfismo del Pérmico tardío reportados por Pompa-Mera (2009) y González-Guzmán et al. (2021) tiene $\epsilon\text{Nd}_{(\text{hoy})}$ de -1.8 a -9.7 , $\epsilon\text{Nd}_{(250\text{Ma})}$ de $+1.0$ a -7.0 y $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ en una etapa de 1.53 a 0.86 Ga (Figura 36b).

5.5 Geoquímica de roca total

Un total de 21 muestras fueron analizadas para química de roca total. Éstas incluyen seis anfibolitas y ocho gneises anfibolíticos de la UCu, dos granitos metamorfizados y cinco granitos sin metamorfismo del Batolito de Chiapas. Estos análisis son listados en la Anexo B y graficados en las Figuras 37 a la 39.

En general, la mayoría de las muestras analizadas aquí se encuentran frescas según el índice de meteorización MFW de Ohta y Arai (2007), excepto por una anfibolita, un gneis anfibolítico y dos granitos que muestran un índice de meteorización entre fresco e intermedio (Figura 37a). Poca o nula meteorización en estas muestras también es sugerido por los valores de LOI entre 2.3 y 0.14 %Wt en casi todas las muestras, excepto por una anfibolita y un gneis anfibolítico con 4.2 y 3.0 %Wt, respectivamente.

5.5.1 Unidad Custepec

Los análisis geoquímicos de las muestras de anfibolita y gneis anfibolítico son comparados y descritos junto a los reportados por Estrada-Carmona et al. (2009), Pompa-Mera (2009) y Monreal-Roque (2022) para esta unidad en el área de Custepec. Según la mineralogía normativa, las anfibolitas corresponden a monzogabros y cuarzo-monzogabros en el diagrama Q-A-P (Figura 37b), mientras que en el diagrama TAS estas rocas grafican como gabro peridotítico, gabro y monzogabro (Figura 37c). Por otro lado, los gneises anfibolíticos grafican como cuarzo-monzodioritas y granodioritas en el diagrama normativo Q-A-P (Figura 37b) y en el diagrama TAS estas rocas corresponden a monzonitas, dioritas y granodioritas (Figura 37c).

Las anfibolitas tienen SiO_2 de 54 – 42 %Wt y #Mg entre 68 y 39; mientras que los gneises anfibolíticos tienen contenidos de sílice entre 67 y 58 %Wt y #Mg en el rango de 43 a 31. Las rocas anfibolíticas varían entre los campos subalcalino y alcalino y los gneises anfibolíticos tienen afinidades subalcalinas (Figura 37c). En el diagrama de K_2O vs SiO_2 las muestras tanto de anfibolita como los gneis anfibolítico grafican en los campos calcoalcalino, calcoalcalino rico en K y shoshonítico (Figura 37d).

La mayoría de las muestras de la UCu son magnesianas, excepto por algunas anfibolitas que grafican en el campo ferroano. En el diagrama MALI (Figura 37f), las anfibolitas siguen tendencias de verticales hasta composiciones álcali-cálcicas, indicativas del fraccionamiento de clinopiroxeno; mientras que los gneises anfibolíticos varían principalmente entre afinidades calco-alcalinas a álcali-cálcicas, siendo controlado por la abundancia y composición de los feldespatos y cuarzo (Frost y Frost, C. D., 2008). En general, las rocas de la UCu tiene un carácter principalmente metaluminoso, con solo algunos gneises anfibolíticos peraluminosos (Figura 37g).

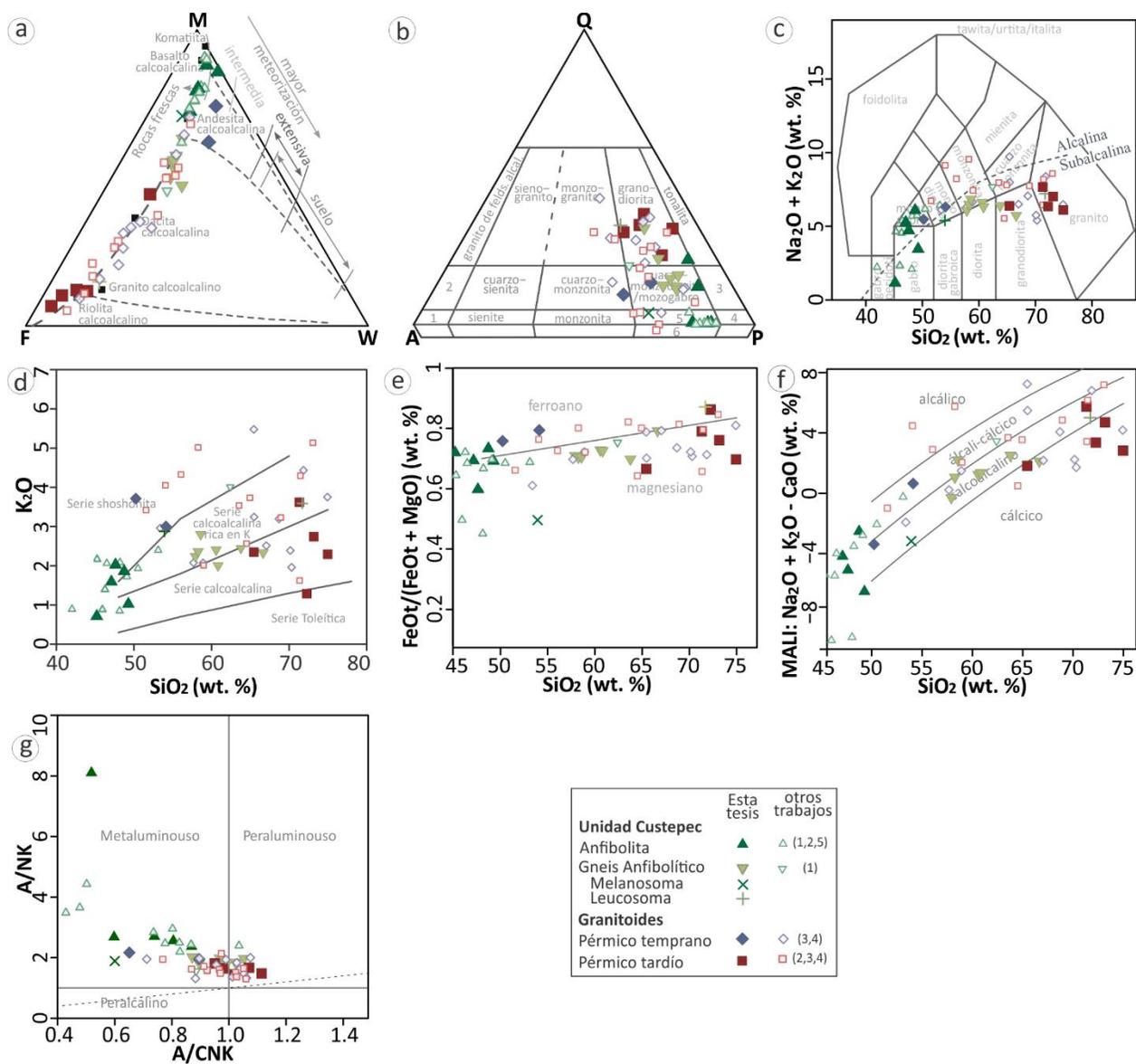


Figura 37. Geoquímica de roca total de las rocas de la Unidad Custepec y con los granitoides del Batolito de Chiapas. **a.** Diagrama de índice de meteorización (Ohta y Arai, 2007), donde los vértices M y F indican fuentes máficas y félsicas, respectivamente, y W indica el grado de meteorización de la roca de manera independiente de la composición de la roca. **b.** Diagramas de clasificación Q-A-P (Q: cuarzo; A: feldespato potásico; P: Plagioclasa; Streckeisen, 1976) fue graficado usando la mineralogía normativa de la roca. Campos con números corresponden a 1. Sienita de feldespato potásico, 2. Cuarzosienita de feldespato potásico, 3. Cuazodiorita / cuarzogabro, 4. Diorita / gabro, 5. Monzodiorita / monzogabro, 6. Monzodiorita / monzogabro con feldespatoideos. **c.** Diagrama TAS (Middlemost, 1994). **d.** Diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976). **e.** Diagrama de índice de hierro ($FeOt/(FeOt+MgO)$) vs SiO_2 y **f.** diagrama de MALI ($Na_2O + K_2O - CaO$) vs SiO_2 (Frost y Frost, C. D., 2008). **g.** Diagrama de discriminación A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) vs A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O) (mol. %) de rocas metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas de Shand (1943). Para su comparación las muestras fueron graficadas junto a otras muestras de anfibolita de la Unidad Custepec, con granitos metamorizados del Pérmico temprano y con los granitos del Pérmico temprano y del Permo-Triásico. Las referencias citadas en las figuras corresponden a (1) Estrada-Carmona et al. (2009), (2) Pompa-Mera (2009), (3) González-Guzmán et al. (2021), (4) Weber et al. (2005) y (5) Monreal-Roque (2022).

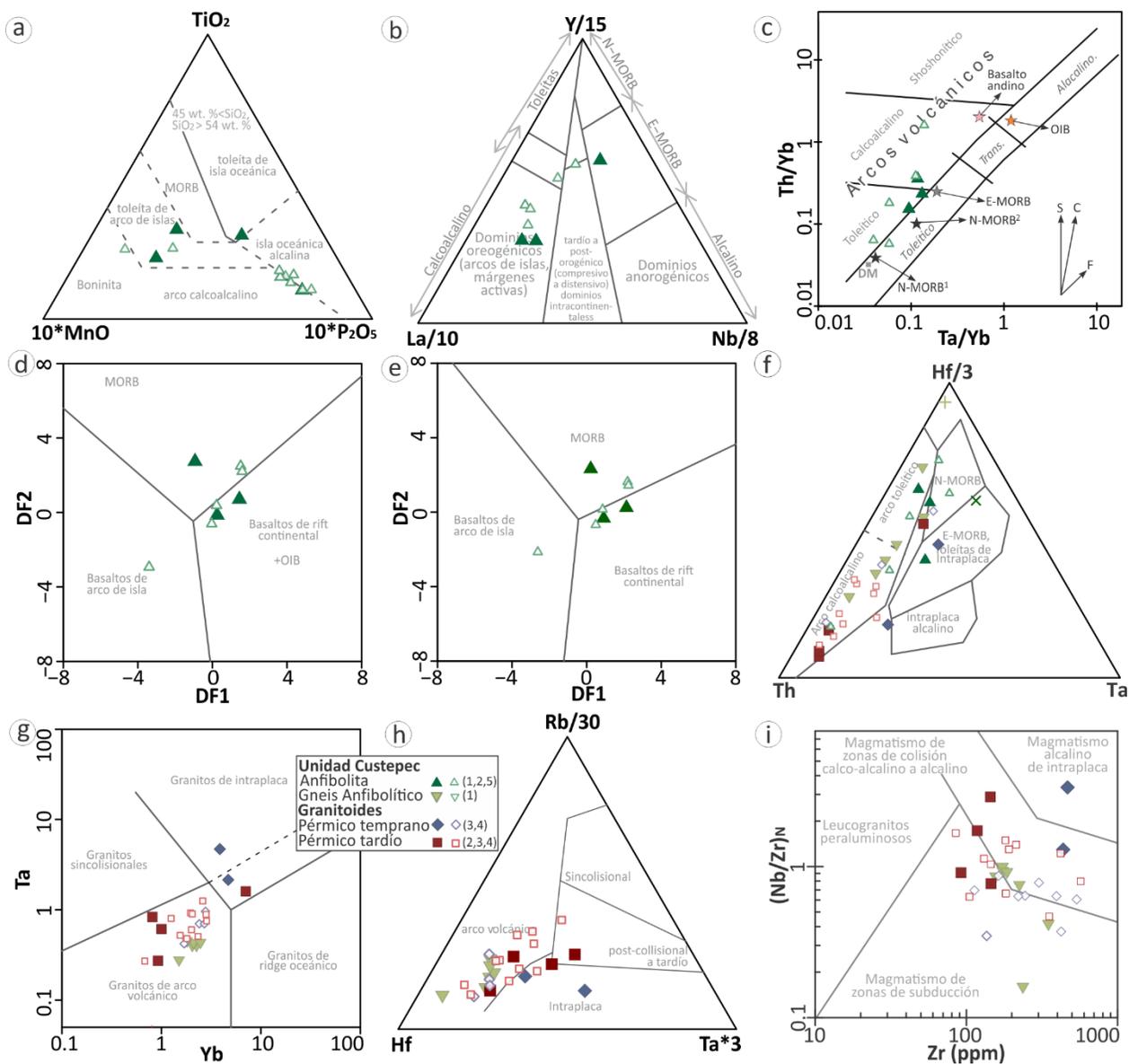


Figura 38. Diagramas de discriminación tectónica para las rocas del Pérmico en el CMC. Diagramas para rocas básicas: **a.** TiO_2 - $\text{MnO} \cdot 10$ - $\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$ (Mullen, 1983). **b.** $\text{Y}/15$ - $\text{La}/10$ - $\text{Nb}/8$ (Cabaniş y Lecolle, 1989). **c.** Diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1982). Estrellas en el diagrama **c** corresponden a N-MORB^1 , E-MORB y OIB de McDonough y Sun (1995), y N-MORB^2 y basalto andino de Kelemen et al. (2007); mientras las letras *S*, *C* y *F* denotan fluidos provenientes del *slab*, contaminación cortical y cristalización fraccionada, respectivamente. **d** y **e** son los diagramas de elementos incompatibles DF1 vs DF2 (Agrawal et al., 2008). **d.** $\text{DF1} = 0.3518 \log_e (\text{La}/\text{Th}) + 0.6013 \log_e (\text{Sm}/\text{Th}) - 1.3450 \log_e (\text{Yb}/\text{Th}) + 2.1056 \log_e (\text{Nb}/\text{Th}) - 5.4763$; $\text{DF2} = -0.3050 \log_e (\text{La}/\text{Th}) - 1.1801 \log_e (\text{Sm}/\text{Th}) + 1.6189 \log_e (\text{Yb}/\text{Th}) + 1.2260 \log_e (\text{Nb}/\text{Th}) - 0.9944$. **e.** $\text{DF1} = 0.3305 \log_e (\text{La}/\text{Th}) + 0.3484 \log_e (\text{Sm}/\text{Th}) - 0.9562 \log_e (\text{Yb}/\text{Th}) + 2.0777 \log_e (\text{Nb}/\text{Th}) - 4.5628$; $\text{DF2} = -0.1928 \log_e (\text{La}/\text{Th}) - 1.1989 \log_e (\text{Sm}/\text{Th}) + 1.7531 \log_e (\text{Yb}/\text{Th}) + 0.6607 \log_e (\text{Nb}/\text{Th}) - 0.4384$. **f.** Diagrama ternario Hf - Th - Ta para rocas máficas a félsicas (Wood, 1980). Diagramas para rocas intermedias a graníticas: **g.** Ta vs Yb (Pearce et al., 1984). **h.** diagrama ternario $\text{Rb}/30$ - Hf - $\text{Ta} \cdot 3$ (Harris et al., 1986). **i.** diagrama binario $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ vs Zr (Thiéblemont, 1999). Muestras usadas para la comparación son las mismas que en la Figura 37.

Algunas anfibolitas de esta unidad muestran afinidad con zonas de suprasubducción en diagramas de discriminación tectónica (Figuras 38 a-c, f), mientras otras muestras grafican como basaltos de intraplaca,

en los límites con o dentro de los campos de OIB (Figuras 38a, d) MORB (Figuras 38b-f) o *rift* continental (Figuras 38d-e). Las muestras de gneises anfibolíticos también grafican en los campos de arco (Figuras 38g-i) y en el de zonas de colisión (Figura 38i) en estos diagramas.

Los patrones de elementos traza de las anfibolitas de la UCu muestran patrones en zig-zag en diagramas multielementales, que están ligeramente enriquecidos en los elementos de bajo potencial iónico como Cs, Rb y Ba, respecto a elementos más compatibles como Dy, Y, Yb y Lu, en los que tiene un patrón casi plano. En general, casi todas las muestras presentan anomalías ligeramente positivas en Nb (Figura 39a). La mayoría de los patrones de tierras raras están enriquecidos en LREE respecto a las HREE ($[La/Yb]_N=12.39 - 2.05$), asemejándose a los patrones de OIB y basalto andino, excepto por una anfibolita con un patrón casi plano ($[La/Yb]_N=0.99$), pareciéndose a los MORB (Figura 39e). En general, estas rocas no presentan anomalías de Eu ($Eu/Eu^*= 1.14 - 0.80$).

Los patrones multielementales de los gneises anfibolíticos también tienen tendencias en zig-zag y están más enriquecidos en los elementos más incompatibles respecto a los compatibles, asemejándose un poco más al patrón de la corteza inferior, difiriendo principalmente en la ligera anomalía positiva en Nb (Figura 39b). Similarmente, los patrones de REE se encuentran enriquecidos en las tierras raras ligeras respecto a las pesadas ($[La/Yb]_N=13.88 - 6.45$), que concuerda con el patrón de la andesita continental, y solo un espécimen muestra una anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^*= 1.14 - 0.96$; y 0.60 ; Figura 39f).

5.5.2 Granitos del Pérmico temprano (metamorfizados y deformados)

Los ortogneises analizados aquí fueron comparados y descritos junto a los ortogneises graníticos con protolito del Pérmico temprano del área de La Sepultura (Weber et al., 2005, 2007) y con los granitos sin deformación del Pérmico temprano en el CT (González-Guzmán et al., 2021). En general, estos granitos grafican como cuarzomonzonitas, cuarzo-monzodioritas, granodioritas y monzogabros en el diagrama normativo Q-A-P y en el TAS (Figura 37b,c).

Estos granitoides son predominantemente subalcalinos, aunque dos muestras son alcalinas (Figura 37d), y tienen afinidades principalmente calco-alcalinas a calco-alcalinas ricas en K y cuatro muestras son shoshoníticas (Figura 37f). Estas son principalmente magnesianas, excepto por dos muestras ferroanas, y siguen tendencias cálcicas a álcali-cálcicas, con carácter tanto metaluminoso y peraluminoso (Figuras 37f-g).

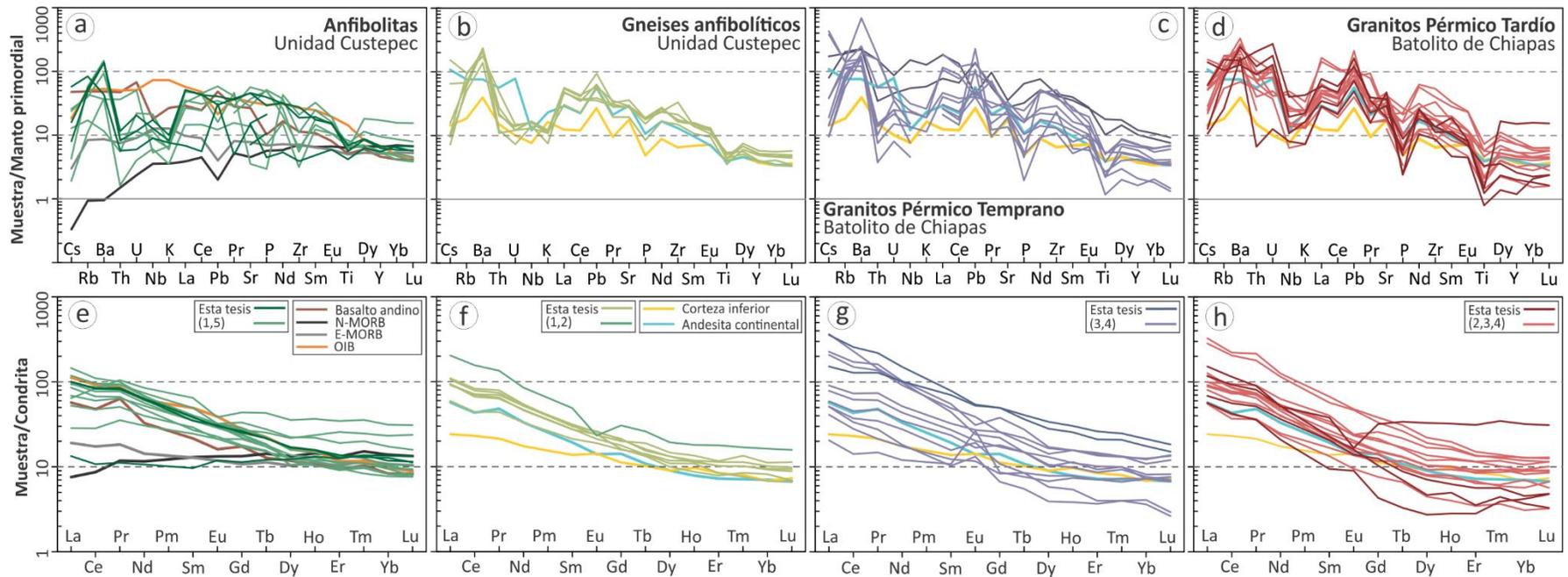


Figura 39. Diagramas multielementales (parte superior, normalizados a manto primitivo, McDonough y Sun, 1995) de elementos traza, y tierras raras (parte inferior, normalizados a condrita, Nakamura, 1974) de análisis geoquímicos de roca total de la Unidad Custepec (11 anfibolitas y 7 gneises anfibolíticos) **a, b, e y f**; Granitoides del Pérmico temprano ($n=12$) **c y g**; Granitos del Permo-Triásico ($n=15$) **d y h**. Los patrones de los elementos incompatibles usados para comparación son N-MORB¹, E-MORB y OIB de McDonough y Sun (1995), el basalto andino y la andesita continental de Kelemen et al. (2007) y corteza inferior de Rudnick y Gao (2005). Las referencias de otras muestras reportadas para el CMC son las mismas que en la Figura 37.

En los diagramas de discriminación tectónica, estos granitos se distribuyen principalmente en el campo de arco, aunque algunos grafican en los campos de zonas de colisión e intraplaca (Figuras 38f-i). Sin embargo, teniendo en cuenta que los granitos que grafican en el campo de intraplaca se emplazaron a la anortosita Soconusco y rocas asociadas, y que en éstas la acumulación de plagioclasa o minerales ferromagnesianos tiene un efecto de dilución que causa el desplazamiento de muestras de un campo a otro, según sea el elemento y mineral fraccionado (Pearce et al., 1984; Rollinson, 1993), es posible que la afinidad de intraplaca sea el reflejo de asimilación de este tipo de rocas y no de su ambiente de generación.

Los patrones de elementos incompatibles en zig-zag de estos granitoides muestran anomalías negativas en Nb, P, Ti, Ce, y Th y anomalías positivas en Rb, Ba, Sr, Pb, mostrando mayores abundancias en elementos más incompatibles respecto a los compatibles. Por tanto, se asemejan tanto a los patrones de la andesita continental y la corteza inferior. Con esta última, además, los granitoides se asemejan en la disminución del contenido de Cs (Figura 39c). Los patrones de tierras raras están moderadamente a mucho más enriquecidos en tierras raras ligeras respecto a las pesadas ($[La/Yb]_N=44.81 - 2.83$), con anomalía de Eu variable, donde algunas rocas no tienen anomalía o esta es moderada ($Eu/Eu^*= 1.15 - 0.87$), otras con anomalías positivas ($Eu/Eu^*= 1.48 - 2.75$) o negativas ($Eu/Eu^*= 0.82 - 0.68$; Figura 39g).

5.5.3 Granitos Permo-Triásicos (sin metamorfismo)

Los granitos del Pérmico tardío estudiados son graficados y analizados junto a los granitos contemporáneos reportados por González-Guzmán et al. (2021) y por Pompa-Mera (2009) para el CMC. En el diagrama Q-A-P normativo, estas rocas grafican en los campos de monzogranito, granodiorita, cuarzomonzonita y cuarzo -monzodiorita, así como en el de monzodiorita con y sin feldespatoides (Figura 37b).

Los granitos del pérmico tardío muestran afinidades de alcalinas a subalcalinas (Figura 37c), variando entre toleítico y shoshonítico (Figura 37d). En los diagramas de sílice vs el índice de Fe y MALI, estas rocas varían entre magnesianas y ferroanas, con tendencias entre cálcica a alcálica (Figuras 37e-f). Adicionalmente estos granitos también varían entre metaluminosos y peraluminosos. En general, estos granitos grafican en los campos de arco volcánico y zonas de colisión en diagramas tectonomagmáticos (Figuras 38f-i).

Al igual que otras rocas del batolito de Chiapas, los patrones de elementos incompatibles de los granitos del Pérmico tardío son en zig-zag, con anomalías negativas en Ti, P, Nb, Th y Cs y anomalías positivas en

Pb, U y Ba, y una tendencia general de enriquecimiento en elementos más incompatible (Figura 39d). Así los patrones de estas rocas se asemejan a los patrones de la andesita continental de la corteza inferior, difiriendo de la primera en anomalía negativa en Cs. En general, los patrones de elementos de tierras raras (Figura 39h) se encuentran enriquecidos en las tierras ligeras respecto a las pesadas ($[La/Yb]_N=41.23 - 3.66$), con una anomalía de Eu ligeramente negativa o sin ella ($Eu/Eu^*= 1.07 - 0.87$), excepto por un granito que muestra un patrón en las REE medianas a pesadas plano con anomalía de Eu negativa ($Eu/Eu^*= 0.48$) y otro granito con un patrón en forma de cuchara en las tierras raras medianas, indicando posiblemente hornblenda residual en la fuente, y anomalía de Eu positiva ($Eu/Eu^*= 1.41$).

5.6 Discusión

5.6.1 Redefinición del origen de la Unidad Custepec

Un origen volcanosedimentario fue propuesto para la UCu con base en la presencia de (1) rocas metasedimentarias en algunos afloramientos (Estrada-Carmona et al., 2009), y (2) núcleos de zircones con edades U-Pb de intersección superior de discordia de ~ 0.97 Ga y ~ 1.5 Ga, interpretados en términos de mezcla de fuentes de proveniencia (Weber et al., 2007), y (3) en la ausencia de un basamento con edad de ~ 1.5 Ga en el CMC y el resto del sur de México.

Además de los afloramientos reportados por Estrada-Carmona et al. (2009) en el poblado de Custepec, en el área de estudio cubierta en este trabajo no fueron encontradas rocas metasedimentarias con relaciones concordantes que soporten un origen volcanosedimentario para esta unidad. De hecho, un (¿meta?)pedernal, cuya edad se desconoce, corresponde a la única roca de origen sedimentario encontrada en contacto con la UCu en el área de San Antonio Miramar, presentando una clara relación discordante respecto a las rocas de la UCu (Figura 29j).

Adicionalmente, las muestras de anfibolita de la UCu presentan contenidos de SiO₂ y #Mg³ de 53 – 42 %Wt (Figura 37d) y 68 – 39, respectivamente. Teniendo en cuenta que un basalto en equilibrio con un

³. El número de Mg ($\#Mg=100*[Mg/(Mg+Fe^{2+})]$) es un parámetro insensible al grado de fusión parcial y altamente sensible al grado de fraccionamiento cuando se analiza una suite de rocas cogenéticas. Se considera que #Mg entre 65 y 75 son indicativos del carácter primitivo de una roca o magma; mientras que los #Mg más bajos son encontrados en las rocas más evolucionadas (Wilson, 1989).

manto peridotítico tiene un $\#Mg > 70$ (Wilson, 1989), los $\#Mg$ más altos y los valores de sílice más bajos de las anfibolitas de la UCu no son fácilmente explicables a través de una fuente detrítica.

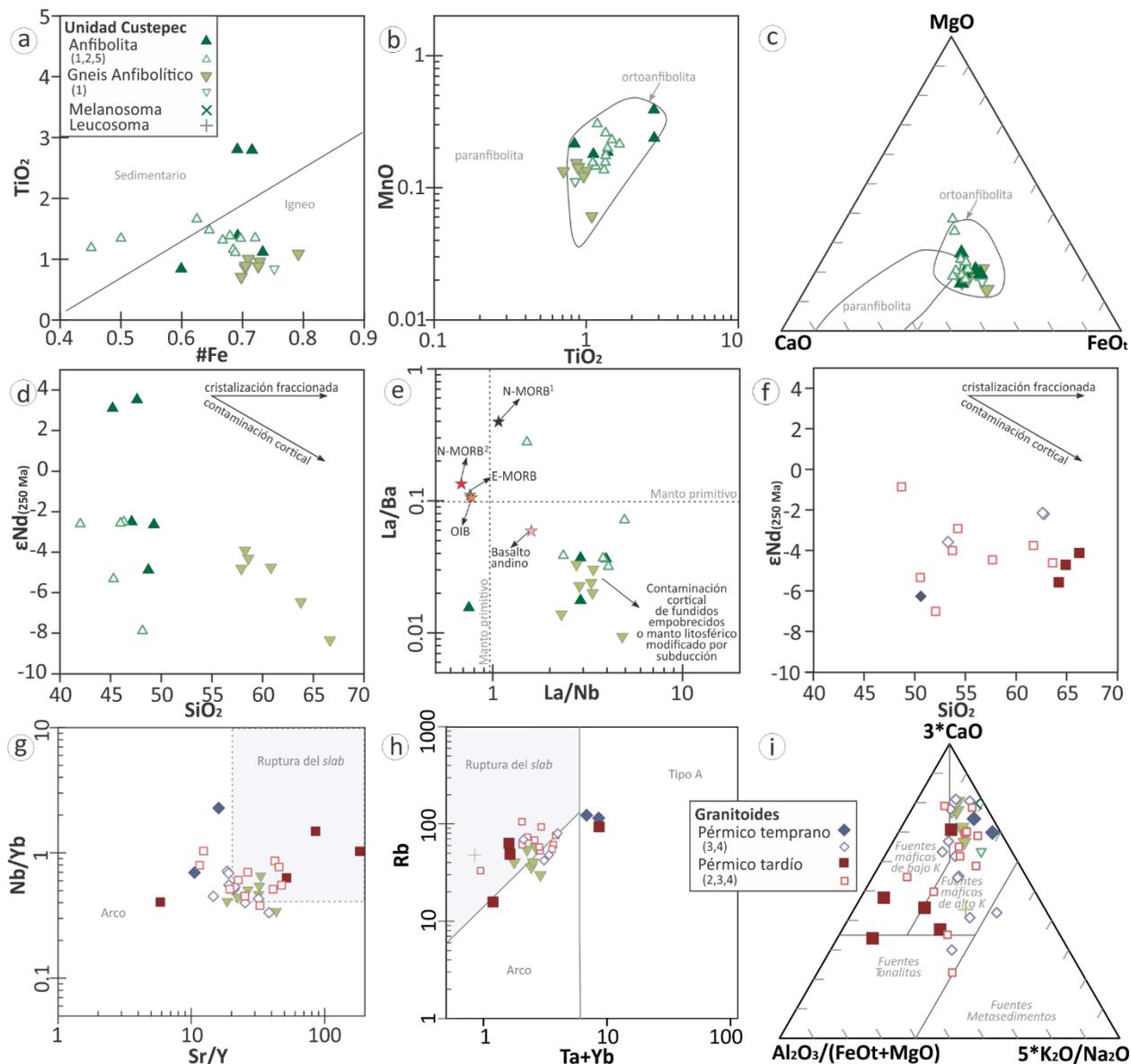


Figura 40. Diagramas que diferencian entre un origen ígneo y sedimentario para las rocas de la Unidad Custepec **a.** TiO_2 vs $\#Fe$ (Misra, 1971), donde $\#Fe = FeO_t / (FeO_t + MgO)$. **b.** Diagrama TiO_2 vs MnO (Misra, 1971). **c.** CaO - MgO - FeO (Marion et al., 2021). Diagramas de fuentes y contaminación cortical para las rocas de la Unidad Custepec. **d.** Diagrama ϵNd inicial, a 250 Ma, vs SiO_2 ; y **e.** La/Ba vs La/Nb (Saunders et al., 1992). Las relaciones La/Nb y La/Ba son sugerentes de contaminación cortical e infiltración de fluidos derivados del *slab*, respectivamente (Wilson, 1989; Saunders et al., 1992). Diagramas para las rocas de composición intermedia a granítica del Pérmico en el CMC, **d.** Diagrama $\epsilon Nd_{(250\text{ Ma})}$, vs SiO_2 . Diagramas **g.** Sr/Y vs Nb/Yb y **h.** $Ta+Yb$ vs Rb que discriminan entre ambientes de arco y ruptura del *slab* (Whalen y Hildebrand, 2019). **i.** Diagrama de discriminación de fuentes (Laurent et al., 2014). Las referencias de las muestras reportadas para el CMC son las mismas que en la Figura 37.

Así, las relaciones de campo observadas en este trabajo, el descubrimiento del basamento calymmiano y toniano de la Unidad Catarina (Capítulo 4) en el área circundante, así como la naturaleza principalmente básica a intermedia de la UCu, hacen necesaria la re-evaluación del origen volcanosedimentario propuesto previamente para la Unidad Custepec (Weber et al., 2007; Estrada-Carmona et al., 2009).

En el diagrama #Fe vs TiO₂, que diferencia entre un origen ígneo y sedimentario en litologías con metamorfismo, la mayoría de las rocas de la UCu grafican en los campos de origen ígneo, excepto por cinco anfibolitas (Figura 40a). Sin embargo, en los diagramas que distinguen entre orto- y paranfibolitas, en donde por comparación también fueron graficados los gneises anfibolíticos de esta unidad, todas las rocas grafican sólo en los campos de las ortoanfibolitas (Figuras 40b-c). Adicionalmente, en los diagramas de $\epsilon\text{Nd}_{(250\text{Ma})}$ vs SiO₂ y La/Ba vs La/Nb las rocas de la UCu siguen una tendencia similar a la contaminación cortical (Figuras 40d-e).

Por lo tanto, un origen ígneo para la UCu explica (1) los núcleos de zircones con edades de ~1.5 y ~0.95 Ga encontrados en las anfibolitas (Weber et al., 2007; Figura 33) como heredados a partir del retrabajamiento del basamento de la UCat por magmas básicos derivados del manto durante el Pérmico; (2) los #Mg altos y los contenidos en SiO₂ bajos en algunas anfibolitas y su transición a composiciones intermedias y #Mg de hasta 37 en muestras de gneis anfibolítico como el resultado de asimilación y cristalización fraccionada; y explica también (3) la “bimodalidad” en las edades modelo de manto empobrecido observadas en la UCu (1.69 – 1.62 y 1.53 – 1.23 Ga; Figura 36a), donde las muestras con $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ más antiguos resultan de una mayor cantidad de corteza mesoproterozoica asimilada, siendo soportado por su ubicación geográfica cerca de la UCat (Figura 28c). De esta manera, las rocas metasedimentarias reportadas por Estrada-Carmona et al. (2009) en el área de Custepec podrían ser reinterpretadas como xenolitos del basamento asimilado por este magmatismo básico y las relaciones de campo aparentemente transicionales entre estas litologías como el producto de la deformación posterior que afectó a estas rocas. Esto explica también la tendencia de algunas anfibolitas a graficar en el campo sedimentario en el diagrama #Fe vs TiO₂ (Figura 40a).

5.6.2 Temporalidad, fuente y ambiente tectónico del magmatismo del Pérmico en el CMC

Los resultados obtenidos en este trabajo, no solo soportan resultados previos en los que se establece que el batolito de Chiapas se encuentra formado por dos pulsos magmáticos ocurridos durante el Pérmico

temprano (>270 Ma) y en el Permo-Triásico (~255 – ~250 Ma; González-Guzmán et al., 2021; Weber et al., 2005, 2007), sino que revelan también un tercer evento de carácter básico a intermedio entre los dos pulsos anteriores, correspondiendo a la Unidad Custepec.

5.6.2.1 Pennsylvaniano Tardío-Pérmico temprano

En el área de estudio, el pulso magmático del Pérmico temprano está representado por rocas gnéissicas con composiciones cuarzodioríticas y cuarzomonzónicas (Figuras 31 y 37b), donde la edad de cristalización del protolito de una muestra datada es de 278 ± 2 Ma (Figuras 34c-d). Rocas ígneas contemporáneas son reportadas en la parte noroccidental del CMC (Figura 28b), en el área de La Sepultura (~272 Ma; Weber et al., 2007), y en su parte suroriental, tanto en el Complejo El Triunfo (~274-271 Ma; Figura 28b; Cisneros de León, 2015; González-Guzmán, 2016), como en el área de Capitán Luis Ángel Vidal, donde se registran incluso edades de cristalización del Pennsylvaniano (~306 Ma; Quintana-Delgado, 2021). Al igual que en la zona estudiada, en las áreas de La sepultura y en Capitán Luis Ángel Vidal estas rocas fueron metamorfozadas y migmatizadas durante el Pérmico tardío (Schaaf et al., 2002; Weber et al., 2007; Pompa-Mera, 2009), contrastando con los granitos contemporáneos en el CT, los cuales no muestran signos de deformación (González-Guzmán, 2016).

Los granitoides del Pérmico temprano tienen una afinidad predominantemente subcalina y magnesiana (Figuras 37c-d), son principalmente calcoalcalinos a shoshoníticos (Figura 37e) y a álcali-cálcicos (Figura 37b), y varían entre metaluminosos y peraluminosos (Figura 37g), sugiriendo su generación en un ambiente de arco (Frost et al., 2001). Un ambiente de arco para la mayoría de estas rocas es sustentado por los diagramas de discriminación tectónica (Figuras 38f-i y 40g-h), excepto por dos muestras que grafican preferencialmente en los campos de intraplaca (Figuras 38d-f), pudiendo ésto ser el reflejo de la asimilación de la Anortosita Soconusco, nelsonitas y rutilmenitas asociadas a los que estas rocas intruyen en el área (ver sección 5.5.2). Adicionalmente, los patrones de elementos traza de estas rocas soportan también un ambiente de arco para el origen de estos granitoides.

Estas rocas tienen fuentes predominantemente máficas ricas en K, y en menor medida fuentes tonalíticas y sedimentarias (Figura 40i). Lo anterior, junto a las composiciones iniciales de Nd ($\epsilon Nd_{(250 \text{ Ma})} = -2.0$ a -6.3), respectivas $T_{DM(Nd)}$ entre 1.44 y 1.13 Ga (Figura 39b) y a edades de U-Pb de intersección superior que indican componentes heredados del Steniano (Weber et al., 2005) sugieren el retrabajamiento de esta corteza y en menor medida la adición de un componente juvenil. Dicho componente juvenil

probablemente se derivó del manto litosférico, con base en el enriquecimiento de elementos en LILE y LREE respecto a los HFSE y HREE, junto con las marcadas anomalías negativas en Nb, Ti y P (Figuras 39c, g). Por tanto, se interpreta que las rocas magmáticas ~306 - 271 Ma en el CMC se formaron en un ambiente de margen continental activo.

5.6.2.2 Pérmico tardío.

Las edades de U-Pb en zircón obtenidas para las muestras de anfibolita y las dos de gneis anfibolítico de la UCu, no son conclusivas respecto a la edad de los protolitos ígneos de estas rocas (Figuras 33 y 34a-b). La edad más antigua obtenida a partir de núcleos y mantos con zonamiento magmático de 258 ± 3 Ma (gneis anfibolítico CH19-16; Figura 33d) corresponde a una edad mínima debido a la superposición de texturas borrosas o difusas sobre estos dominios de zircón, sugerentes de pérdida de plomo (Figura 33c). Esta edad es, además, indistinguible de las edades de metamorfismo obtenidas en otras muestras de la UCu tanto en esta tesis ($\sim 255 \pm 2 - 249 \pm 1$ Ma; Figuras 33b y 34b), como en la mayoría de trabajos previos ($\sim 252 - 247$ Ma; Figura 28b; Weber et al., 2005, 2007; Quintana-Delgado, 2021; Rivera-Moreno, 2021). Por tanto, la edad mínima de emplazamiento de esta unidad es correspondiente al Pérmico tardío, previo al evento tectonotermal permo-triásico.

Por otro lado, la química de la mayoría de las rocas de la UCu tiene una afinidad principalmente subalcalina y magnésiana, con carácter calcoalcalino a shoshonítico (Figura 37d) y a álcali-cálcico (Figura 37f) y el dominio de un rasgo metaluminoso (Figura 37g), que junto a los elementos traza sugieren su formación en un ambiente de arco. Sin embargo, algunas de las anfibolitas son ferroanas (Figura 37e) y muestran similitudes con fuentes OIB o tipo MORB en diagramas de discriminación tectónica (Figuras 38a-f). Esto también se observa en el diagrama de tierras raras, en donde una anfibolita tiene un patrón empobrecido en LREE, graficando junto a los MORB (Figura 39e).

Esta aparente contrariedad en el ambiente de generación se explica a través de la mezcla de magmas básicos empobrecidos derivados del manto y la asimilación de corteza continental. Este fenómeno es observado en la Figura 40e con la tendencia de aumento en la relación de La/Nb y la disminución en La/Ba que siguen las rocas de la UCu, desde valores cercanos a MORB y OIB ($La/Nb \approx 1$) hacia valores de $La/Nb \gg 1$ y $La/Ba \ll 0.1$ indicativos de contaminación cortical o fluidos derivados del *slab*. No obstante, la contaminación cortical es sustentada tanto por (1) valores de $\epsilon Nd_{(250 \text{ Ma})}$ cada vez más negativos de anfibolitas (+3.5 a -9.0) a gneises anfibolíticos (-6.5 a -11.4; Figura 40d) conforme se incrementa el

contenido de SiO_2 ; (2) la pendiente de la tendencia seguida por las anfibolitas en el diagrama de Th/Yb vs Ta/Yb, graficando desde el límite del campo de basaltos tipo MORB hacia el campo de basaltos de arco (Figura 38c), (3) Edades modelo $T_{\text{DM(Nd)}}$ (Figura 36a) que se hacen más antiguas hacia los contactos con la UCat (Figura 28c), y (4) la abundancia de núcleos de zircones heredados calymmianos y tonianos (Figuras 33 y 34a-b; Weber et al., 2007).

Por lo tanto, la firma de arco corresponde a un rasgo adquirido debido a contaminación cortical y no un reflejo de su fuente, lo que es soportado por la carencia de anomalías negativas en Nb en casi todas las rocas de esta unidad (Figuras 39a-b). Así, la adición de material básico juvenil con firmas de MORB indica la participación del manto astenosférico en el rejuvenecimiento de la corteza mesoproterozoica.

Debido a que las rocas de la UCu fueron afectadas también por el metamorfismo y deformación causados por la colisión entre Laurencia y NW Gondwana (Poole et al., 2005; Weber et al., 2007; Estrada-Carmona et al., 2009), la adición de manto astenosférico a la base de la corteza puede ser el reflejo del rompimiento del *slab*. En los diagramas de Nb/Yb vs Sr/Y (Figura 40g) y Rb vs Ta+Yb (Figura 40h) los ejemplares de gneis anfibolítico de la UCu grafican en el campo de ruptura del *slab* hacia el campo de arco, soportando tanto el proceso de ruptura de la placa como la asimilación de corteza con firma de arco.

5.6.2.3 Pérmico tardío-Triásico Temprano

El batolito de Chiapas se encuentra conformado predominantemente por granitos sin metamorfismo ni deformación pérmica con composiciones monzodioríticas, granodioríticas y monzograníticas (Figura 37b). En el área de estudio, estas rocas tienen edades de cristalización entre 252 ± 3 y 249 ± 3 Ma (Figura 35). En el complejo El Triunfo se reportan para estas rocas edades entre ~ 254 y 250 Ma (González-Guzmán, 2016) y en la parte norte del CMC se reportan edades entre ~ 255 y 251 Ma (González-Guzmán et al., 2021).

Sin duda, los valores ϵNd iniciales (~ 250 Ma) entre $+1$ y -7 y $T_{\text{DM(Nd)}}$ 1.53 y 0.86 Ga indican retrabajamiento y rejuvenecimiento de la corteza proterozoica por medio de la adición de material mantélico. Esto es soportado por núcleos de zircones heredados con edades tonianas en las muestras estudiadas (Figura 35) y en las reportadas para otras partes del CMC (González-Guzmán, 2016; González-Guzmán et al., 2021). Esto explica la diversidad geoquímica en estos granitos que varían entre subalcalinos y alcalinos (Figura 37c), magnesianos y ferroanos (Figura 37e), entre afinidades toleíticas a shoshoníticas (Figura 37d), cálcicas a alcalinas (Figura 37f), y metaluminosas a peraluminosas (Figura 37g); es decir, variando entre las

características presentadas por granitos de arco, post-colisionales y por granitos ferroanos o tipo A (Frost et al., 2001; Frost, C. D. y Frost, 2011). También explica las diferentes fuentes, tonalíticas y máficas con alto y bajo potasio, sugeridas para estas rocas por la Figura 40i y las similitudes de los patrones en diagramas multielementales con los de la corteza inferior y la andesita andina (Figura 39d).

Por otro lado, los diagramas tectonomagmáticos sugieren un ambiente de arco a post-colisional para estas rocas (Figuras 38g-i). Sin embargo, el ambiente post-colisional es apoyado tanto por los diagramas de Nb/Yb vs Sr/Y (Figura 40g) y Rb vs Ta+Yb (Figura 40h) en donde algunas de estas rocas grafican preferentemente en el campo de ruptura del *slab* o cerca al límite entre este campo y el de arco, así como por el hecho que estas rocas intruyen el basamento manera contemporánea al evento de metamorfismo y deformación que marca el ensamblaje de Pangea (Poole et al., 2005; Weber et al., 2007).

5.6.3 Condiciones de metamorfismo de la Unidad Custepec y posibles implicaciones.

El hallazgo de una anfibolita con dominios con abundante fundido (plagioclasa + cuarzo ± feldespato potásico) + hornblenda + clinopiroxeno + ortopiroxeno + granate ± biotita roja en contacto con dominios restíticos (clinopiroxeno + ortopiroxeno + granate + titanita) sugiere que la migmatización ocurrió durante el pico metamórfico y que este alcanzó facies de granulita. De este modo, la temperatura de 720 °C y presión de 8.2 kbar obtenidas en una anfibolita con granate por Estrada-Carmona et al. (2009) subestiman el pico metamórfico y, por tanto, la temperatura y rango de presiones de 800 °C y 8.6 – 9.3 kbar calculadas para un gneis pelítico con granate, sillimanita y biotita describen más realísticamente las condiciones pico de la UCu.

Edades tanto de isócrona de Sm-Nd en granate entre ~249 - 247 Ma (Quintana-Delgado, 2021; Rivera-Moreno, 2021) y de ~268 ± 9 Ma (con solo dos puntos; Estrada-Carmona et al., 2009), como de U-Pb en zircón obtenidas por métodos puntuales de ~255 a 249 Ma (Weber et al., 2007, 2008; este trabajo) sugieren que el metamorfismo y migmatización en facies de granulita de la UCu ocurrió contemporáneamente al emplazamiento de los granitos post-colisionales permo-triásicos (Weber et al., 2005) en el CMC. Debido a que las composiciones isotópicas de estos granitos y su geoquímica sugieren el retrabajamiento de corteza y al hallazgo de restitas de clinopiroxeno, ortopiroxeno y granate en la UCu, es posible sugerir la participación de esta unidad en la formación de los granitos permo-triásicos.

5.6.4 Correlaciones con el oriente y sur de México e implicaciones en el ensamblaje de Pangea.

Magmatismo de edad Carbonífero al Pérmico temprano en el oriente y sur de México son reportadas como intrusiones (e.g., Murillo-Muñetón, 1994; Ducea et al., 2004; Kirsch et al., 2012; Ortega-Obregón et al., 2014; Coombs et al., 2020), rocas volcánicas y volcanoclásticas (e.g., McKee et al., 1988; Ramírez-Fernández et al., 2021; Espejo-Bautista et al., 2022) (Figura 28a). En el sur del Bloque Maya, edades de cristalización U-Pb en zircón $\sim 318 - 313$ Ma y ~ 284 Ma son reportados para granitos en los Altos Cuchumatanes (Solari et al., 2010) y el Complejo Rabinal (Ratschbacher et al., 2009) en Guatemala, respectivamente. Edades K-Ar en biotita y hornblenda de $286 - 277$ Ma en granitos no deformados del Macizo de La Mixtequita (MM) podrían indicar enfriamiento de rocas emplazadas durante el Carbonífero o Pérmico temprano (Murillo-Muñetón, 1994). En el basamento cristalino de la parte occidental del Golfo de México, Coombs et al. (2020) reportan granitos emplazados entre 294 y 274 Ma. Adicionalmente, en perforaciones en el cráter de Chicxulub se reportan granitos con edades de cristalización de $\sim 334 - 326$ Ma (Zhao et al., 2020; Ross et al., 2022).

En el sur de México, la mayoría de las edades de emplazamiento reportadas para granitos que intruyen el basamento proterozoico del Complejo Oaxaqueño (Figura 28a) son del Pérmico temprano, tales como el Stock La Carbonera ($\sim 275 - 272$ Ma), el Batolito Honduras (~ 290 Ma), Batolito Zanitza (~ 287 Ma), y la Riolita Sosola (~ 270 Ma); mientras que edades carboníferas sólo se reportan para el Plutón Cuanana (~ 311 Ma) (Solari et al., 2001; Ortega-Obregón et al., 2014). Además, en el Complejo Xolapa, el emplazamiento del protolito magmático de un gneis tonalítico ocurre en la parte temprana del Pérmico medio (~ 272 Ma; Ducea et al., 2004).

Adicionalmente, magmatismo del Pennsylvaniano al Pérmico es reportado en el Complejo Acatlán (Figura 28a) con (1) el granito sintectónico Cozahuico (~ 270 Ma) emplazado en la falla Caltepec que yuxtapone los basamentos de los Complejos Acatlán y Complejo Oaxaqueño (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005); (2) el Plutón Totoltepec ($\sim 306 - 289$ Ma), el cual cabalga a la Formación Tecomate compuesta por metasedimentos clásticos y calcáreos con algunos horizontes volcanoclásticos, inferidos como una expresión volcánica de este magmatismo (Kirsch et al., 2012); y (3) los guijarros volcánicos ($\sim 285 - 269$ Ma) de la Formación Matzitzi (Pérmico superior – Triásico Medio) depositada sobre la falla Caltepec y los basamentos de los Complejos Acatlán y Oaxaqueño de manera posterior al amalgamamiento de Pangea (Juárez-Zúñiga et al., 2021).

Volcanismo y plutonismo en el Mississippiano Medio ocurren también en el NE de México (Figura 28a) con abundantes fragmentos volcánicos en el conglomerado de la Formación las Delicias y el plutón sin-depositacional La Pezuña (~331 en McKee et al., 1988, 1999), y en el oriente de México, en el anticlinorio Huizachal-Peregrina, con la Riolita el Aserradero (~348-341 Ma; Ramírez-Fernández et al., 2021), la cual se encuentra intercalada con las rocas siliciclásticas y calcáreas del Grupo Tamatán (Silúrico y Mississippiano Temprano-Pérmico temprano; Casas-Peña et al., 2021) y con el granito Maxala con una edad de cristalización Carbonífera (Martínez-Sánchez et al., 2016). En el centro y sur de México, Espejo-Bautista et al. (2022) reporta rocas extrusivas (~292 Ma) en el Complejo Mazateco y Rosales-Lagarde et al. (2005) reporta la ocurrencia de flujos de lava y rocas volcanoclásticas de la época Cisuraliana (Pérmico temprano) intercalada con rocas turbidíticas en la Formación Tuzancoa.

Por otro lado, las expresiones de magmatismo del Pérmico medio al Triásico Temprano ocurren principalmente como plutones en el CMC (255-249 Ma; González-Guzmán, 2016; González-Guzmán et al., 2021; Weber et al., 2005; este trabajo), en el MM (con edad U-Pb de intersección inferior de discordia de ~254 Ma (Murillo-Muñetón, 1994), y en la margen occidental del Golfo de México (~263-243 Ma; Coombs et al., 2020); excepto por el granito Etna, un granito rosa de grano grueso que intruye el Complejo Oaxaqueño a los ~255 Ma (Ortega-Obregón et al., 2014) (Figura 28a).

La mayoría de los trabajos proponen un origen de arco volcánico para todas las rocas ígneas del Carbonífero al Pérmico tardío (e.g., McKee et al., 1988, 1999; Murillo-Muñetón, 1994; Weber et al., 2007; Ratschbacher et al., 2009; Ortega-Obregón et al., 2014; Ramírez-Fernández et al., 2021). Sin embargo, un gran debate existe respecto a la placa que subduce y a las masas continentales involucradas. Por ejemplo, algunos autores sostienen que estas rocas ígneas son la expresión de la subducción del proto-Pacífico bajo el occidente de Pangea (Torres et al., 1999; Solari et al., 2001; Arvizu et al., 2009a; Ratschbacher et al., 2009; Ortega-Obregón et al., 2014), argumentando la extensión al sur del magmatismo pérmico en el suroccidente de Laurencia (Arvizu et al., 2009a; Arvizu y Iriondo, 2015; Iriondo et al., 2022).

De manera contraria, otros autores sostienen que las rocas del Carbonífero-Pérmico temprano son el producto de la subducción de océano Réico bajo la margen noroccidental de Gondwana, previa a su colisión con Laurencia (Elías-Herrera et al., 2005; Weber et al., 2007; Solari et al., 2010; Coombs et al., 2020; Ramírez-Fernández et al., 2021; Ross et al., 2022; Espejo-Bautista et al., 2022), y que los granitos del Permo-Triásico son el reflejo ya sea de un ambiente post-colisional (Coombs et al., 2020; González-Guzmán et al., 2021) o del inicio de la subducción bajo Pangea occidental (e.g., Weber et al., 2007; Ortega-Gutiérrez et al., 2014).

El CMC registra tres pulsos magmáticos durante el Carbonífero al Permo-Triásico. El primero es dado por el dominio de ortogneises graníticos y algunos granitos con edades de $\sim 278 - 271$ Ma (González-Guzmán, 2016; Weber et al., 2007; este trabajo) y un ortogneis anfibolítico de ~ 306 (Quintana-Delgado, 2021), los cuales sugieren un ambiente de margen continental activa operante durante el Carbonífero – Pérmico temprano (Figura 41a). El segundo evento es registrado por los ortogneises básicos e intermedios de la UCu (Estrada-Carmona et al., 2009; Pompa-Mera, 2009; este trabajo), los cuales indican la adición de manto astenosférico a la base de la corteza debida probablemente a la ruptura del *slab* en el Pérmico tardío (Figura 41b). El último pulso magmático, es registrado por los granitos de $\sim 255-249$ Ma (Weber et al., 2005; González-Guzmán, 2016; González-Guzmán et al., 2021; este trabajo) sin deformación ni metamorfismo del Pérmico tardío a Triásico Temprano y que son sugerentes del rejuvenecimiento de la corteza en un ambiente post-colisional (Figura 41b).

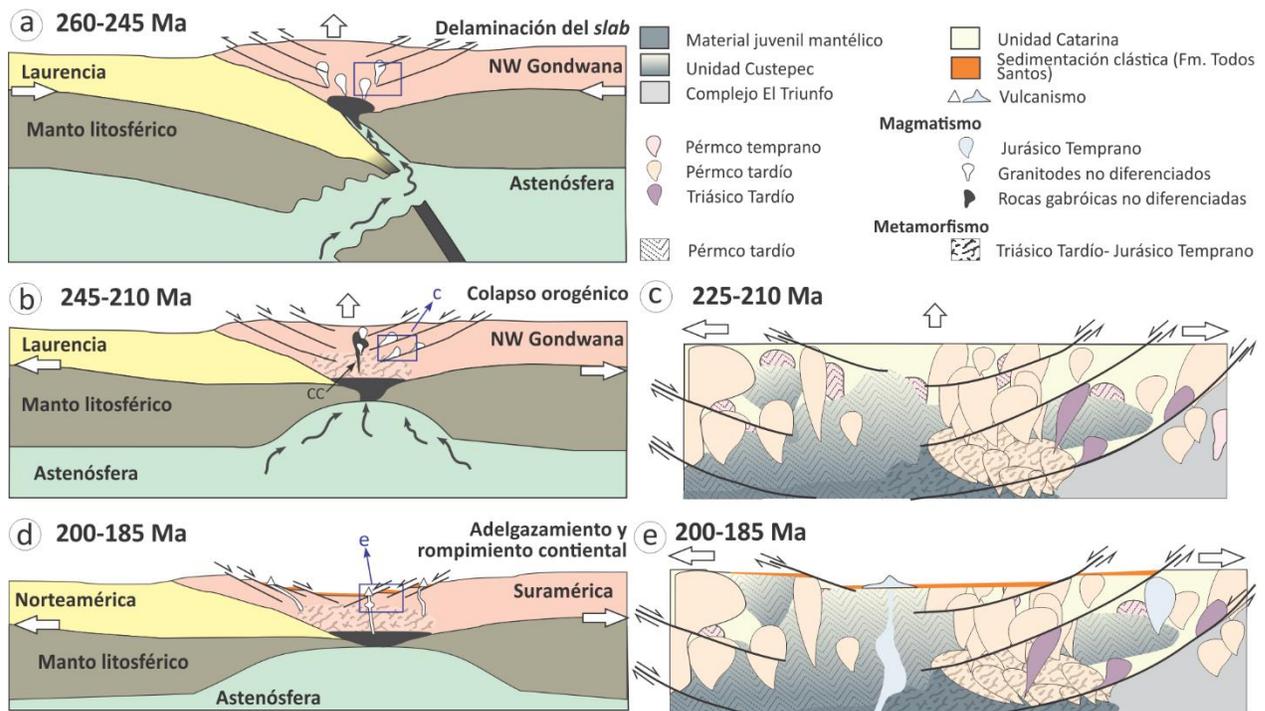


Figura 41. Modelo de **a.** Subducción del océano Réico bajo la margen de NW Gondwana para el Carbonífero-Pérmico tardío; y **b.** Colisión entre Laurentia y NW Gondwana y delaminación del *slab* produciendo el magmatismo de la Unidad Custepec, seguido por el magmatismo post-orogénico. **c.** y **d.** Diagramas de eventos ocurridos en el área de estudio.

Por tanto, los resultados obtenidos en el CMC no solo están en concordancia con modelos paleogeográficos que plantean la subducción de la placa Réica bajo el borde noroccidental de Gondwana durante el Carbonífero - Pérmico temprano (e.g., Elías-Herrera et al., 2005; Weber et al., 2008; Coombs et al., 2020; Ross et al., 2022), sino que proporcionan también evidencia de la ruptura del *slab* y

rejuvenecimiento de la corteza en el Pérmico tardío posterior a la colisión entre Laurencia y Gondwana (Dickinson y Lawton, 2001; Poole et al., 2005; Coombs et al., 2020; González-Guzmán et al., 2021).

Evidencias adicionales de esta secuencia de eventos y cambio en la configuración tectónica de la generación de los granitos pueden estar dadas por:

(1) el metamorfismo de alta presión en el Complejo Acatlán, datado en ~ 352 Ma por Lu-Hf en granate de eclogitas de la Suite Piaxtla y el litodema Asís, que testifica la subducción del océano Réico durante el Carbonífero (Estrada-Carmona et al., 2015). (2) el cizallamiento dúctil transpresional de la falla Caltepec, coetáneo con migmatización y emplazamiento sintectónico del granito Cozahuico entre ~ 275 - 270 Ma en el Complejo Acatlán, siendo relacionados al frente colisional formado durante el choque entre Laurencia y Gondwana (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005). (3) Metamorfismo de alto grado registrado tanto en el centro y norte del CMC (Weber et al., 2005; Estrada-Carmona et al., 2009), como en el Complejo Las Ovejas en el Bloque Chortís en Centroamérica (Ratschbacher et al., 2009) y metamorfismo de grado medio en el paragneis Teotitlán del Complejo Milonítico Sierra de Juárez (Espejo-Bautista et al., 2022), todos datados en el Pérmico tardío. Por último, (4) la ausencia de rocas volcánicas del Pérmico tardío y la aparente “concentración” de plutones de esta edad hacia la parte nororiental de México (Figura 28a), en donde también habría estado ubicado el CMC para este periodo previa a su rotación antihoraria durante la apertura del Golfo de México (Molina-Garza et al., 1992; Pindell et al., 2021).

Finalmente, rocas ígneas pérmicas son reportadas para el SW de EE.UU. y en Sonora en el NW de México (Arvizu et al., 2009a; Arvizu y Iriondo, 2015; Iriondo et al., 2022), así como en Colombia, Venezuela y Ecuador (Cardona et al., 2010; van der Lelij et al., 2016; Spikings y Paul, 2019; Piraquive et al., 2021, 2022), siendo relacionadas con subducción del proto-Pacífico bajo Pangea. Sin embargo, como se discutió anteriormente, el registro magmático del Carbonífero al Permo-Triásico en el oriente y sur de México no indica una configuración continua de arco durante todo el Pérmico, por lo que el modelo de un arco volcánico establecido a lo largo de toda la margen occidental de Pangea no es soportado por los datos obtenidos en esta tesis. Adicionalmente, en el oriente y sur de México existe un hiato magmático durante el Triásico Medio y la parte temprana del Triásico Tardío (Centeno-García, 2017) y el magmatismo noriano (Triásico Tardío) reportado hasta ahora es más indicativo de un ambiente extensional (Maldonado et al., 2018a); Capítulo 6). Por tanto, evidencia magmática del inicio de la subducción en México solo ocurre hasta el Jurásico temprano (Centeno-García, 2017; Busby y Centeno-García, 2022).

Capítulo 6. Eventos del Triásico Tardío al Jurásico Temprano en el Complejo Macizo de Chiapas: Implicaciones en la Ruptura de Pangea

6.1 Introducción

El estudio de la ocurrencia o ausencia de registro geológico del Triásico y Jurásico en los terrenos peri-Gondwánicos de México es clave para la comprensión de los procesos ocurridos durante el rompimiento de Pangea occidental, la separación de Norteamérica y Suramérica, así como la rotación del Bloque Maya hasta su posición actual (e.g., Molina-Garza et al., 1992; Centeno-García, 2017; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Barboza-Gudiño et al., 2021; Pindell et al., 2021; Busby y Centeno-García, 2022; Parolari et al., 2022). Sin embargo, aún no existe consenso acerca del significado del registro geológico de estos periodos.

Centeno-García (2017) sugiere que después del cierre de Pangea hubo un cese en la actividad magmática en el oriente y sur de México, que habría durado todo el Triásico Medio y Tardío, reactivándose hasta el Jurásico temprano con el volcanismo de la provincia Nazas. Sin embargo, para el sur del Bloque Maya se reporta tanto magmatismo (Figura 42a; Solari et al., 2011; Martens et al., 2012; Maldonado et al., 2018a; Quintana-Delgado, 2021) como metamorfismo en el Triásico Tardío (Ratschbacher et al., 2009; Solari et al., 2011). El ambiente propuesto para este evento tectonomagmático es controversial, sugiriéndose un arco magmático establecido en la margen proto-Pacífica de los terrenos peri-Gondwánicos de México y norte de Suramérica (Ratschbacher et al., 2009; Solari et al., 2011) o un ambiente de *rift* continental (Maldonado et al., 2018a; Quintana-Delgado, 2021).

Por otro lado, en el contexto de la separación de Norteamérica y Suramérica y la apertura del Golfo de México (Molina-Garza et al., 1992; Merdith et al., 2021; Pindell et al., 2021), la configuración tectónica en la que ocurre sedimentación clástica, indicativa de un régimen extensional (e.g., Anderson et al., 1973; Godínez-Urban et al., 2011; Lawton y Molina-Garza, 2014; Lawton et al., 2021; Busby y Centeno-García, 2022) y su intercalación con el volcanismo de la provincia Nazas, con firmas de elementos traza de supra-subducción (e.g., Godínez-Urban et al., 2011; Zavala Monsiváis et al., 2012; Barboza-Gudiño et al., 2021) es aún muy controversial. Los modelos propuestos para explicar la combinación de este registro geológico varían entre ambientes dominados por la dinámica convergente (Stern y Dickinson, 2010; Barboza-Gudiño et al., 2021), la sobreimposición o alternancia de éste y un ambiente de apertura (e.g., Godínez-Urban et al., 2011; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Molina-Garza et al., 2020; Busby y Centeno-García, 2022) o

ser exclusivo de un ambiente de *rift* (e.g., Busby y Centeno-García, 2022; Parolari et al., 2022). Uno de los argumentos a favor de los dos últimos modelos es la ausencia de cuerpos intrusivos contemporáneos o asociados a los cuerpos volcánicos (Busby y Centeno-García, 2022). Sin embargo, cuerpos intrusivos del Jurásico Temprano, han sido reportados en el Macizo de La Mixtequita (MM; Murillo-Muñetón, 1994) y en el Complejo Macizo de Chiapas (CMC; Pompa-Mera, 2009).

A continuación, se presentan edades U-Pb en zircón y Sm-Nd en granate que registran magmatismo y metamorfismo entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano. También se presentan los resultados de geoquímica de elementos mayores y traza, así como de isótopos Sm-Nd en roca total y Lu-Hf en zircón, que en su conjunto sugieren retrabajamiento cortical durante el Triásico Tardío y rejuvenecimiento del basamento en el Jurásico Temprano en el CMC. Estos resultados y su comparación con eventos contemporáneos reportados para el oriente y sur de México son interpretados en un contexto geodinámico extensivo de colapso orogénico y apertura continental para el Triásico-Jurásico.

6.2 Geología de campo y descripción de muestras

6.2.1 Granitos con y sin granate

En el flanco Pacífico de la sierra, hacia la localidad de Buenos Aires (estación CH19-09; Figura 42b) aflora una roca holocristalina fanerítica color blanco moteado de grano medio a grueso, compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. En este lugar fueron encontrados también xenolitos de roca metasedimentaria pelítica. En algunas zonas de la roca, el feldespato potásico define fenocristales de hasta un centímetro de largo, o forma agregados (Figura 43a). En lámina delgada (Figura 44a), el cuarzo (25-30%) es de grano fino, muestra extinción ondulatoria, subgranos y evidencias de recristalización dinámica con bordes que varían de aserrados a lobulados y formación de nuevos granos a través de rotación de subgranos y migración de bordes de grano. La plagioclasa (30-40%) es de grano medio, subhedral, con algunos bordes lobulados. El feldespato potásico (25-30%) es de grano medio a grueso con formas que varían de subhedral a anhedral en las partes de la roca con mayor grado de recristalización, en donde, además, presenta bordes lobulados y formación de nuevos granos posiblemente por *bulging*. La biotita es verde-café anhedral (>10%) y está reemplazada por clorita. En cantidades accesorias ocurren apatito, clorita, allanita, epidota y zircón.

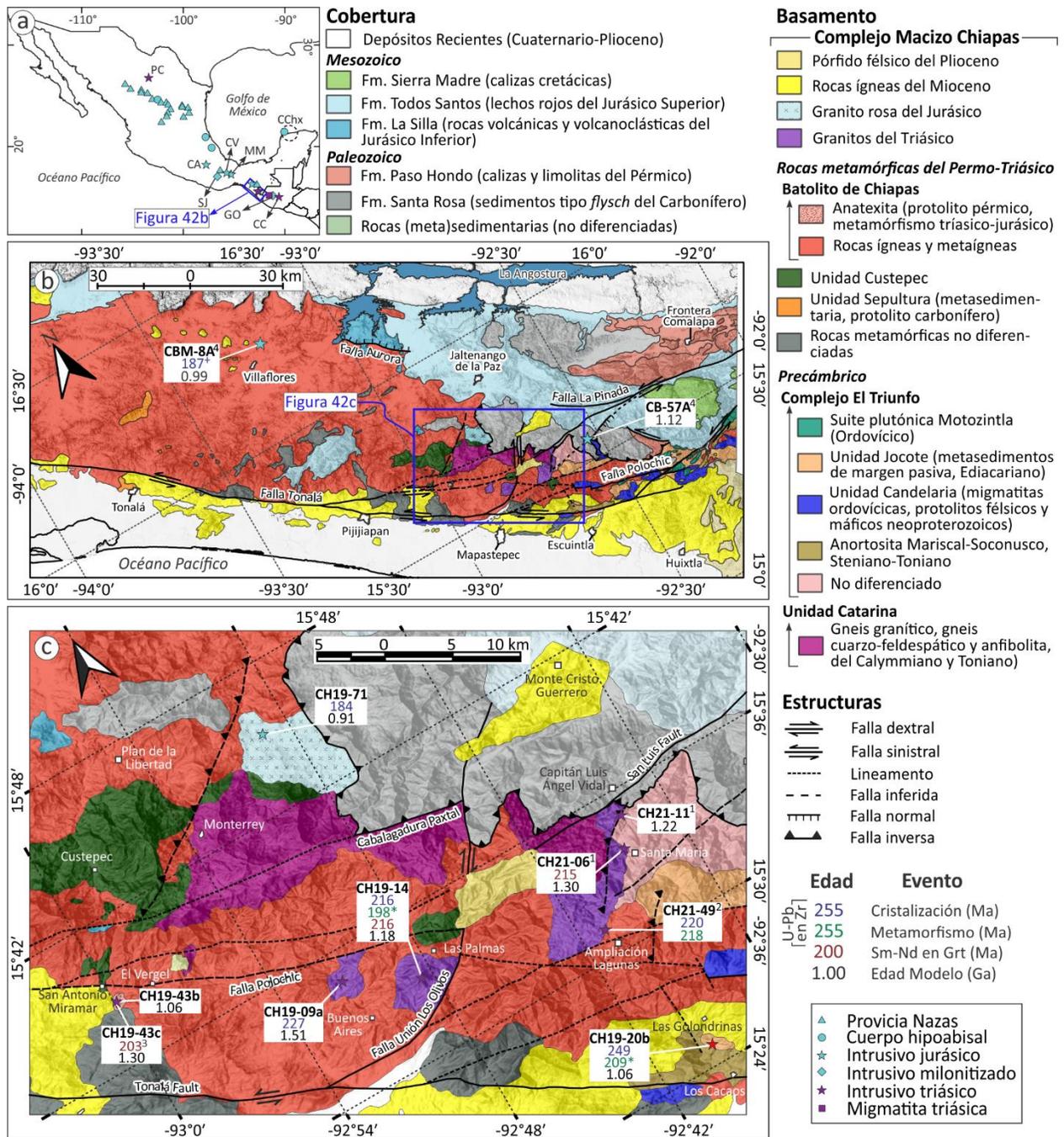


Figura 42. a. Mapa de México mostrando la localización de las manifestaciones de la Provincia Nazas (tomadas de Busby y Centeno-García, 2022) y de las rocas plutónicas y/o metamórficas del Triásico y Jurásico en el Complejo Ayú (CA; Ortega-Gutiérrez et al., 2022), Complejo Milonítico Sierra de Juárez (SJ; Espejo-Bautista et al., 2020), Cuenca de Veracruz (CV; Molina-Garza et al., 2020), Macizo de La Mixtequita (MM; Murillo-Muñetón, 1994), Guatemala Occidental (GO; Ratschbacher et al., 2009), Complejo Chuacús (CC; Solari et al., 2011; Maldonado et al., 2018a); Cráter Chicxulub (CChx; de Graaff et al., 2022). b. Mapa geológico regional del Complejo Macizo de Chiapas (modificado de Jiménez-Hernández et al., 2005; Martínez-Amador et al., 2005, 2006; Weber et al., 2009; Godínez-Urban et al., 2011; González-Guzmán et al., 2016; Cisneros de León et al., 2017; Quintana-Delgado, 2021). c. Mapa geológico del área de estudio, mostrando la localización de muestras (estrellas) y los resultados de las edades U-Pb y Sm-Nd. Súper índices * y + indican edades obtenidas a través de SIMS o ID-TIMS, respectivamente, y los números indican las siguientes referencias: 1. Quintana-Delgado (2021), 2. Rendón-Vázquez (2022), y 3. Rivera-Moreno (2021), 4. Pompa-Mera (2009).

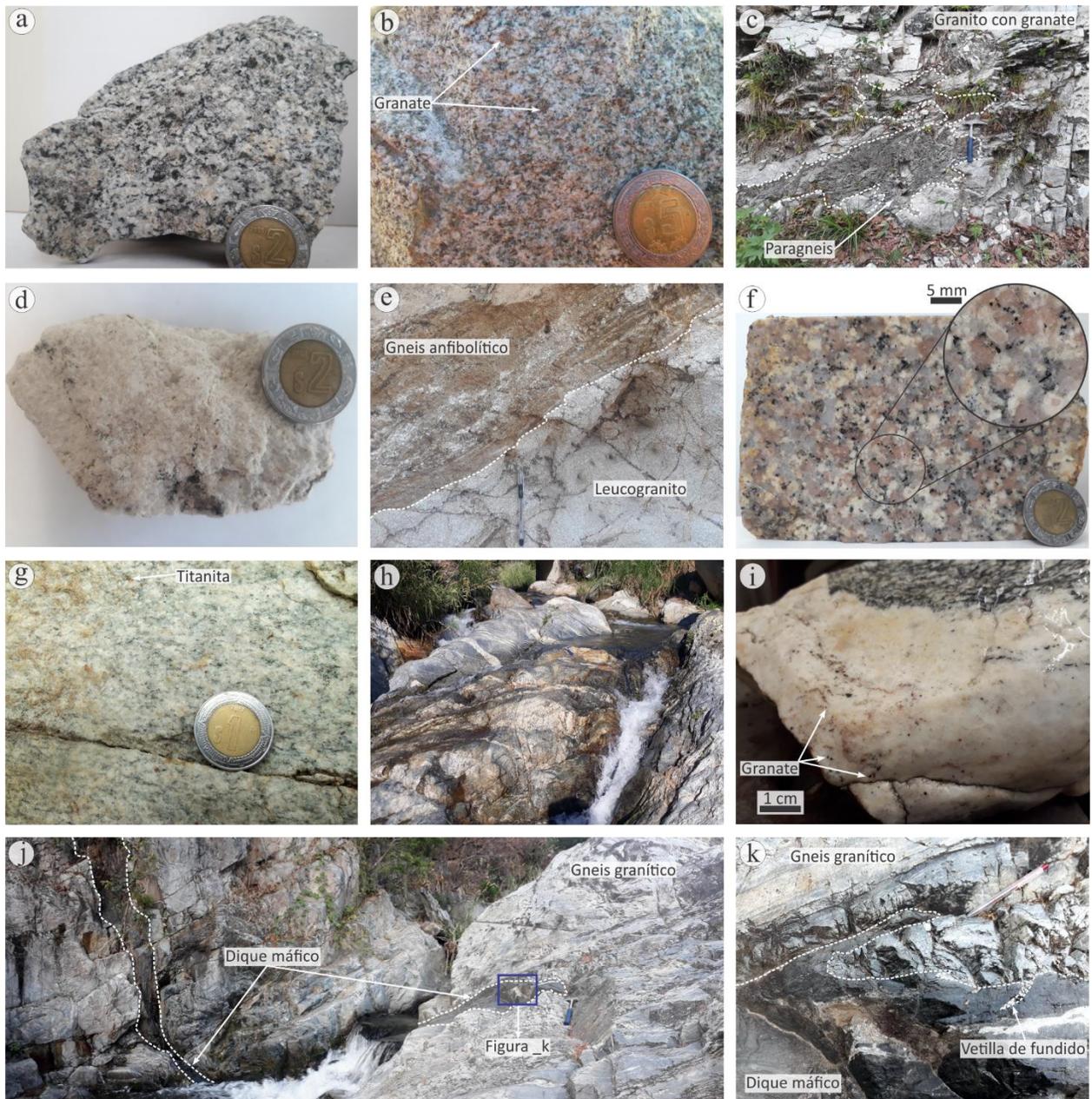


Figura 43. Fotografías de muestras de mano (a, b, d, f, g, i) y afloramientos (c, e, h, j, k) de rocas tratadas en este capítulo. a. Granito de biotita, muestra CH19-09a. b. Granito con granate, muestra CH19-14. c. Xenolito de paragneis en granito con granate, estación CH21-36. d. Leucogranito, muestra CH19-18. e. Afloramiento de leucogranito intruyendo a un gneis anfibolítico de la Unidad Custepec. f. Granito rosa, muestra CH19-71. g. Granito pérmico, muestra CH19-20b. h. Gneis granodiorítico migmatizado, estación CH19-43c. i. Leucosoma con granate, muestra CH19-43c. j. dique melanocrático intruyendo el gneis granodiorítico migmatizado de manera semiparalela a la foliación, estación CH19-43a. k. acercamiento del dique melanocrático, el cual es a su vez intruido por el leucosoma derivado de la anatexita.

Un granito de color crema a blanco moteada con granate, de grano medio a fino y que muestra un desarrollo incipiente de foliación (estaciones CH19-14, CH21-36; Figura 43b), fue encontrado hacia el área de Las Palmas, en el flanco Pacífico de la sierra, donde algunos afloramientos contienen xenolitos de rocas

metapelíticas (Figura 43c). Granitos con granate similares son encontrados en los alrededores de las poblaciones de Ampliación Laguna y Santa María (Quintana-Delgado, 2021; Rendón-Vázquez, 2022; Figura 42b).

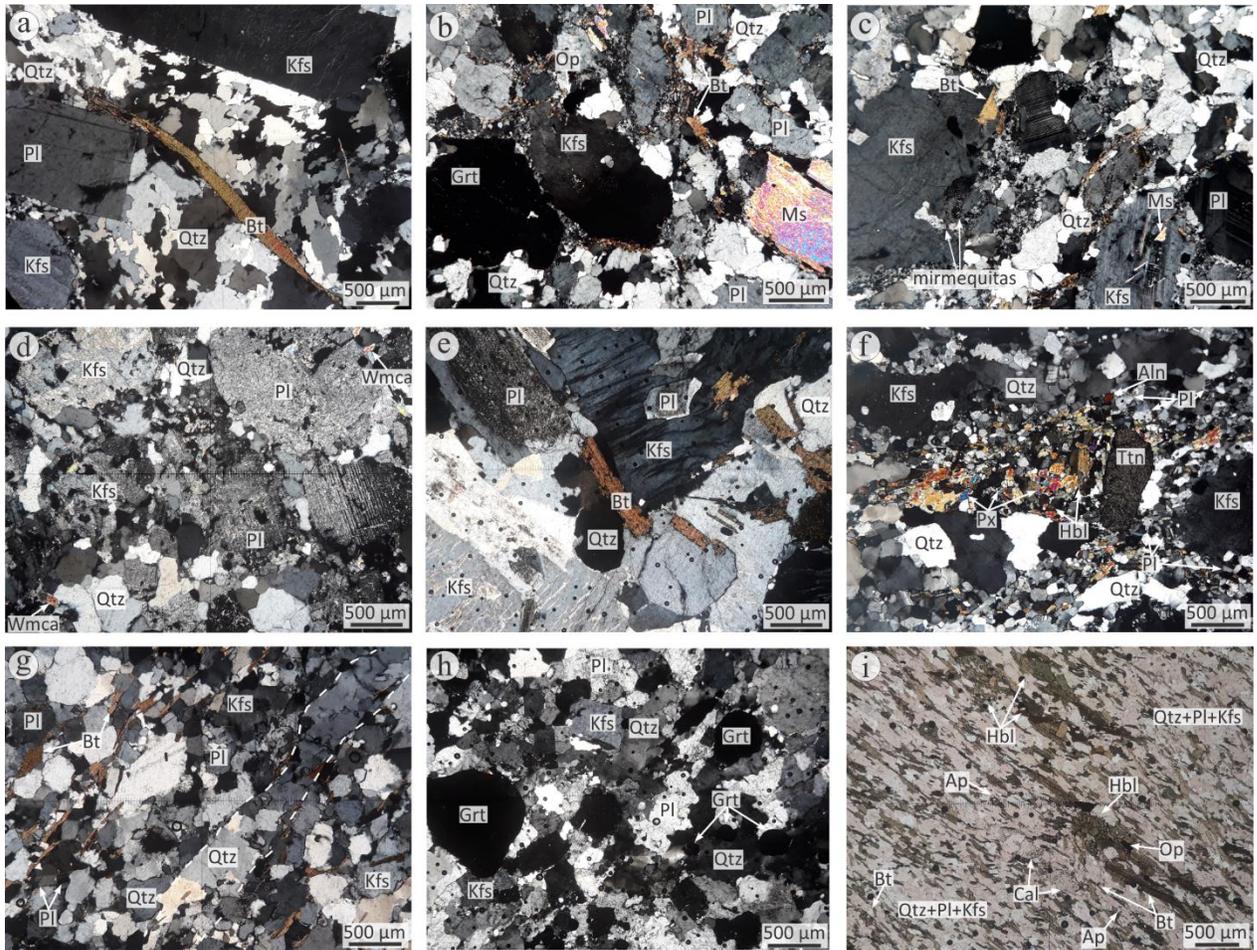


Figura 44. Fotomicrografías de granitos triásicos (a, - d, i), jurásicos (e, h) y pérmicos (f, g). **a.** CH19-09a, porfiroclastos subhedrales a euhedrales de feldespato potásico y plagioclasa inmersos en una matriz de cuarzo recrystalizado, posiblemente por rotación de subgranos y por migración de bordes de grano. **b.** y **c.** CH19-14, mineralogía en la roca. Nótese la presencia de granate (**b**) y la textura mostrada por el feldespato potásico, el cual tiene extinción ondulatoria (**b**), presenta mirmequitas (**c**) y es anhedral debido a la formación de nuevos granos hacia los bordes, posiblemente por *bulging*. **d.** CH19-18, leucogranito recrystalizado. **e.** CH19-71, textura fanerítica en granito rosa. **f.** CH19-20b, cuarzo y feldespato potásico con extinción ondulatoria. Bordes irregulares y formación de nuevos granos por *bulging* como evidencias de recrystalización. **g.** CH19-43a, gneis granodiorítico con biotita, la cual define la foliación en la roca, junto con el cuarzo que forma listones. **h.** Leucosoma CH19-43c, mineralogía en la roca, cuarzo y feldespatos muestran extinción ondulatoria y presentan bordes lobulados. **i.** Metacuarzodiorita CH19-43b, foliación en la roca definida por biotita y anfíbol.

En lámina delgada la roca es inequigranular y se compone de cuarzo (25-30%), feldespato potásico (25-35%), plagioclasa (20-25%), biotita (>10%), moscovita (>10%) y granate rojizo (>5%). El cuarzo es anhedral, de grano fino, tiene extinción ondulatoria, subgranos y bordes lobulados sugerentes de recrystalización a

través de migración de bordes de grano. La plagioclasa es subhedral a anhedral, de grano medio a grueso con algunos bordes aserrados, están zonadas y pueden tener o no maclas. El feldespato potásico es subhedral a anhedral, mostrando bordes aserrados, de tamaño medio a grueso, sin macla y puede ser poikilítico, con inclusiones de cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita. Los feldespatos presentan extinción ondulatoria y la formación de nuevos granos de tamaño muy fino hacia sus bordes, posiblemente a través de *bulging*, definen la textura en mortar. En los bordes de los feldespatos potásicos también hay desarrollo de texturas mirmequíticas (Figura 44c). En cantidades menores ocurren moscovita subhedral de grano medio a fino, biotita anhedral de grano fino a muy fino y granate de grano medio subhedral con inclusiones de cuarzo y opacos (Figura 44d). Como minerales accesorios se encuentra apatito de grano fino, opacos y clorita que reemplaza a la biotita.

Un leucogranito fue encontrado cerca al poblado Las Palmas, hacia el flanco norte de la sierra. Una roca similar es reportada en las cercanías al poblado de Capitán Luis Ángel Vidal por Quintana-Delgado (2021) (Figura 42b). Esta roca se observa tanto foliada, como sin foliación (Figura 43d-e) y se encuentra intruyendo a los gneises anfibolíticos de la UCu (Figura 43e). En sección delgada, el cuarzo (20-30%) es anhedral de grano fino, tiene extinción ondulatoria y bordes lobulados. La plagioclasa (>40%) es subhedral a anhedral, de grano fino a medio y presenta una combinación de macla simple y de albita. El feldespato potásico (25-30%) es subhedral y de grano medio. Los feldespatos se encuentran sericitizados y poseen bordes lobulados. Como minerales accesorios se observan mica blanca y opacos de grano muy fino y zircones (Figura 44d).

6.2.2 Granito rosa

Esta roca es fanerítica de grano medio a muy grueso, compuesta por cuarzo, feldespato potásico rosado, plagioclasa y biotita (Figura 43f), aflora hacia el oriente de Monterrey, en el flanco norte de la sierra (estación CH19-71; Figura 42b). Bajo el microscopio, los cristales son inequigranulares. La plagioclasa (10-20%) de grano medio es subhedral a euhedral, con zonación (núcleos más cálcicos y bordes más sódicos) y presenta maclas combinadas simple y de albita. El cuarzo (20-30%) es subhedral de grano medio a grueso. Feldespato potásico (35-40%) es subhedral a anhedral de grano grueso a muy grueso, pertítico, poikilítico, con inclusiones de biotita y plagioclasa, y algunos presentan macla de albita. La biotita café (<10%) es de grano medio a fino y subhedral. Tanto el cuarzo, como los feldespatos muestran extinción ondulatoria y en algunas zonas los contactos entre granos empiezan a ser lobulados o aserrados. Como

minerales accesorios se encuentran opacos, de grano fino, zircón y apatito. En las muestras más alteradas la biotita es reemplazada por clorita y los núcleos de la plagioclasa están siendo sericitizados (Figura 44e).

6.2.3 Evidencias de metamorfismo: recristalización y migmatización

El granito blanco moteado (Figura 43g) de la estación CH19-20, ubicado entre los poblados Los Cacaos y Las Golondrinas (Figura 42c), aflora como de dique que intruye un paragneis posiblemente correlacionable con la Unidad Jocote del Complejo El Triunfo. En lámina delgada, la roca es inequigranular de grano medio a fino. El feldespato potásico (30-40%) es subhedral a anhedral, pertítico, puede presentar macla de microclina, es de grano medio y de bordes irregulares hacia los cuales se da la formación de nuevos granos posiblemente por *boulging*. En algunas áreas de la lámina hay desarrollo de texturas mirmequíticas. La plagioclasa (20-30%) es de grano fino, subhedral y presenta macla simple y de albita. El cuarzo (20-30%) es anhedral de grano medio y en algunos lugares forma listones. La roca contiene clinopiroxeno (<5%) de grano fino que es reemplazado por anfíbol (Figura 44f). El anfíbol (<5%) es anhedral, de grano fino y se dispone de manera preferente en la roca definiendo una foliación incipiente y es reemplazado por clorita. La titanita ($\leq 5\%$) es euhedral a anhedral y de grano medio a fino. Como minerales accesorios se encuentran allanita, apatito y zircón.

Entre los poblados de San Antonio Miramar y El Vergel aflora un gneis granodiorítico de color gris, el cual se encuentra migmatizado (estación CH19-43; Figuras 42c y 43h). En lámina delgada el gneis es de grano medio a fino y se compone de cuarzo (20-30%), plagioclasa (30-40%), feldespato potásico (10-20%) y biotita (<10%). La plagioclasa es subhedral a anhedral, con macla de karlsbad, albita, una combinación de ambas o sin ellas. El feldespato potásico es anhedral. Los feldespatos muestran extinción ondulatoria y texturas mirmequíticas en algunos lugares de la roca. El cuarzo es anhedral, tiene extinción ondulatoria, subgranos, presenta bordes aserrados y, en algunos lugares de la lámina, forma listones dispuestos de manera paralela a la foliación. La biotita es café verdoso, subhedral, se encuentra orientada definiendo la foliación en la roca y es reemplazada por clorita. Como minerales accesorios hay opacos, apatitos, epidota y zircón (Figura 44g).

El leucosoma, por otra parte, define diques y estromas que varían en espesor de unos cuantos milímetros hasta ~50 cm (Figura 43h), contiene granate (Figura 43i) y en algunos lugares muestran estructuras que sugieren una componente de deformación dextral. La plagioclasa (35-40%) en el leucosoma (Figura 43i) es subhedral de grano medio a grueso, sin o con maclas simples, de albita, una combinación de ambas, o de

periclina. El feldespato potásico (20-30%) es subhedral a anhedral, no tiene maclas (Figura 44h) y muestra desarrollo de mirmequitas. Tanto los feldespatos como el cuarzo presentan extinción ondulatoria. El cuarzo (25-30%) es de grano medio a fino, anhedral, con bordes lobulados y presenta subgranos. El granate (<10%) es subhedral a anhedral, con tamaños de grano que varían de grano fino a medio y con núcleos que poseen una coloración rojiza. En cantidades accesorias (<1%) se encontró opacos, mica blanca, zircones y biotita, la cual es reemplazada por clorita.

6.2.4 Dique melanocrático

El gneis granítico (estación CH19-43) es intruido por un dique melanocrático, el cual corta de manera semiparalela (orientación del dique es N50°W/82°NE) a la foliación de gneis (N84°W/80°NE; Figura 43j). Este cuerpo cuarzodiorítico a tonalítico, posee foliación incipiente que se dispone de manera paralela a la orientación del dique. Este dique es cortado por vetillas de leucosoma cuarzo-feldespático provenientes de la migmatization del gneis (Figura 43k). En lámina delgada, la roca es inequigranular, de grano medio a muy fino, se compone principalmente de plagioclasa (40-50%), cuarzo (<10%), anfíbol (10-15%), biotita (15-20), en cantidades menores calcita (<5%), feldespato potásico (<5%) y como accesorios apatitos, zircones, opacos y titanita. El cuarzo es anhedral de grano fino a muy fino, muestra extinción ondulatoria, subgranos, bordes lobulados y hay nuevos granos generados posiblemente por *bulging*. La plagioclasa es anhedral a ligeramente subhedral, de grano fino, puede presentar maclas de albita, simples y posee extinción ondulatoria. El anfíbol es verde, subhedral a anhedral de grano medio a fino y es reemplazado por biotita amarilla-café, subhedral, de tamaño fino. Tanto anfíbol como biotita definen la foliación en la roca.

6.3 Geocronología

A continuación, se presentan los resultados de la geocronología de U-Pb realizada a través de LA-ICPMS en un granito de biotita (CH19-09), un granito con granate (CH19-14), en el granito rosa (CH19-71) y en una muestra de leucosoma (CH19-43c). Los resultados de estos análisis son presentados en las Figuras 45 y 46 y listados en el Anexo D. También, se presentan los resultados de la geocronología de U-Pb realizada a través de SIMS en las caras cristalinas de los zircones de dos granitos (CH19-20b y CH19-14), los cuales son mostrados en la Figura 47 y listados en el Anexo E. Finalmente, en la Figura 48 y en el Anexo C se

muestran los resultados de la geocronología de Sm-Nd en granates y roca total del granito con granate CH19-14.

6.3.1 Geocronología de U-Pb por LA-ICP-MS

6.3.1.1 Granitos con y sin granate

El granito **CH19-09**, de grano medio a fino y sin granate, contiene zircones prismáticos con caras bien desarrolladas a ligeramente redondeadas. Las imágenes de CL revelaron cristales con núcleos, en su mayoría oscuros y redondeados o irregulares, sobrecrecidos por mantos con zonamiento oscilatorio con luminiscencia intermedia. La CL revela también que algunos de estos cristales tienen bordes delgados que varían entre ~5 y 17 μm de espesor que “corroen” los sobrecrecimientos magmáticos (flechas amarillas; Figura 45a). De 34 mediciones realizadas 29 arrojan edades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre 626 y 8 Ma ($n=29$). Dieciséis análisis hechos en sobrecrecimientos y cristales con zonamiento magmático arrojan una edad promedio ponderado $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 213 ± 7 Ma que es interpretada como la edad mínima de cristalización de la roca (Figura 45b). Tres análisis arrojan edades aparentes miocénicas (9-8 Ma) que, junto a la distribución de los análisis triásicos a lo largo de la concordia, sugieren una pérdida de Pb durante esta época o reciente. Por otro lado, cinco núcleos tienen edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1443 y 952 Ma, donde tres de estos definen una edad concordante de 977 ± 19 Ma (Figura 45b). Otras edades obtenidas de núcleos y/o mantos concordantes (principalmente ~5% disc) están en los rangos de ~626-581 ($n=2$), ~465-464 ($n=2$) y ~313-255 Ma ($n=6$). Estos grupos sugieren edades de componentes heredados del Calymmiano, Toniano, Ediacariano, Ordovícico y Carbonífero-Pérmico (Figura 45a-b).

Las imágenes de CL de los zircones del granito de dos micas con granate **CH19-14** muestra cristales prismáticos con núcleos oscuros sobrecrecidos por mantos sin textura o bordes con zonamiento magmático y respuesta lumínica intermedia (Figura 45c). Algunos zircones presentan bordes muy delgados, variando entre 4 y 10 μm (señalados por flechas amarillas en Figura 45c). Nueve de 34 mediciones muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1328 y 877 Ma, mientras el resto arrojan fechas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre 553 y 210 Ma. Sin los núcleos del Mesoproterozoico, se obtiene una discordia cuya intersección superior arroja una edad de 920 ± 26 Ma, sugiriendo un componente heredado del Toniano (Figura 45d). Los 23 análisis más jóvenes forman dos grupos concordantes en el diagrama de Wetherill. El primero es definido por nueve mediciones en núcleos y mantos grises que arrojan una edad de concordia

de 258 ± 3 Ma. El segundo grupo lo forman 13 análisis realizados en cristales individuales y sobrecrecimientos con zonamiento magmático (Figura 45c) que definen una edad de concordia de 216 ± 2 Ma (Figura 45d). Debido a que en esta muestra no hay evidencias de migmatización (Figuras 43b y 44b-c), la edad Triásico es interpretada como la edad de cristalización de la roca, mientras que la edad Pérmico es interpretada como un componente heredado.

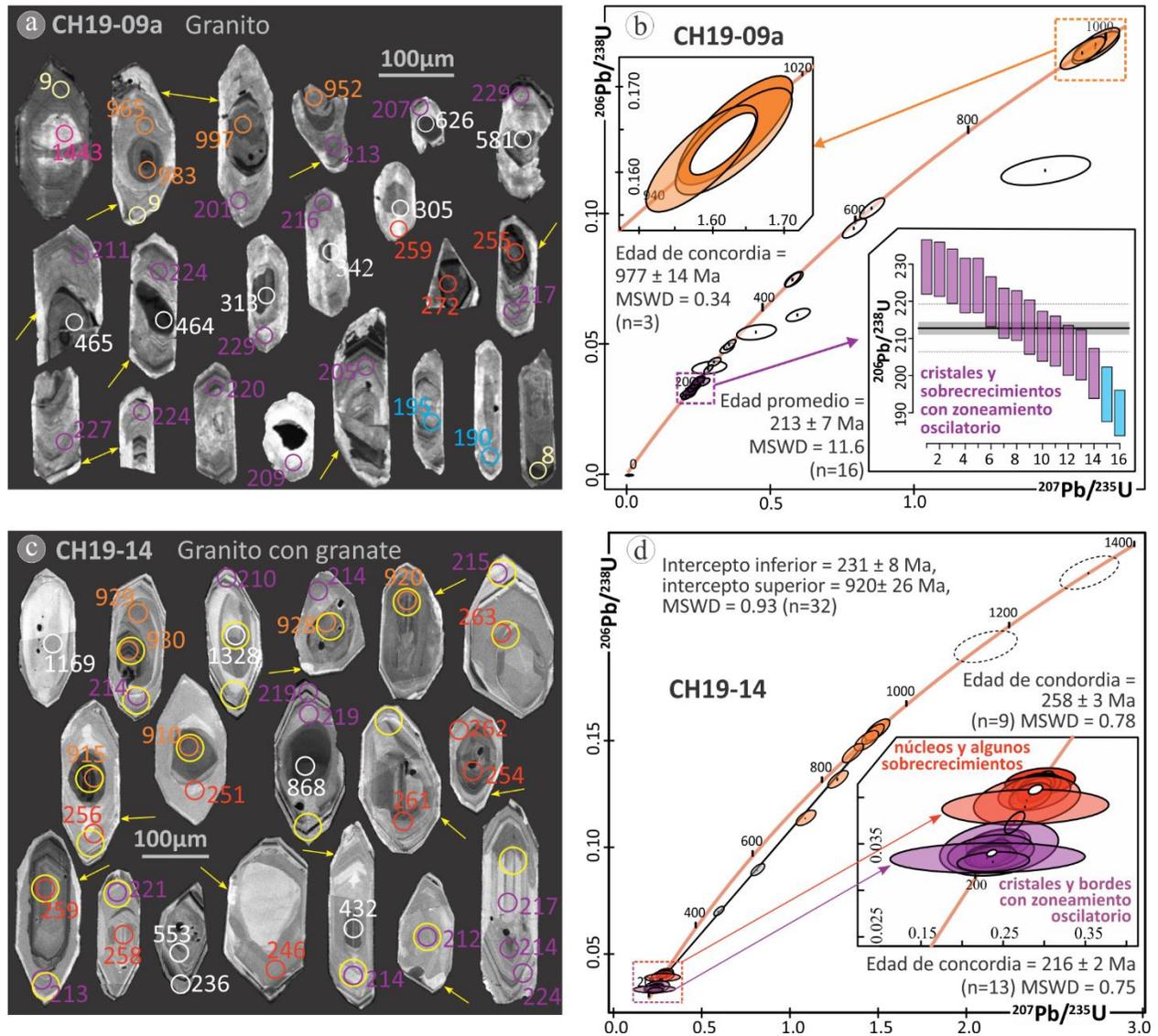


Figura 45. Imágenes de cátodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de las muestras analizadas a través de LA-ICPMS. **a.** y **b.** Granito con biotita CH19-09a. **c.** y **d.** Granito con granate CH19-14. Los colores en los puntos analizados en las imágenes de CL, los errores mostrados como elipses y barras en los diagramas de concordia y promedio ponderado corresponden a los eventos tratados en esta tesis, siendo: Fucsia, Mesoproterozoico; naranja, Toniano; rojo, Pérmico; morado, Triásico; azul, Jurásico; blanco, pérdida de Pb o dominios mezclados. Las elipses grises señalan los datos usados sólo para el cálculo de las edades de discordia. Los círculos amarillos en las imágenes de CL corresponden a los lugares en donde se realizaron los análisis de Lu-Hf. Las fechas mostradas en las imágenes de CL corresponden a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para edades aparentes mayores a 900 Ma y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para edades menores.

6.3.1.2 Granito rosa

Las imágenes de CL de los zircones de la muestra **CH19-71** revelan granos con caras bien definidas que tienen núcleos redondeados, oscuros y sin textura o núcleos ligeramente prismáticos con respuesta lumínica brillante y zonamiento difuso (Figura 46a). Los núcleos están sobrecrecidos por bordes oscuros con zonamiento magmático, donde esta textura y luminiscencia es observada también en granos individuales (Figura 46a). Se observa también algunos cristales con respuesta brillante a la CL. De las 24 mediciones realizadas, un manto y un núcleo sugieren fechas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de ~ 1119 y 899 Ma, respectivamente. Las 22 mediciones restantes arrojan edades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre ~ 191 y 176 Ma. Una edad de concordia de 184 ± 2 Ma fue calculada a partir de estos análisis, removiendo solo uno con una discordancia del 57%, y se interpreta como la edad de cristalización de este granito.

6.3.1.3 Leucosoma

Los zircones del leucosoma muestran núcleos oscuros redondeados o de luminiscencia intermedia con zonamiento débil, en parches, difuso o convoluto (Figura 46c). Estos núcleos están sobrecrecidos por mantos de luminiscencia clara o intermedia sin zonamiento o por bordes con zonamiento magmático (Figura 46c).

En esta muestra se realizaron 45 mediciones, donde 19 tienen edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aparentes entre ~ 1447 y 864 Ma y 26 mediciones más arrojan edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre ~ 463 y ~ 74 Ma. De este último grupo, 24 análisis se agrupan en dos conjuntos. El primero está conformado por 16 análisis en núcleos y mantos que definen una edad de concordia de 245 ± 2 Ma (Figura 46d), y es interpretada como la edad mínima de cristalización del protolito ígneo del ortogneis migmatizado. El segundo se constituye por seis mediciones, con edades entre ~ 191 y 184 , que arrojan una edad de concordia de 188 ± 3 Ma (Figura 46d). Esta fecha podría ser interpretada como la edad mínima del evento de migmatización y formación del leucosoma. Sin embargo, las texturas en parches y zonamiento oscilatorio débil y difuso en estos bordes apuntan a la recristalización de los mismos como proceso formador (Hoskin y Schaltegger, 2003). Adicionalmente, se presume también pérdida de Pb reciente debido a edades de 161 y 74 Ma en bordes con zonamiento magmático (Figura 46c). Veintisiete análisis producen una línea de discordia cuya intersección inferior es definida por las mediciones que registran el evento de cristalización, mientras que la edad de intersección superior de 984 ± 28 Ma es obtenida principalmente por análisis en núcleos y mantos sin textura o zonamiento oscilatorio débil (Figuras 46c y d).

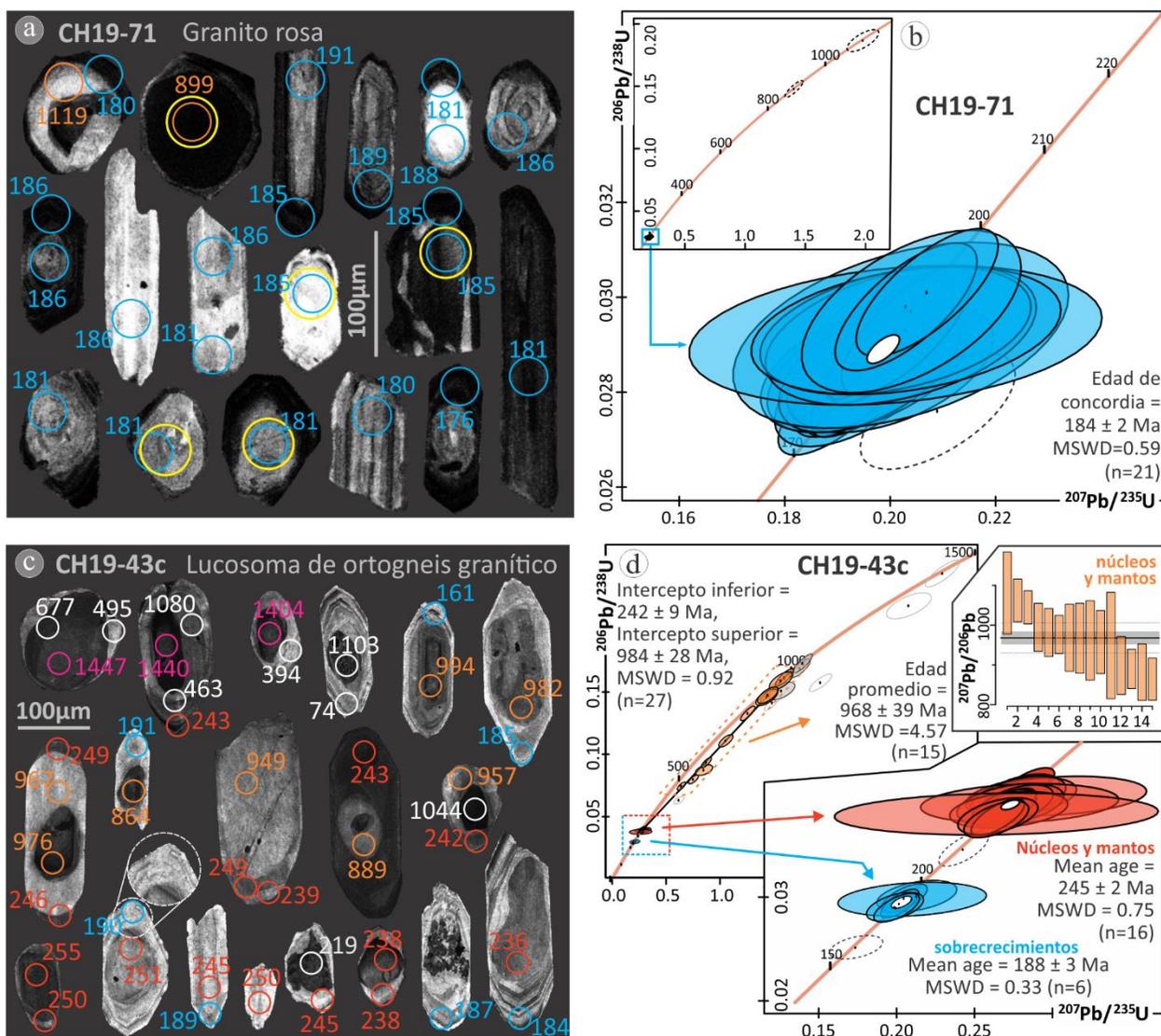


Figura 46. Imágenes de catodoluminiscencia (izquierda) y diagramas concordia U-Pb (derecha) de las muestras analizadas a través de LA-ICPMS. **a.** y **b.** Granito rosa CH19-71. **c.** y **d.** Muestras de Leucosoma CH19-43c. Leyenda de colores y edades aparentes mostradas son las mismas de la Figura 45.

6.3.2 Geocronología de U-Pb por SIMS

6.3.2.1 Bordos de zircons en granitos con evidencia de recrystalización

Algunos zircons del granito Pérmico CH19-20b presentan bordes muy delgados (de 4 a 11 μm) con respuesta a la luminiscencia intermedia (flechas amarillas, Figura 35c, Capítulo 5). Se realizaron 20 mediciones en las caras de estos zircons, arrojando edades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre ~ 286 y 32 Ma (Figura 47a). Teniendo en cuenta que no todos los zircons poseen estos bordes, los análisis ≥ 230 Ma

deben reflejar pérdida de Pb después de la cristalización (249 ± 3 Ma; Figura 35d; Capítulo 5), mientras que los más jóvenes deben reflejar pérdida de Pb reciente. Una edad de concordia de 200 ± 7 Ma es obtenida a partir de nueve análisis concordantes, y que podría estar relacionada al evento de formación de estos bordes y la recristalización de la roca.

Debido a que la CL de los zircones del granito con granate CH19-14 reveló algunos cristales con bordes entre 4 y 10 μm con luminiscencia brillante, que no son medibles a través de LA-ICPMS (flechas amarillas; Figura 46c), se realizaron 18 análisis de U-Pb por SIMS en las caras de estos cristales. Estos arrojan edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aparentes entre 230 y 189 Ma. Excluyendo los análisis que se traslapan con la edad de cristalización ($>216 \pm 2$ Ma; Figura 46d) dentro del error a 2s, se obtuvo una edad de concordia de 198 ± 3 Ma ($n=10$; Figura 47b).

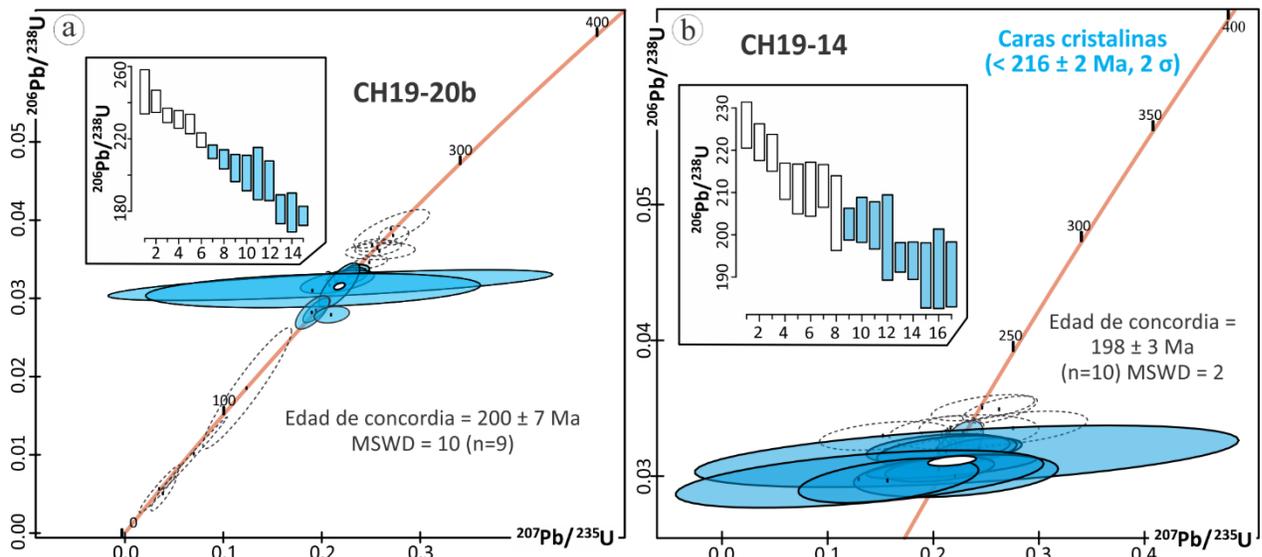


Figura 47. Diagramas de concordia U-Pb de los análisis realizados en los bordes de los zircones de las muestras analizadas por SIMS. **a.** Granito con protolito pérmico CH19-20b. **b.** Granito con protolito triásico CH19-14. Análisis cuyas elipses tienen líneas punteadas y/o barras sin color no fueron tomados en cuenta para el cálculo de la edad. Ver texto para mayor descripción.

6.3.3 Geocronología de Sm-Nd: roca total y granate

Siete de las ocho alícuotas de granate del granito CH19-14, junto con la roca total, definen una edad de isócrona Sm-Nd de 216 ± 7 Ma y un valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial a 0.512046 (Figura 48; Anexo C). Una alícuota lixiviada con $\text{HF}+\text{HNO}_3$ grafica fuera de esta isócrona, lo que sugiere que los granates en esta alícuota tenían ya sea más inclusiones que el resto de las alícuotas o contenían otras fases ricas en Nd que no fueron disueltas durante el tratamiento. La edad de isócrona es idéntica a la edad de U-Pb obtenida en

los bordes de los zircones de esta muestra (216 ± 2 Ma; Figura 45c) y se interpreta también como la edad de cristalización de esta roca.

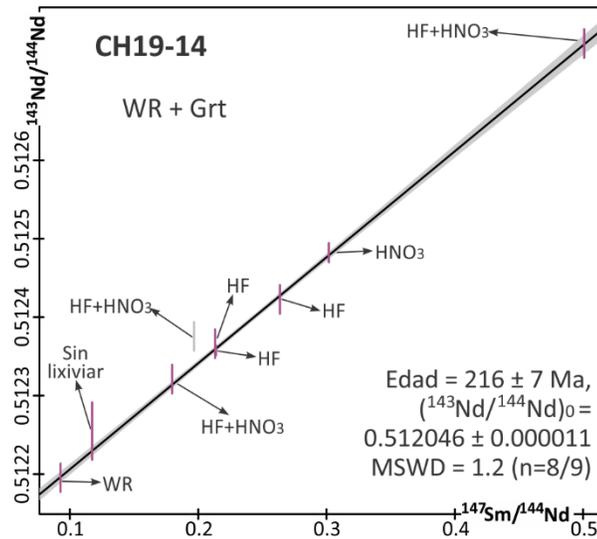


Figura 48. Diagrama de isócrona de Sm-Nd en granates y roca total del granito con granate CH19-14.

6.4 Isotopía de oxígeno en zircón

Mediciones de isótopos de oxígeno en zircón fueron realizados en las caras de los zircones de dos muestras con evidencia de recristalización (CH19-20b y CH19-14). Los resultados son listados en el Anexo E y mostrados en la Figura 49.

En el granito pérmico CH19-20b se llevaron a cabo 20 mediciones de oxígeno en las caras cristalinas de los zircones. Las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aparentes de los puntos analizados varían principalmente entre ~ 285 y 177 Ma y cuatro análisis más entre 118 y 32 Ma son el resultado de pérdida de Pb reciente. Catorce análisis presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre 7.35 y 5.02 ‰ (Figura 49a), comunes en zircones de granitos tipo I (Valley et al., 2005; Roberts y Spencer, 2015). Seis análisis más grafican por debajo de valor del manto con $\delta^{18}\text{O}$ entre 4.58 y 3.44 ‰ (Figura 49a). En general no se observa una correlación clara entre la edad del borde analizado y su composición de oxígeno, sugiriendo que estos bordes se formaron por recristalización de los zircones preexistentes o son el resultado de pérdida de Pb.

Para la caracterización del evento formador de los bordes delgados en el granito CH19-14 se realizaron 18 análisis puntuales de oxígeno en las caras de estos zircones. Los puntos analizados tienen edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aparentes entre ~ 230 y 188 Ma con valores de $\delta^{18}\text{O}$ que varían entre 6.60 y 4.30 ‰ (Figura 49b). Las

composiciones de oxígeno de los bordes con los que se calculó la edad del evento de recristalización de la roca están en el mismo intervalo de aquellos que reflejan el emplazamiento, descartando la presencia de fluidos hidrotermales en su formación.

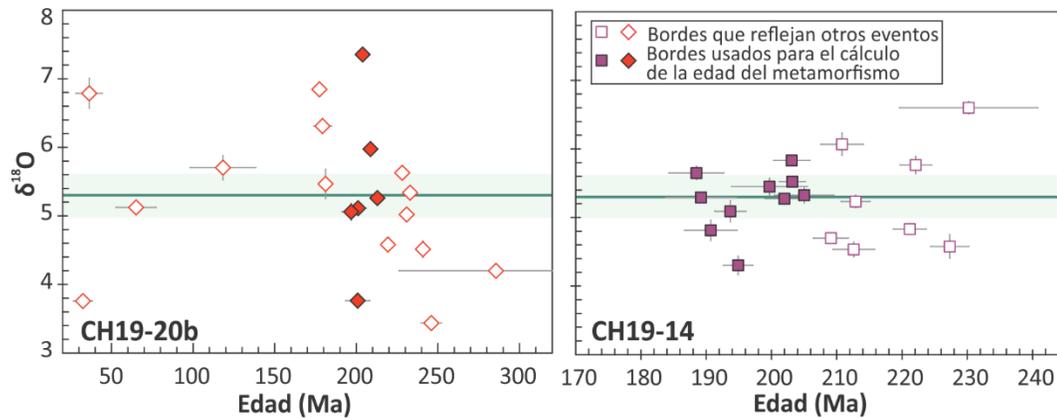


Figura 49. Diagrama de composición isotópica de oxígeno vs edad en las caras cristalinas de los zircones de **a.** granito pérmico CH19-20b y **b.** del granito triásico con granate CH19-14.

6.5 Isotopía de Hf en zircón

Mediciones de isótopos de Lu-Hf se llevaron a cabo en un granito triásico (CH19-14) y en un granito jurásico (CH19-71). Los resultados de los puntos analizados en cada muestra son listados en el Anexo F y son mostrados en la Figura 50.

6.5.1 Granito con granate (Triásico Tardío)

En los zircones del granito con granate CH19-14 se realizaron 19 análisis puntuales, de estos un total de nueve mediciones con edades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ 221 y 210 Ma fueron hechos en dos cristales individuales, un manto y cinco sobrecrecimientos, en su mayoría con zonamiento oscilatorio (Figura 45c). Las composiciones de Hf corregidas a la edad de estos zircones se agrupan principalmente entre 0.282549 y 0.282433. Este grupo de análisis, recalculados a la edad de cristalización de la roca (~216 Ma), arroja una composición inicial promedio de 0.282485, que corresponde a $\epsilon\text{Hf}(t_i)$ de -5.8 y a una edad modelo de 1.53 Ga. Adicionalmente, dos análisis triásicos muestran $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{zr})$ más evolucionadas de 0.282344 y 0.282246 que se acercan a algunas composiciones de núcleos heredados, indicando mezcla de dominios y/o pérdida de Pb, mientras que la $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{zr})$ mucho más radiogénica de 0.282814 en un borde pudiese ser el resultado del análisis de una inclusión (Figura 50a).

Por otro lado, diez mediciones fueron realizadas en núcleos heredados cuyas edades varían de 1328 Ma, 928-910 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$) y 263-256 Ma ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$). Un grupo de un zircón calymmiano y dos tonianos muestran $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{zr}})$ entre 0.281993 y 0.281972 sugiriendo pérdida de Pb, mientras que otro grupo de zircones tonianos se agrupa en los valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{zr}})$ entre 0.282230 y 0.282172 (Figura 50a). Los análisis pérmicos muestran composiciones de Hf iniciales en el rango de 0.282574 y 0.282417, traslapándose con los valores de las mediciones triásicas (Figura 50a).

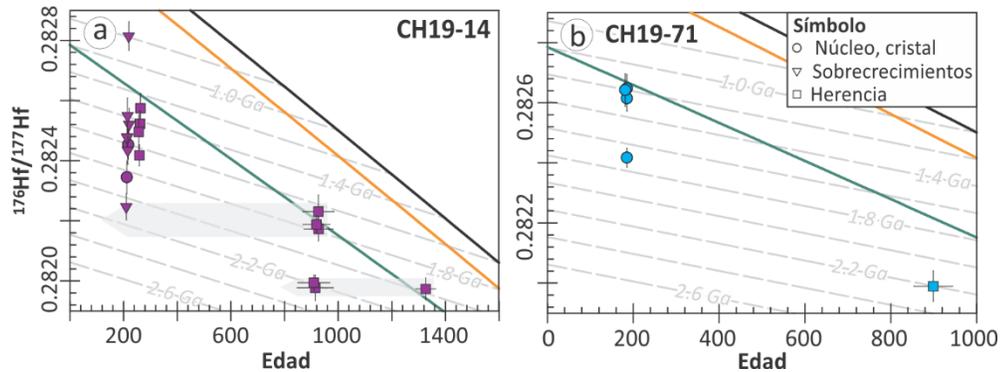


Figura 50. Diagrama de composición isotópica de Hf vs edad de los zircones del **a.** granito triásico con granate y **b.** del granito rosa del jurásico.

6.5.2 Granito rosa (Jurásico)

En los zircones de esta muestra sólo se pudieron realizar cinco mediciones de Hf, cuatro en núcleos (uno de ellos heredado) y uno más en un cristal individual (Figura 46a). El núcleo heredado, con edad aparente $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de 899 Ma, tiene una $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{zr}})$ de 0.281990. Los demás análisis tienen edades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de 185 y 181 Ma (Figura 50b). Tres de estos análisis tienen $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t_{\text{zr}})$ entre 0.282648 y 0.282614 y un análisis más muestra un valor más evolucionado de 0.282414, pudiendo ser el resultado de una mezcla de dominios (Figura 50b). Las composiciones iniciales del conjunto de tres análisis, recalculadas a la edad de cristalización de la roca (~184 Ma), arrojan un promedio de 0.282635 que corresponde a $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$ de -1.2 y a una edad modelo de 1.22 Ga.

6.6 Isotopía de Sm-Nd

Los granitos analizados para isotopía de Sm-Nd en roca total son listados en el Anexo A. Las relaciones isotópicas y valores de ϵNd actuales ($\epsilon\text{Nd}_{(\text{hoy})}$) e iniciales ($\epsilon\text{Nd}_{(\text{Crist})}$) y las edades modelo de manto empobrecido ($T_{\text{DM}(\text{Nd})}$) en una etapa son listados en el Anexo C. Las composiciones isotópicas de las

muestras analizadas son graficadas y comparadas en la Figura 51 con dos muestras de leucogranito (Triásico) reportadas por Quintana-Delgado (2021) y con dos granitos (del Jurásico) reportados por Pompa-Mera (2009) para el CMC; así como con rocas del Triásico tardío reportadas para el Complejo Chuacús por (Solari et al., 2011)

6.6.1 Granitos con y sin granate

Dos muestras de granito con granate y una sin granate muestran composiciones actuales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0.512348 y 0.512175 que equivalen a valores de $\epsilon\text{Nd}_{(\text{hoy})}$ entre -5.51 y -8.87 y a $\epsilon\text{Nd}_{(\text{Crist}=215 \text{ Ma})}$ entre -3.93 y -6.02 , con edades $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ que varían de 1.51 a 1.13 Ga (Figuras 51a-b; Anexo C).

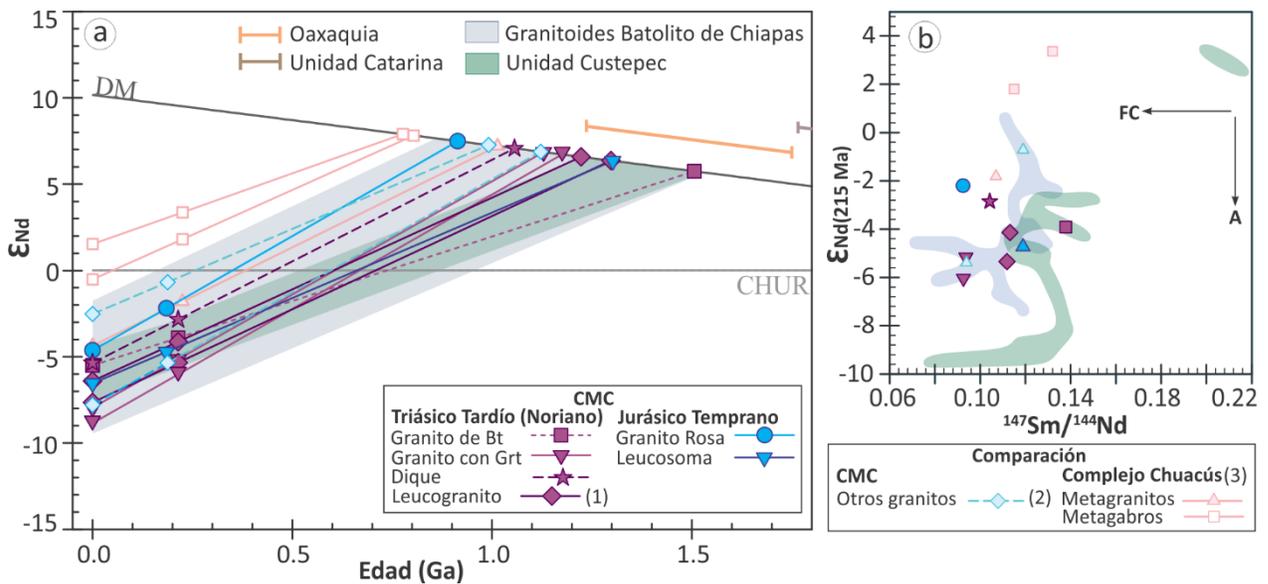


Figura 51. a. Diagrama de evolución de Nd para los granitos del Triásico (CH19-09a, CH19-14, CH19-36a) y Jurásico (CH19-71) y leucosoma triásico-jurásico (CH19-43c). **b.** Diagrama de $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Los valores de CHUR y DM usados para los cálculos son los Bouvier et al. (2008) y Liew y Hofmann (1988), respectivamente. Estas muestras son comparadas con las composiciones isotópicas de rocas contemporáneas reportadas por (1) Quintana-Delgado (2021) y (2) Pompa-Mera (2009) en el Complejo Macizo de Chiapas, así como con metagranitos y metagabros del Complejo Chuacús (3) Solari et al. (2011). Adicionalmente, también se compara con las rocas de la Unidad Custepec y granitoides del Batolito de Chiapas (Capítulo 5) y la Unidad Catarina y Oaxaquia (Capítulo 4).

6.6.2 Granito rosa y leucosoma

El granito jurásico analizado muestra $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.512392 que corresponde a $\epsilon\text{Nd}_{(\text{hoy})}$, $\epsilon\text{Nd}_{(\text{Crist})}$ y $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ de -4.65 , -2.21 y 0.92 Ga. Mientras que el leucosoma con granate con $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.512294 muestra $\epsilon\text{Nd}_{(\text{hoy})}$ -6.55 , $\epsilon\text{Nd}_{(\text{Crist}=180 \text{ Ma})}$ de -4.74 y $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ 1.30 Ga (Figuras 51a-b; Anexo C).

6.6.3 Dique melanocrático

El dique cuarzodiorítico tiene $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.512355 que corresponde a $\epsilon\text{Nd}_{(\text{hoy})}$ de -5.37, y a un $\epsilon\text{Nd}_{(\text{Crist})}$ de -2.85 (calculada a los ~ 215 Ma) y una edad modelo $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ de 1.06 Ga (Figura 51).

6.7 Geoquímica de roca total

Para la geoquímica se analizaron un total de siete rocas que fueron divididas en dos grupos según los resultados geocronológicos, uno de edad Triásico Tardío (Noriano) y otro de edad Jurásico Temprano. El primer grupo incluye una muestra de granito de biotita, dos de granito con granate y un leucogranito del área de Luis Ángel Vidal, para el cual Quintana-Delgado (2021) reportó análisis de Sm-Nd. Dentro de este grupo se incluye también el dique melanocrático, cuyas relaciones de campo indican una edad Triásico (ver discusión, sección 6.8.1.1). Dentro del grupo de edad Jurásico están el granito rosa y la muestra de leucosoma del gneis granítico. Estos análisis geoquímicos son reportados en el Anexo B y son graficados en las Figuras 52 a la Figura 54. Los datos fueron comparados con la geoquímica de un granito leucocrático con granate de edad triásica en el área de Ampliación Lagunas (Rendón-Vázquez, 2022), con las muestras plutónicas (Pompa-Mera, 2009) y volcánicas jurásicas (Godínez-Urban et al., 2011) reportadas hacia el flanco norte de la sierra, así como con rocas plutónicas jurásicas en el Macizo de La a Mixtequita (MM) y los metagranitos y metabasitas triásicas reportadas en el Complejo Chuacús (Solarí et al., 2011; Maldonado et al., 2018a). Como se observa en el diagrama de índice de meteorización MFW de Ohta y Arai (2007) las muestras se encuentran frescas, lo que es soportado por valores de LOI reportados menores a 1.2 %Wt (Figura 52a).

6.7.1 Granitos del Triásico Tardío: granitos con y sin granate y dique melanocrático

En el diagrama de clasificación normativo Q-A-P, dos granitos de granate, uno de biotita, y el dique grafican en el campo de la granodiorita, mientras que el leucogranito y un granito con granate clasifican como monzogranitos (Figura 52b). En el diagrama TAS, la mayoría de las muestras corresponden a granitos y solo el dique a una diorita (Figura 52c). En general todas estas rocas son subalcalinas (Figura 52c) y grafican en los campos calcoalcalino a calcoalcalino rico en K en el diagrama de K_2O vs SiO_2 (Figura 52e).

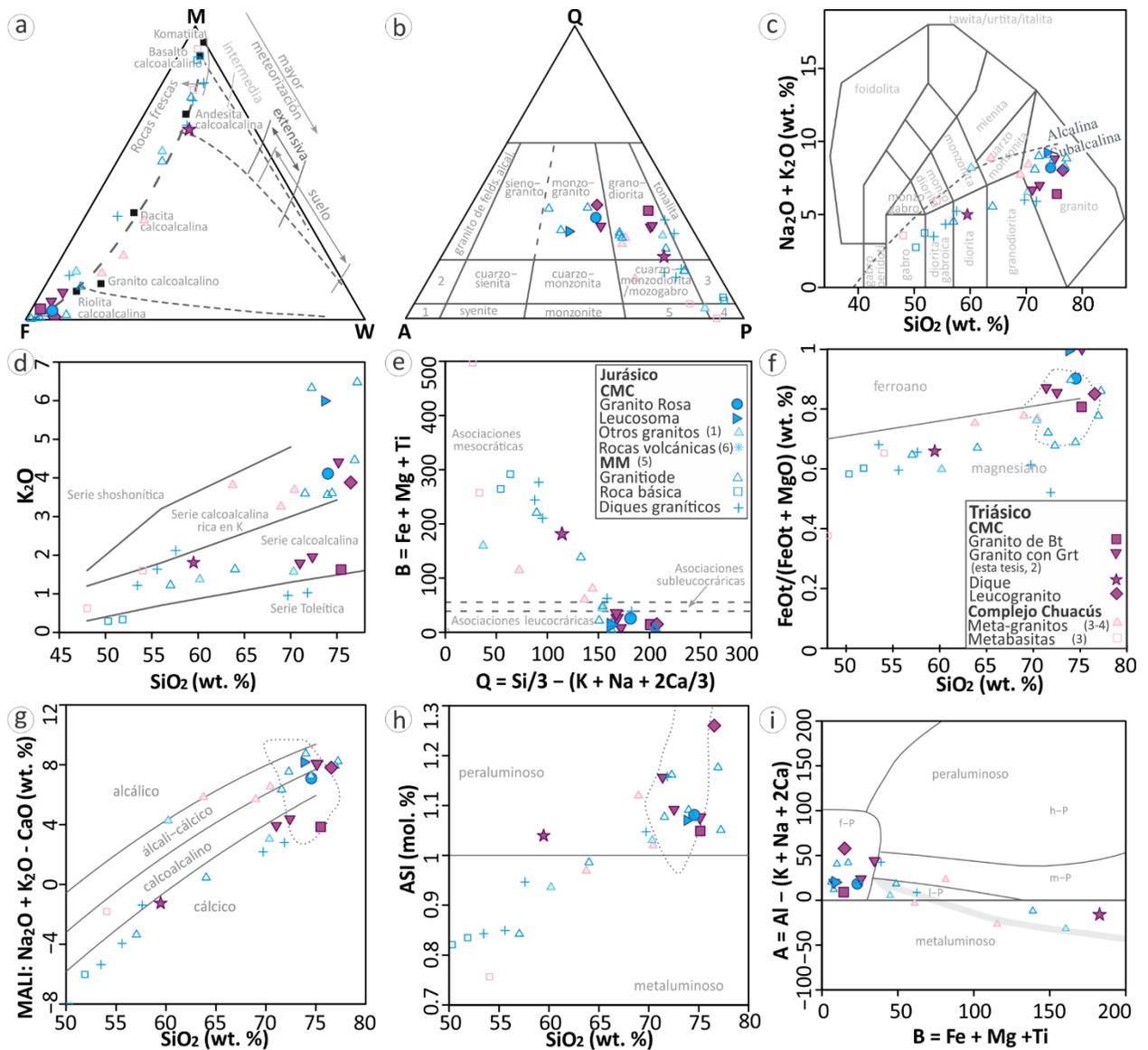


Figura 52. Geoquímica de roca total de las rocas de los granitos triásicos y jurásicos. **a.** Diagrama de índice de meteorización (Ohta y Arai, 2007), donde los vértices M y F indican fuentes máficas y félsicas, respectivamente; y W indica el grado de meteorización de la roca. **b. - i.** Diagramas de clasificación. **b.** Q-A-P normativo (Q: cuarzo; A: feldespato potásico; P: Plagioclasa; Streckeisen, 1976); campos con número corresponden a 1. Sienita de feldespato potásico, 2. Cuarzosienita de feldespato potásico, 3. Cuazodiorita / cuarzogabro, 4. Diorita / gabro, 5. Monzodiorita / monzogabro. **c.** diagrama TAS (Middlemost, 1994). **d.** diagrama K₂O vs SiO₂ (Peccerillo y Taylor, 1976). **e.** diagrama B-Q (Debon y Le Fort, 1988). **f.** diagrama de índice de hierro (FeOt/(FeOt+MgO)) vs SiO₂; **g.** diagrama de MALI (Na₂O + K₂O - CaO) vs. SiO₂ y **h.** diagrama ASI (Al / Ca - 1.67*P + Na + K) (Frost y Frost, C. D., 2008). **i.** diagrama A-B (Villaseca et al., 1998). h-P es altamente peraluminoso, m-P es moderadamente peraluminoso, i-P es ligeramente peraluminoso, f-P es peraluminoso félsico. Flecha gris representa la proyección de los fundidos generados por fusión parcia de una metabasita. Para su comparación las muestras fueron graficadas junto a otras rocas norianas y jurásicas reportadas en el CMC por (1) Pompa-Mera (2009), (2) Rendón-Vázquez (2022); en el Complejo Chuacús por (3) Solari et al. (2011) y (4) Maldonado et al. (2018a); y para el Macizo de La Mixtequita por (5) Murillo-Muñetón (1994).

Los granitos son ricos en sílice (75.5 – 71.1 %Wt de SiO₂), en álcalis (Na₂O+K₂O = 6.4 – 8.8 %Wt), tienen Al₂O₃ entre 16.9 – 14.1 %Wt, la mayoría muestran contenidos intermedios de K₂O (2.0 – 1.6 %Wt), excepto

por un granito con granate y el leucogranito enriquecidos en este ($K_2O = 4.4 - 3.9 \text{ \%Wt}$; Figura 52d) y son muy pobres en óxidos ferromagnesianos ($FeO_t + MgO + MnO + TiO_2 < 2.4 \text{ \%Wt}$; Figura 52e). El dique cuarzodiorítico posee concentraciones intermedias de SiO_2 (59.5 \%Wt), álcalis (5.0 \%Wt) y K_2O (1.8 \%Wt) y alta de óxidos ferromagnesianos ($FeO_t + MgO + MnO + TiO_2 = 10.9 \text{ \%Wt}$; Figuras 52c-e).

En los diagramas de variación del sílice respecto al índice de Fe, MALI y ASI los granitos varían entre magnesianos y ferroanos, de cálcicos a álcali-cálcicos y son peraluminosos, características típicas de los leucogranitos peraluminosos, correspondiendo al campo punteado en las Figuras 52f-h (Frost y Frost, C. D., 2008). Esto concuerda con el diagrama A-B de la (Figura 52i), en la cual los granitos grafican en el campo de rocas peraluminosas altamente félsicas, típico de leucogranitos anatéticos (Villaseca et al., 1998). El dique, por otro lado, es magnésiano, cálcico y peraluminoso en el diagrama de ASI vs SiO_2 , pero metaluminoso en el diagrama A-B (Figuras 52f-i).

En el diagrama de rocas graníticas Y+Nb vs Rb, la mayoría de estas muestras caen en el campo de granitos de arco, excepto por un granito con granate y el dique que caen en el campo post-colisional (Figura 52a). Así mismo en el diagrama de Nb vs SiO_2 estos granitos grafican en el campo de arco en área de fundidos corticales, excepto por el dique que grafica en la zona de transición (Figura 53b). En el diagrama triangular Hf - $Rb/30 - 3 * Ta$, a pesar que el leucogranito grafica en el campo del arco volcánico, tres rocas triásicas grafican en el campo de intraplaca, aunque cerca al límite con el campo de arco; mientras que el granito de biotita grafica en el límite entre los campos de ambiente de intraplaca y post-colisional a tardío (Figura 53c). Un ambiente de intraplaca para todos los granitoides triásicos es sugerido por los diagramas de Ta/Hf vs Ta/Th (Figura 53d) y Th/Ta vs Yb (Figura 53e), en donde el leucogranito grafica cerca al límite con el ambiente de arco.

La afinidad principalmente ferroana y los contenidos en K_2O y en álcalis de estas rocas triásicas las hace compatibles con granitos tipo A (Frost, C. D. y Frost, 2011), por lo que fueron graficadas en el diagrama propuesto por Eby (1992) para este tipo de rocas. En este diagrama, el leucogranito y el granito de biotita grafican en los granitos tipo A_1 , sugeridos como formados en ambientes de intraplaca; un granito con granate cae en el campo de granitos tipo A_2 , cuya ocurrencia es relacionada a ambientes post-colisionales. Las muestras restantes grafican sobre la división entre ambos campos (Figura 53f). El diagrama de discriminación de fuentes sugiere que los granitos peraluminosos se derivaron a partir de fuentes máficas de bajo K y fuentes tonalíticas; mientras que el dique cuarzodiorítico grafica en el campo de fuentes máficas de alto K (Figura 53g).

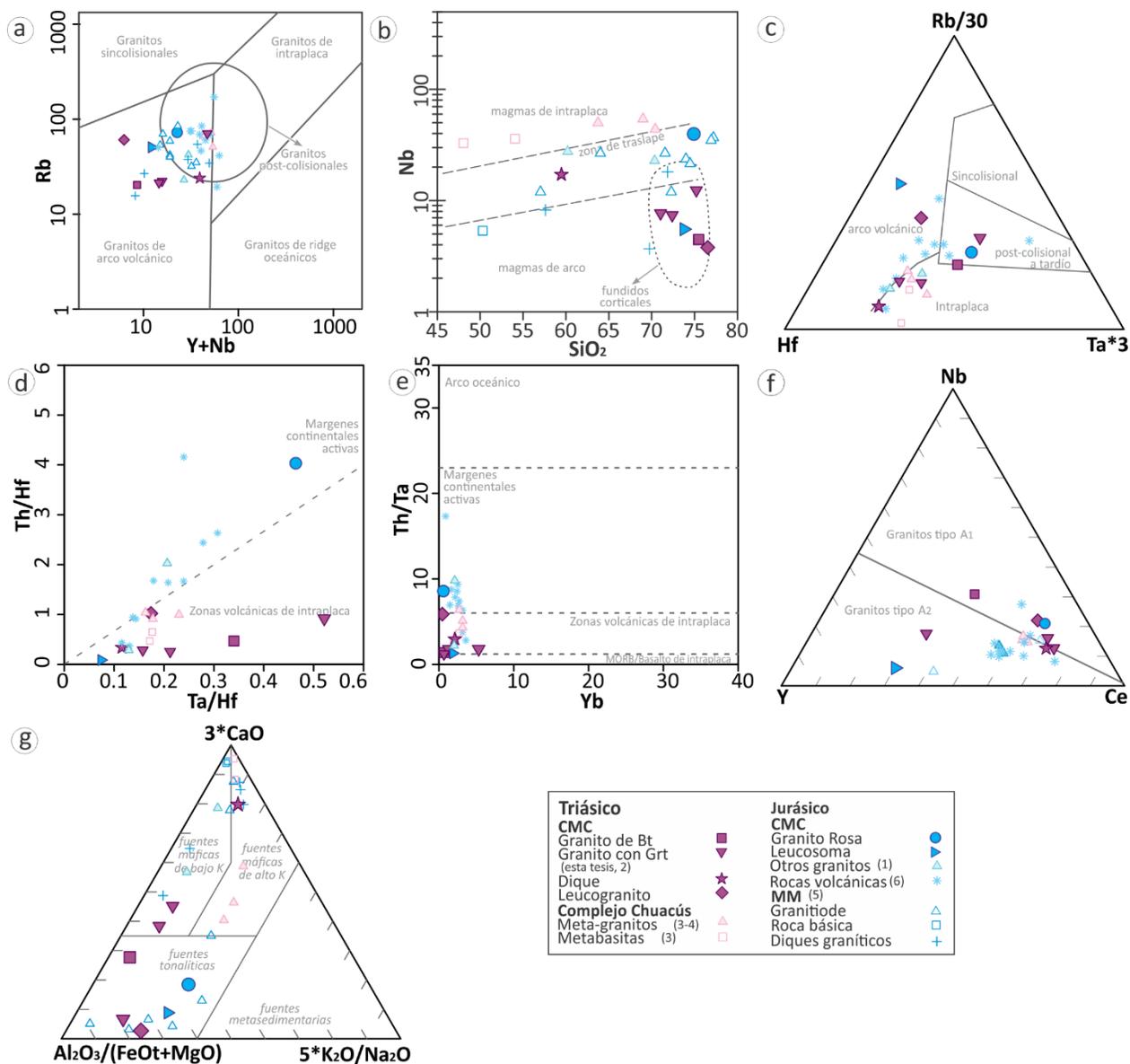


Figura 53. Diagramas de discriminación tectónica obtenidos con los análisis geoquímicos de elementos traza en roca total de los granitos triásicos y jurásicos. **a.** Diagrama de Y+Nb vs Rb (Pearce et al., 1984 y modificado por Pearce, 1996). **b.** diagrama de Nb vs SiO₂ (Pearce y Gale, 1977). **c.** diagrama ternario Rb/30 – Hf – 3*Ta (Harris et al., 1986). Diagramas **d.** Th/Hf vs Ta/Hf y **e.** Th/Ta vs Yb (Schandl y Gorton, 2002). **f.** Diagrama Y – Nb- Ce (Eby, 1992). **g.** diagrama de discriminación de fuentes (Laurent et al., 2014).

Los patrones de estas rocas en los diagramas multielementales son similares a los de la corteza, especialmente a la inferior en los contenidos bajos de los elementos más incompatibles Cs y Rb, aunque las rocas muestran anomalías negativas en Ti y P más pronunciadas (Figuras 54a, c). En el diagrama de REE dos granitos con granate, el leucogranito y el dique presentan patrones enriquecidos en LREE respecto a las HREE ([La/Yb]_N=18.9 - 8.18) con una anomalía de Eu ligeramente positiva o sin ella (Eu/Eu* = 1.6 – 1.0). Adicionalmente, un granito con granate (en el área de Ampliación Lagunas) y el granito de biotita (en el

área de Buenos Aires) muestran patrones que van de levemente enriquecidos a planos en LREE y con tendencias planas en HREE ($[La/Yb]_N=3.2 - 1.6$) con anomalías negativa y positiva, respectivamente ($Eu/Eu^*=2.8 - 0.3$; Figura 54d). La anomalía en Eu negativa en el granito con granate podría explicarse debido a la retención de feldespatos en la fuente de esta roca, mientras que la anomalía positiva en el granito de biotita podría explicarse por la participación de este mineral durante la fusión de la fuente y su acumulación preferencial en la roca.

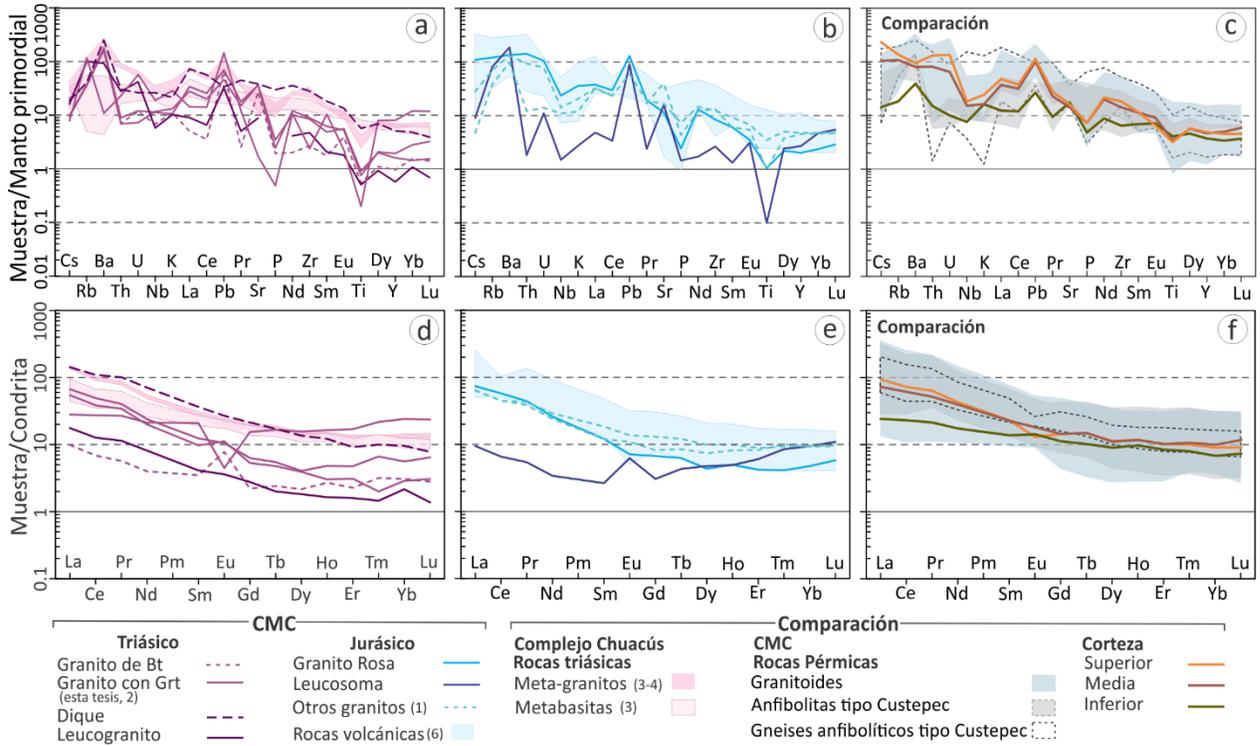


Figura 54. Diagramas multielementales (parte superior) de elementos traza normalizados a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) y tierras raras (parte inferior) normalizados a condrita (Nakamura, 1974), de análisis geoquímicos de roca total de los granitos **a.** y **d.** triásicos, y **b.** y **e.** jurásicos. Otras rocas norianas y jurásicas usadas para comparación corresponden a las reportadas en el sur del Bloque Maya por (1) Pompa-Mera (2009), (2) Rendón-Vázquez (2022), (3) Solari et al. (2011), (4) Maldonado, et al. (2018a), (5) Murillo-Muñetón (1994), y (6) Godínez-Urban et al. (2011). **c.** Comparación con patrones multielementales de la corteza superior, media e inferior de Rudnick y Gao (2005), patrones de las rocas pérmicas (mismos que en el Capítulo 5).

6.7.2 Granitos del Jurásico: granito rosa y leucosoma

El granito rosa y el leucosoma grafican en el campo de los granitos en los diagramas Q-A-P y TAS (Figuras 52b-c), son subalcalinos (Figura 52c), poseen K_2O alto a muy alto (6.0 - 4.2 %Wt) por lo que clasifican dentro de la serie calco-alcalina rica en K y en la serie shoshonítica, respectivamente (Figura 52d). Estas muestras tienen altas concentraciones de SiO_2 (74.9 y 73.4 %Wt), de álcalis (9.29 y 8.16 %Wt; Figura 52c) y son

pobres en óxidos ferromagnesianos ($\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 1.8 \text{ \%Wt}$; Figura 52e) y muestran Al_2O_3 entre 14.74 y 13.97 %Wt. Los diagramas que involucran los índices de hierro, MAlI y ASI vs SiO_2 señalan que el granito rosa y el leucosoma son calcoalcalinos y álcali-cálcicos, respectivamente; siendo también ambos ferroanos y peraluminosos (Figuras 52f-i).

En el diagrama de Y+Nb vs Rb (Figura 53a), el granito rosa grafica en el campo de granitos post-colisionales y el leucosoma grafica en el campo de granitos de arco. En el diagrama de Nb vs SiO_2 el granito rosa cae en el área de traslape entre los ambientes de arco e intraplaca y el leucosoma en el área de fundidos corticales (Figura 53b). En el diagrama triangular Hf - Rb/30 - Ta*3 el granito rosa grafica en el campo post-colisional a tardío y el leucosoma en el campo arco (Figura 53 c). En contraste en los diagramas de Ta/Hf vs Ta/Th y Th/Ta vs Yb el granito rosa grafica en el campo de arco y el leucosoma en el campo de intraplaca (Figuras 53d-e). En el diagrama Y - Nb - Ce el granito rosa cae en el campo de granitos tipo A_1 , sugeridos como formados en ambientes de intraplaca, y el leucosoma grafica en el campo de granitos tipo A_2 , relacionados a ambientes post-colisionales (Figura 53). Finalmente, una composición tonalítica es sugerida para la fuente de la cual se derivaron estas muestras (Figura 53g).

El granito rosa se encuentra enriquecido en los elementos más incompatibles respecto a los menos incompatibles asemejándose a los patrones de la corteza superior y media (Figura 54b). El patrón de tierras raras del granito rosa está enriquecido en LREE y tiene tendencia plana en las HREE ($[\text{La}/\text{Yb}]_N = 15.6$) sin anomalía de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8$; Figura 54e). Por otra parte, el leucosoma tiene un patrón de elementos multielementales en zig-zag, empobrecido en Cs y Rb, y que tiene anomalías negativas en Th, Nb y Ti y positivas en Ba, Pb y Sr muy pronunciadas (Figura 54b). Su leucosoma tiene un patrón de REE que está ligeramente empobrecido en LREE respecto a las HREE ($[\text{La}/\text{Yb}]_N = 1.01$. Figura 54d); y tiene una anomalía de Eu positiva ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 12.2$; Figura 54e).

6.8 Discusión

6.8.1 Evidencias de retrabajamiento cortical durante el Mesozoico en el Complejo Macizo de Chiapas

Basados en las edades de cristalización U-Pb en zircón obtenidas en este trabajo se reportan eventos plutónicos durante el Mesozoico, con edades entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano. Estos

hallazgos contrastan con el hiato magmático del Triásico Medio a Tardío sugerido por Centeno-García (2017) y con la afirmación de la ausencia de rocas intrusivas del Jurásico Temprano planteada por Busby y Centeno-García (2022) para el oriente y sur de México. Adicionalmente, un evento metamórfico de alto grado contemporáneo con este magmatismo es deducido a partir tanto de la edad de cristalización de leucosoma de un ortogneis granítico, como en los bordes de zircones con pérdida de Pb en granitos con evidencias de recristalización.

6.8.1.1 Magmatismo en el Triásico Tardío

Un evento magmático durante el Triásico Tardío (Noriano) es observado en el CMC a través de la presencia de cuerpos plutónicos leucocráticos (Figuras 43a-e) en área de estudio. Dos de estas, un granito con granate y un granito de biotita, arrojaron edades de cristalización U-Pb en zircón de 216 ± 2 y 213 ± 7 Ma (Figura 45), respectivamente. Adicionalmente, en el granito con granate se obtuvo una edad Sm-Nd en granate - roca total de 216 ± 7 Ma (Figura 48), que se interpreta también como la edad de emplazamiento. Este evento no se encuentra restringido al área de estudio, ya que rocas similares han sido reportadas en el flanco nororiental de la sierra. Rendón-Vázquez (2022) obtuvo edades de cristalización U-Pb en zircón y Sm-Nd en granate - roca total de 220 ± 1 Ma y 218 ± 1 Ma, respectivamente, para un leucogranito con granate en cercanías al poblado de Ampliación Lagunas. Además, Quintana-Delgado (2021) reportó leucograníticos, con y sin granate y que pueden estar milonitizados, entre los poblados de Santa María y Capitán Luis Ángel Vidal, con una edad de Sm-Nd en granate - roca total de 215 ± 1 Ma (Figura 42b), interpretada como la edad de emplazamiento del granito.

Las características geoquímicas de estas rocas graníticas, altos contenidos en sílice, el carácter leucocrático (Figura 52e), así como su variación entre magnesiano y ferroano, entre cálcico y álcali-cálcico y su peraluminosidad (Figuras 52f-i) sugieren su similitud con leucogranitos peraluminosos producidos por fusión parcial de la corteza (Villaseca et al., 1998; Frost et al., 2001). La fusión parcial de fuentes sedimentarias (e.g., Nabelek y Liu, 2004; Gao et al., 2017), ígneas básicas a intermedias (e.g., Beard y Lofgren, 1991; Rapp et al., 1991; Patiño-Douce y Beard, 1995), o una mezcla de ambas (e.g., Frost y Frost, C. D., 2008; Kurhila et al., 2010) han sido propuestas para los leucogranitos peraluminosos. Además, este tipo de granitos se caracterizan por la ausencia de rocas máficas asociadas, por ocupar volúmenes pequeños, y por encontrarse relacionados a rasgos estructurales (Frost y Frost, C. D., 2008; Nabelek, 2020).

Según el diagrama de discriminación de fuentes, los leucogranitos en el CMC se derivaron principalmente de rocas tanto máficas bajas en K, como tonalíticas (Figura 53g). Posibles fuentes intermedias y básicas (con K bajo a intermedio) ocurren en todo el CMC (e.g., Estrada-Carmona et al., 2009, 2012; González-Guzmán, 2016; Weber et al., 2018; Capítulos 4 y 5). Sin embargo, (1) la abundancia de núcleos de zircones heredados con edades pérmicas a triásicas (~263-246 Ma) en dos granitos analizados en este trabajo y en uno analizado por Rendón-Vázquez (2022), (2) mantos pérmicos rodeando núcleos tonianos, indicativos de retrabajamiento previo (Figura 45), así como (3) bordes de zircones magmáticos norianos (Triásico Tardío) con composiciones isotópicas de Hf que varían en el mismo rango de los núcleos (muestra CH19-14) y de las rocas pérmicas (Figuras 50a y 55) sugieren que la principal fuente cortical de los leucogranitos es el basamento del paleozoico tardío.

Adicionalmente, el traslape de las edades modelo de Nd de los granitos norianos ($T_{DM(Nd)} = 1.51 - 1.13$ Ga) con las reportadas para los granitoides del Batolito de Chiapas ($T_{DM(Nd)} = 1.53 - 0.96$ Ga) y la Unidad Custepec ($T_{DM(Nd)} = 1.48 - 1.23$ Ga; Figura 51; Capítulo 5; Schaaf et al., 2002; González-Guzmán, 2016), la similitud entre los patrones multielementales de los granitos triásicos con los de las rocas pérmicas (Figuras 54a, c) y el comportamiento químico similar del leucosoma del ortogneis granodiorítico (Figuras 52 y 54d-e), así como la aparente ausencia de rocas básicas triásicas soportan el origen de los granitos norianos a partir del retrabajamiento del basamento de edad Pérmico sin la participación de material juvenil en su formación. Sin embargo, la participación de rocas metasedimentarias en la formación de estos magmas, al menos como componente asimilado, es evidenciada tanto por los xenolitos pelíticos encontrados en un afloramiento de granito con granate (CH19-36; Figura 43c) y en el de granito con biotita (CH19-09), como por los análisis con composiciones isotópicas más evolucionadas de Hf en zircón de leucosoma de granito peraluminoso, las cuales grafican sobre las líneas de evolución de Hf de muestras de roca total de la Unidad Jocote. Finalmente, un origen por fusión parcial de la corteza, la ocurrencia como de pequeños plutones y su asociación a lineamientos o fallas soportan la similitud de los granitos norianos del CMC con leucogranitos peraluminosos (Frost y Frost, C. D., 2008; Jung et al., 2009; Nabelek, 2020).

El evento magmático noriano está representado también por el dique melanocrático (ahora metacuarcodiorita), el cual intruye al gneis granítico migmatizado y que es a su vez está cortado por el leucosoma proveniente del gneis (Figuras 43j-k). Aunque el dique no fue fechado, estas relaciones de campo y las edades U-Pb obtenidas en el leucosoma restringen su emplazamiento al Triásico Tardío, entre la edad U-Pb del protolito ígneo del gneis granítico a los 245 ± 2 Ma (Figuras 46c-d) y su metamorfismo datado a los 204 ± 8 (Sm-Nd en granate; Rivera-Moreno, 2021). La geoquímica del dique indica un carácter magnesiano, cálcico y peraluminoso en el diagrama ASI vs SiO₂ sugerente de su derivación ya sea a partir

de la diferenciación de un magma o de la fusión parcial de una roca básica de alto K (Figuras 43a-c, i). De manera similar, la composición inicial isotópica de Nd ($\epsilon\text{Nd}_{(\text{Crist})} = -2.85$) y la edad modelo de esta roca de ~ 1.1 Ga sugieren esencialmente retrabajamiento cortical (Anexo C; Figura 51).

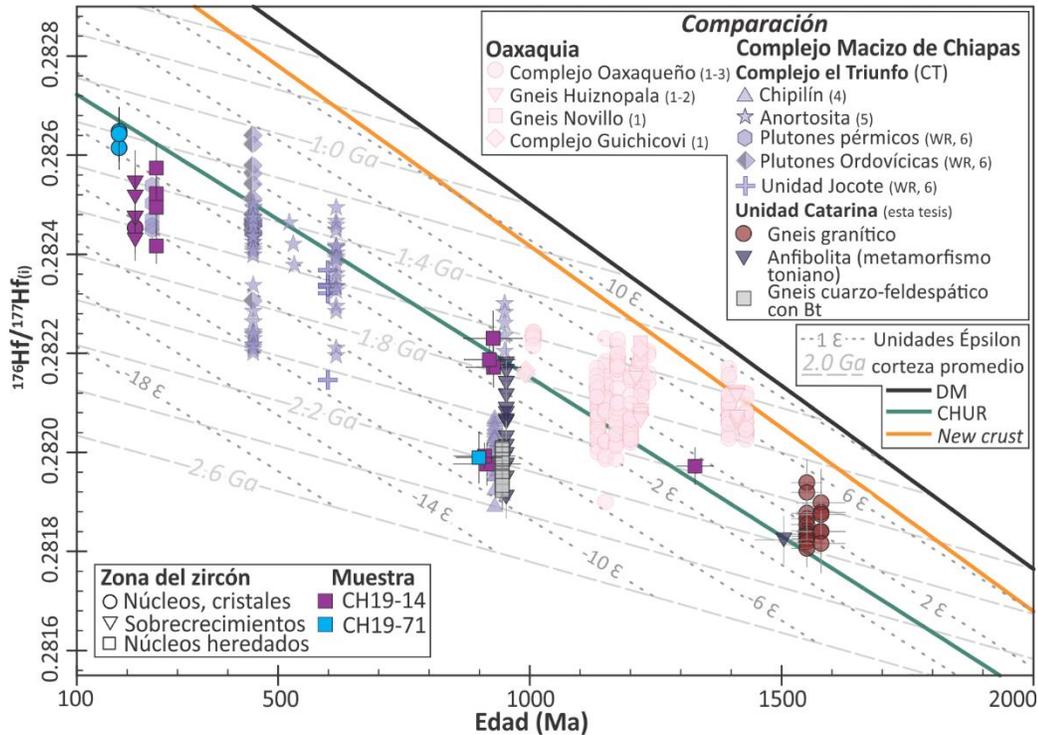


Figura 55. Diagrama de composición isotópica inicial de Hf vs edad de los zircons de los granitos del triásico tardío (granito con granate; CH19-14) y del jurásico temprano (granito rosa; CH19-71) comparados con datos de Hf reportados para Oaxaquia por (1) Weber et al. (2010), (2) Weber y Schulze (2014) y (3) Solari et al. (2020); para el Complejo El Triunfo por (4) Weber et al. (2018), (5) Weber et al. (2020) y (6) González-Guzmán (2016) y para la Unidad Catarina (este trabajo; ver capítulo 4) en el Complejo Macizo de Chiapas. Los valores $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ y $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ usados para el CHUR son los sugeridos por Bouvier et al. (2008) y para DM son los de Vervoort et al. (2000) y Weber et al. (2018), respectivamente. Los valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de la línea de evolución del reservorio *New crust* fueron calculados a partir del valor de ϵHf actual reportado por Dhuime et al. (2011) y usando los valores del CHUR de Bouvier et al. (2008).

6.8.1.2 Plutonismo jurásico

La edad de cristalización U-Pb en zircon de 184 ± 2 Ma (Figura 46b) obtenida en el granito rosa localizado al nororiente de la zona de estudio (Figura 42c) atestigua plutonismo en el jurásico temprano en el CMC. Previamente, Pompa-Mera (2009) reportó granitos sin deformación en el CMC hacia los poblados de Pablo Galeana y Villaflores (Figura 42b) con edades de isócrona Rb-Sr de dos puntos (biotita y roca total) de 166 ± 3 Ma y de U-Pb en zircon por ID-TIMS (intersección inferior) de 187 ± 6 Ma, interpretadas como de enfriamiento y cristalización, respectivamente.

Las características químicas del granito rosa hacen que, al igual que los granitos triásicos, grafiquen en el campo de los leucogranitos peraluminosos en los diagramas de Frost y Frost C. D. (2008) (Figuras 52f-i). Sin embargo, debido a que hay una diferencia de ~35 a 30 Ma entre el magmatismo triásico y jurásico y a la contemporaneidad de este último con el magmatismo de la provincia Nazas en el CMC (~191 Ma, Formación La Silla; Godínez-Urban et al., 2011) el plutón jurásico es analizado por separado. Debido a que solo se cuenta con una muestra de este cuerpo es difícil evaluar variaciones químicas que lleven a una interpretación acertada acerca de su formación.

Las firmas isotópicas de Hf en los zircones del granito rosa son ligeramente más evolucionadas que la composición del CHUR y grafican sólo sobre la línea de evolución de algunas muestras de roca total de plutones ordovícicos (Figura 55). La edad de residencia cortical de Nd ($T_{DM(Nd)} = 0.91$ Ga) del granito rosa es sólo ligeramente más joven que las $T_{DM(Nd)}$ reportadas para el basamento paleozoico (1.53-0.96 Ga; González-Guzmán (2016); Capítulo 5) y proterozoico (2.0 - 0.96 Ga; Weber et al. (2018) y Capítulo 4; Figura 51) del CMC. Adicionalmente, este granito es ferroano, calcoalcalino, peraluminoso y tiene alto contenido en sílice (Figuras 52f-i). Frost, C. D. y Frost (2011) sugieren que este tipo de granitos ferroanos se forman de dos maneras. La primera es a partir de la fusión parcial de protolitos ígneos cuarzo-feldespáticos, en cuyo caso no existen rocas básicas asociadas. La segunda es a través de la diferenciación a baja presión de magmas toleíticos o de la fusión parcial de rocas básicas con esta afinidad, en cuyo caso es necesaria la asimilación de grandes cantidades de material cortical para la adquisición del rasgo peraluminoso (Frost, C. D. y Frost, 2011).

Un origen por retrabajamiento de rocas cuarzo-feldespáticas es soportado por la geoquímica que indica una posible fuente tonalítica para el granito rosa (Figura 53i), por la aparente ausencia de rocas básicas jurásicas en el área de estudio o en el CMC y por el hecho que las firmas de los zircones jurásicos grafican sobre las líneas de evolución de Hf de las rocas ordovícicas (Figura 55). Respecto a este último, sin embargo, los resultados de U-Pb del granito rosa no arrojaron núcleos de zircón ordovícico que puedan indicar una herencia de esta edad (Figura 46a-b). Por otro lado, los únicos indicios de que este granito se haya originado por la diferenciación de material básico juvenil y su mezcla con material cortical retrabajado son tanto las composiciones de Hf en zircón ligeramente por debajo del CHUR (Figura 55), la edad modelo de Nd ligeramente más joven que las del resto del CMC (Figura 51), así como los dos núcleos de zircones heredados precámbricos encontrados en esta muestra (Figura 46a-b).

La química del granito rosa CH19-71 fue comparada con los datos reportados para la Formación La Silla, para la cual solo existen elementos traza (Godínez-Urban et al., 2011), y con los granitos de Pompa-Mera

(2009) (Figura 42a, b), aunque debido a la metodología usada para la datación de estos últimos y a la complejidad de los eventos en el CMC, se tiene precaución con las interpretaciones que puedan obtenerse como conjunto cogenético.

Sin embargo, esta comparación tampoco arroja resultados conclusivos, ya que contrario al granito rosa, los granitos de Pompa-Mera (2009) son magnesianos, con una muestra cálcica y peraluminosa y la otra álcali-cálcica y metaluminosa (Figura 52f-i) sugerentes de un ambiente de arco o post-colisional (Frost y Frost, C. D., 2008). Los elementos traza de la Formación La Silla y de los granitos jurásicos grafican principalmente en el campo de granitos post-colisionales en el diagrama de Y+Nb vs Rb (Figura 53a); mientras que en otros diagramas varían entre ambientes de margen continental e intraplaca (Figuras 53b-f).

En términos isotópicos, los granitos de Pompa-Mera (2009) muestran valores iniciales de $\epsilon Nd_{(185 \text{ Ma})}$ tanto más empobrecidos ($\epsilon Nd_{(i)} = -0.7$), como enriquecidos ($\epsilon Nd_{(i)} = -5.4$) respecto al granito rosa ($\epsilon Nd_{(i)} = -2.2$), con edades $T_{DM(Nd)}$ entre 0.99 y 1.12 Ga. Si estas rocas están asociadas a el granito rosa, la mezcla entre fundidos diferenciados derivados a partir de un reservorio mantélico y la asimilación de corteza, probablemente antigua, explicaría la variabilidad en la química e isotopía de las rocas jurásicas.

6.8.1.3 Metamorfismo en el CMC

Un metamorfismo de alto grado en el Triásico Tardío – Jurásico Temprano es evidenciado por la anatexis del ortogneis granodiorítico (CH19-43a). Granate fue encontrado sólo en el leucosoma de esta anatexita, sugiriendo su formación a partir de la fusión parcial incongruente que involucran a la deshidratación de la biotita. Si esto es el caso, en composiciones granodioríticas a tonalíticas, las reacciones de deshidratación que pudieron haber ocurrido requieren temperaturas típicamente observadas de facies de granulita (>800° C), como $Bt + Qtz + Pl \pm Al = Kfs \pm Grt + L$, $Bt + Qtz + Pl = Kfs + Opx \pm Grt + L$, o $Bt + Qtz + Pl = Grt \pm Kfs + Rt + L$ (Melo et al., 2017). Sin embargo, en la muestra de ortogneis estudiada y en el leucosoma no fueron encontrados ortopiroxeno ni rutilo.

Por otra parte, algunos estudios sugieren que en ambientes tectónicos que involucran estructuras como cabalgamientos y zonas de cizalla, tales como compresionales de engrosamiento cortical y extensionales de colapso orogénico, la participación de fluidos (ya sean saturados en H₂O o diluidos en esta) durante la anatexis y generación de fundidos graníticos es más importante de lo que se estima y que bajo estas

condiciones también es posible la formación de fases anhidras peritéticas (Aranovich et al., 2014; Weinberg y Hasalová, 2015; Schwindinger et al., 2019). Así, en presencia de una fase fluida la fusión parcial ocurre a temperaturas de facies anfibolita alta - transición a facies granulita, en cuyo caso la reacción que pudo haber procedido durante la formación de esta anatexita corresponde a $Bt + Qtz + Pl + Kfs = Grt + L$ (Jung et al., 2009).

Los granates en este leucosoma fueron fechados en 203 ± 8 Ma a través de Sm-Nd por Rivera-Moreno (2021) y, debido su origen peritético, esta edad registra el crecimiento de estos granates durante la migmatización. Sin embargo, ésta difiere en ~ 15 Ma de la edad U-Pb en zircón de 188 ± 3 Ma obtenida a partir de los bordes de zircons de la misma muestra (Figura 46d). Las texturas en parches o zonamiento oscilatorio débil y difuso observadas en estos sobrecrecimientos (Figura 46d) sugieren su recrystalización durante el Jurásico, de manera que estos bordes no representan la edad de la cristalización anatética. Pérdida de Pb más reciente puede también haber afectado particularmente los bordes con zonamiento magmático, siendo evidenciado por edades aparentes de ~ 160 y ~ 74 Ma (Figura 46c).

La recrystalización del leucosoma durante el Jurásico es soportada tanto por texturas en cuarzo y feldespatos en lámina delgada (Figura 44h), como por observaciones de campo que indican deformación dúctil del leucosoma, sugiriendo movimientos dextrales orientados subparalelamente a la costa del Pacífico actual.

Evidencias adicionales de la ocurrencia de un evento metamórfico durante el Triásico Tardío es encontrada en granitos del Pérmico temprano (CH19-20b; Figuras 35c y 43g) y del Noriano (CH19-09 y CH19-14; Figuras 43a-b, d y 45), los cuales muestran texturas que sugieren recrystalización. Tanto contactos aserrados a lobulados en cuarzos y feldespatos, como la formación de nuevos granos por recrystalización dinámica (Figuras 44a-d y f), junto a mirmequitas desarrolladas en feldespatos alcalinos (Figura 44c) sugieren que la recrystalización de estas rocas se dio bajo temperaturas mínimas de 500 °C (Passchier y Trouw, 2005).

Las edades U-Pb de 200 ± 7 y 198 ± 3 Ma obtenidas en las caras cristalinas de los zircons de estos granitos (Figura 47), restringen su metamorfismo para el límite Triásico-Jurásico. Los valores de $\delta^{18}O$ de las caras cristalinas de los zircons con las cuales se calcularon estas edades están en el mismo rango de aquellos análisis que reflejan el evento de emplazamiento de la roca (Figura 49), soportando la recrystalización como mecanismo de formación de los bordes delgados (≤ 11 μm ; Figuras 45, 33a y 35c).

6.8.2 Implicaciones en el Bloque Maya (BM) y en México

6.8.2.1 Otras manifestaciones de magmatismo y metamorfismo triásico

En el sur del Bloque Maya, magmatismo noriano un poco más antiguo que el observado en el CMC es reportado para el Complejo Chuacús a través de edades de cristalización U-Pb en zircón entre ~ 227 y ~ 214 Ma obtenidas en rocas metaígneas máficas y félsicas (Solari et al., 2011; Martens et al., 2012; Maldonado et al., 2018a). Adicionalmente, en el Bloque Coahuila en el nororiente de México, edades U-Pb en zircón de ~ 220 Ma y K-Ar de ~ 208 Ma han sido reportadas e interpretadas como la cristalización y enfriamiento durante el Triásico Tardío de una granodiorita, denominada Plutón Coyote (McKee et al., 1999 y referencias ahí citadas).

El magmatismo noriano en el Complejo Chuacús tiene un carácter bimodal, donde los metagranitos grafican cerca al límite magnesiano - ferroano, tienen afinidades álcali-cálcicas a alcalinas, metaluminosas a peraluminosas (Figuras 52f-i), y tienen fuentes máficas ricas en K (Figura 53g), sugiriendo su similitud con granitos tipo A (Frost et al., 2001; Maldonado et al., 2018a). Los ortogneises gabróticos de Chuacús son magnesianos, cálcicos a calcoalcalinos y metaluminosos (Figuras 52f-i). En general, la geoquímica de elementos traza de las rocas plutónicas norianas en CMC y en el Complejo Chuacús sugieren su formación en una configuración de intraplaca (Figuras 53c-f); donde el ambiente de arco, indicado sólo en los diagramas de Nb vs SiO_2 y de Y+Nb vs Rb para los granitos del CMC, corresponde a una firma heredada de la corteza de la cual se derivó que de su generación en este ambiente (Figuras 53a-b).

Los datos isotópicos de Sm-Nd disponibles para las rocas del Complejo Chuacús muestran composiciones iniciales más radiogénicas y edades modelos más jóvenes que las observadas en otras rocas ígneas de esta edad (Figura 51). Así dos ortogneises básicos arrojan valores iniciales de $\epsilon\text{Nd}_{(225\text{Ma})}$ de 3.36 y 1.80 con edades $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ entre 0.78 y 0.80 Ga; mientras que una muestra granítica presenta $\epsilon\text{Nd}_{(225\text{Ma})}$ de -1.81 y $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ de 1.01 Ga (Solari et al., 2011). Estos datos, junto a núcleos heredados con edades del Proterozoico en estas rocas indican la adición de material juvenil y la asimilación de una corteza precámbrica durante el Noriano (Solari et al., 2011; Maldonado et al., 2018a). Esto contrasta con lo observado en el CMC donde el mecanismo generador de magmatismo corresponde al retrabajamiento cortical.

Un episodio tectonotermal es reportado en la Sierra de Chuacús, donde edades de U-Pb en zircón registran el metamorfismo de un paragneis a los 220 ± 5 Ma (Solari et al., 2011) y de un ortogneis de dos micas a los

218 ± 2 Ma (Ratschbacher et al., 2009), las cuales son indistinguibles de la edad de migmatización de 218 ± 7 Ma reportada para un ortogneis con protolito del Pérmico medio en Guatemala occidental (Ratschbacher et al., 2009). Estas edades son contemporáneas a las reportadas para el magmatismo en el Sierra de Chuacús (Solari et al., 2011; Martens et al., 2012; Maldonado et al., 2018a) y al emplazamiento de los granitos peraluminosos en el CMC (~220-215 Ma), pero son más antiguas que la edad de migmatización del ortogneis granodiorítico en el área de estudio (~203 Ma).

En conjunto, lo anterior registra un evento tectonomagmático durante el Noriano, que junto a la ausencia de un registro sedimentario para este periodo en el sur del BM, contrasta con el depósito de secuencias fluviales y turbidíticas en la parte nororiental y central de México para esta época (Barboza-Gudiño et al., 2010; Centeno-García, 2017; Lawton et al., 2021; Ortega-Flores et al., 2021; Martin et al., 2022).

El magmatismo bimodal noriano en Chuacús es sugerido como el reflejo de las etapas iniciales de la extensión cortical que culmina con la separación de Norteamérica y Suramérica (Maldonado et al., 2018a). Por otro lado, existe consenso acerca del carácter post-colisional de los leucogranitos peraluminoso, donde el modelo más ampliamente propuesto para explicar su formación corresponde a la fusión parcial de la corteza por descompresión debida a la extensión durante el colapso orogénico (e.g., Zeitler y Chamberlain, 1991; Harris y Massey, 1994; Guo y Wilson, 2012). Durante el colapso de un orógeno es común la adición de material mantélico a la base de la corteza (Dewey, 1988; Song et al., 2015), explicando tanto el magmatismo como el metamorfismo observado en el sur del BM para el Triásico Tardío.

6.8.2.2 Sedimentación, magmatismo y metamorfismo jurásico

El magmatismo del Jurásico Temprano a Medio, contemporáneo con el granito rosa, es predominantemente extrusivo y ocurre en el oriente y sur de México, Guatemala y Belice como depósitos volcánicos y volcanoclásticos que infrayacen y/o se intercalan con secuencias clásticas continentales con transición a marinas, depositadas en cuencas formadas en un régimen transtensional dextral (e.g., Zavala-Monsiváis et al., 2012; Lawton y Molina-Garza, 2014; Centeno-García, 2017; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Lawton et al., 2021; Busby y Centeno-García, 2022). Estas sucesiones, que incluyen lechos rojos, son conocidas en el sur de México como Formación o Grupo Todos Santos (Anderson et al., 1973; Godínez-Urban et al., 2011; Molina-Garza et al., 2020; Lawton et al., 2021).

Por otro lado, además de los granitos en el CMC, rocas plutónicas del Jurásico Temprano a Medio son reportadas en el BM (Murillo-Muñetón, 1994; Ratschbacher et al., 2009; Coombs et al., 2020; Molina-Garza et al., 2020; de Graaff et al., 2023), en la Sierra de Juárez (Alaniz-Alvarez et al., 1996; Espejo-Bautista et al., 2020) y en el Complejo Ayú, anteriormente Acatlán oriental (Yañez et al., 1991; Keppie et al., 2004).

En el BM, muestras de núcleos de microdiorita, microgabro y traquita recuperados de perforaciones en la parte occidental del Golfo de México y en el cráter de Chicxulub arrojan edades de cristalización de ~ 188 y ~ 166 Ma (Coombs et al., 2020) y entre ~ 168 y ~ 152 Ma (de Graaff et al., 2023), respectivamente. Hacia la parte suroriental del bloque, en el occidente de la cuenca de Veracruz, Molina-Garza et al. (2020) reporta una edad de cristalización de 194 ± 4 Ma para la cuarzodiorita San Juan del Río, que intruye a una secuencia del Triásico Superior de la base del Grupo Todos Santos. Adicionalmente, Murillo-Muñetón (1994) reporta intrusivos gabróicos a graníticos del Jurásico Temprano, basado en edades U-Pb ID-TIMS y K-Ar en biotita y en ortoclasa en el MM entre ~ 198 y ~ 181 Ma (Murillo-Muñetón, 1994 y referencias ahí citadas). Estas rocas son cortadas por diques, que varían entre latita y diorita, a los que restringe al Jurásico Temprano-Medio debido a que son suprayacidas discordantemente por los lechos rojos de la Formación Todos Santos (Murillo-Muñetón, 1994). Por otro lado, en Guatemala occidental Ratschbacher et al. (2009) sugiere que la cristalización y milonitización de un cuerpo granítico ocurrió simultáneamente a los 171 ± 2 Ma.

Un emplazamiento sintectónico también es atribuido al granito de San Felipe y a *sills* milonitizados de composición granítica que intruyen el Complejo Milonítico Sierra de Juárez, para los cuales se reportan edades de U-Pb en zircón de ~ 169 (Alaniz-Alvarez et al., 1996) y ~ 192 Ma (Espejo-Bautista et al., 2020), respectivamente. Por último, en el Complejo Ayú, la cristalización de rocas máficas a ultramáficas de Tepejillo-Tultitlán con firmas toleíticas transicionales entre arco y MORB ocurrió a más tardar en el Jurásico Temprano (con edades ^{40}Ar - ^{39}Ar entre ~ 218 y 187 Ma en anfíbol y una edad de U-Pb en zircón de ~ 175 ; Helbig et al., 2012; Keppie et al., 2004); mientras el emplazamiento de cuerpos graníticos y pegmatíticos no deformados del Intrusivo San Miguel es restringida entre ~ 171 y 168 Ma (Yañez et al., 1991; Helbig et al., 2012). El emplazamiento de este intrusivo es contemporáneo a un episodio tectonotermal a los ~ 171 Ma que causa el metamorfismo de la Migmatita Magdalena en el Complejo Ayú (Helbig et al., 2012; Ortega-Gutiérrez et al., 2022).

Aunque metamorfismo jurásico de medio a alto grado no es reportado en ningún otro lugar en México oriental y sur, deformación dextral de esta edad es registrada por el emplazamiento sintectónico de granitos en la Sierra de Juárez y en Guatemala (Alaniz-Alvarez et al., 1996; Ratschbacher et al., 2009;

Espejo-Bautista et al., 2020) y por la milonización de un leucogranito triásico en el CMC, fechada en 179 ± 2 Ma a través de U-Pb en monacita (Quintana-Delgado, 2021).

Los depósitos volcánicos y volcanoclásticos en el oriente y sur de México son señalados como indicativos de una configuración de arco volcánico (e.g., Lawton y Molina-Garza, 2014; Barboza-Gudiño et al., 2021) debido a que exhiben firmas químicas sugerentes de este ambiente, conociéndose como arco o provincia Nazas (e.g., Godínez-Urban et al., 2011; Zavala-Monsiváis et al., 2012; Coombs et al., 2020). Sin embargo, esto contrasta con el origen propuesto para las sucesiones continentales con las que se relaciona, siendo sugeridas como el registro de la separación de Norteamérica y Suramérica para el Jurásico Temprano a Medio (Centeno-García, 2017; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Busby y Centeno-García, 2022).

Así, diversos modelos han sido planteados para la formación de las rocas volcánicas y clásticas que incluyen: (1) un arco volcánico en la margen proto-Pacífico y la apertura de una cuenca de tras-arco que culmina con el rompimiento de Pangea occidental y la apertura del Golfo de México (Stern y Dickinson, 2010; Lawton y Molina-Garza, 2014; Barboza-Gudiño et al., 2021); (2) un periodo de extensión cortical en el Triásico producto del rompimiento de Pangea ecuatorial, seguido por magmatismo de arco en el Jurásico Temprano a Medio causado por extensión debido al retroceso del *slab* (*roll-back*), culminando con otro periodo de *rift* en el Jurásico Medio (<170 Ma) dado por la rotación del BM (Molina-Garza et al., 2020); (3) son el resultado directo de la extensión dada por la ruptura de Pangea, donde las firmas químicas de suprasubducción del vulcanismo son explicadas ya sea por su desarrollo en cercanías a la trinchera del Pacífico (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Busby y Centeno-García, 2022) o como heredadas por retrabajamiento cortical (Parolari et al., 2022).

Busby y Centeno-García (2022) argumentan que el magmatismo en la provincia Nazas es producto de la extensión en un ambiente de *rift*, basados en la comparación de los espesores delgados de las sucesiones volcánicas respecto a los depósitos clásticos continentales, el tamaño pequeño de las cuencas en las que se depositaron y la ausencia de centros volcánicos o rocas ígneas intrusivas del Jurásico Temprano a Medio. Sin embargo, como se describió anteriormente, en el sur de México sí existe plutonismo de esta edad (e.g., este trabajo; Yañez et al., 1991; Murillo-Muñetón, 1994; Alaniz-Alvarez et al., 1996; Ratschbacher et al., 2009; Coombs et al., 2020; Molina-Garza et al., 2020), aunque la geoquímica disponible para estas rocas, al menos en los casos del CMC y del MM, tampoco es conclusiva respecto al ambiente de formación, variando entre configuraciones de arco e intraplaca (Figuras 53a-f).

Contrario al magmatismo en el CMC, los intrusivos y diques jurásicos en el MM incluyen rocas gabróicas y diques félsicos con firmas toleíticas (Figuras 52b-d); sin embargo, y al igual que en el CMC, la mayoría de los granitos son álcali-cálcicos y grafican en el área de fundidos corticales (Figuras 52g-i). Esto argumenta a favor de un modelo de mezcla entre material juvenil y fundidos corticales para la generación del magmatismo jurásico planteado para el CMC con base en los datos geocronológicos e isotópicos (ver sección 6.8.1.2). Retrabajamiento cortical, como el principal mecanismo generador del volcanismo Nazas, es propuesto por Parolari et al. (2022), quien soporta un modelo dominante de *rift*, basado en la geoquímica de rocas félsicas de toda la provincia Nazas.

Frost, C. D. y Frost (2011) argumentan que la firma química de rocas félsicas de ambientes extensionales no siempre es indicativa de esta configuración tectonomagmática, ya que depende de la composición y firma de elementos traza de la fuente, de las condiciones y los procesos de diferenciación, asimilación y mezcla ocurridos durante su formación y evolución. Por tanto, se considera que el plutonismo del Jurásico Temprano en el CMC, y posiblemente en el MM, soporta un modelo con un ambiente predominantemente extensivo de *rift* dado por la separación de Norteamérica y Suramérica; el cual pudo haber sido influenciado de los fluidos derivados de la placa Farallón que subducía del lado del Pacífico (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Busby y Centeno-García, 2022), o ser el producto del retrabajamiento de la corteza del sur y oriente de México (Parolari et al., 2022).

De manera reciente, esta configuración predominantemente extensiva también ha sido propuesta para explicar el metamorfismo Jurásico del Complejo Ayú (Ortega-Gutiérrez et al., 2022). La milonitización con componente dextral observada para este tiempo en granitoides triásicos y jurásicos se da en respuesta a la formación o reactivación de fallas con orientación NNW y WNW y componente lateral derecha, las cuales permitirían acomodar tanto la extensión como el desplazamiento causado por la separación de las Américas (Alaniz-Alvarez et al., 1996; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Zepeda-Martínez et al., 2021).

6.8.3 Modelo: De la extensión durante el colapso orogénico a *rift* continental e implicaciones en la ruptura de Pangea.

La inestabilidad de orógenos colisionales originada por el engrosamiento cortical es contrarrestada por esfuerzos gravitacionales que causan procesos extensionales que comúnmente culminan con la formación de *riffts* y rompimiento continental (Dewey, 1988; Frisch et al., 2011; Song et al., 2015). En esta etapa de la vida de un orógeno, ocurre un aumento en las tasas de extensión y levantamiento cortical que

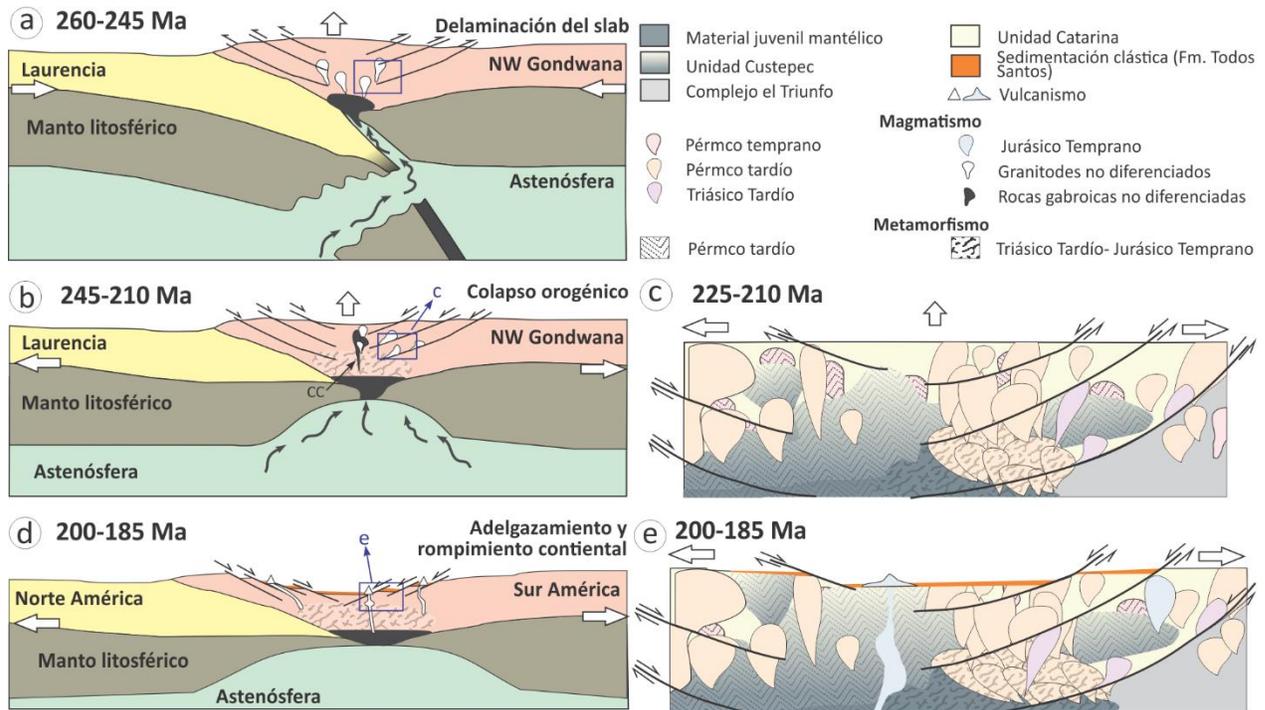
desencadena descompresión adiabática, seguido por metamorfismo y anatexis de la corteza. Delaminación, remoción convectiva del manto litosférico, retroceso o ruptura de la placa que subduce comúnmente desencadenan el proceso de colapso orogénico junto con el ascenso y la descompresión de la astenósfera, que proporciona tanto una fuente adicional de calor a la corteza como material juvenil básico capaz de rejuvenecerla (Dewey, 1988; Song et al., 2015).

La ruptura del *slab* durante el Pérmico tardío provocó tanto el magmatismo post-colisional máfico y félsico en el CMC y en la parte occidental del Golfo de México (Capítulo 5; Coombs et al., 2020; González-Guzmán, 2016), como el inicio del colapso orogénico, el cual levanta y exhuma el basamento (Figura 56a). En este contexto, un nuevo episodio de adición de material juvenil hacia la corteza y su contaminación con material cortical producirían el magmatismo bimodal encontrado en el Complejo Chuacús a los ~225 Ma (Figura 56b). La adición de material mantélico causaría también un aumento en el gradiente termal, que junto al levantamiento de la corteza podrían causar el metamorfismo del paragneis del Complejo Chuacús y la fusión por descompresión del basamento pérmico en el CMC y Guatemala occidental a los ~220 Ma. Este evento de fusión parcial pudo haber formado los magmas de los leucogranitos peraluminosos entre ~220 y 215 Ma, cuyo emplazamiento en niveles de corteza media-superior es facilitado por fallas (Figura 56b-c).

Edades de enfriamiento de trazas de fisión en apatitos sugieren que el levantamiento y la exhumación del sur del BM (incluyendo el CMC), habría iniciado a más tardar al inicio del Triásico Tardío (~230 - 210 Ma; Abdullin et al., 2018; Villagómez et al., 2019). Edades similares han sido obtenidas para el Complejo Oaxaqueño y para rocas plutónicas del Carbonífero-Pérmico en el oriente de México, que indican que su exhumación estaría en curso para los ~240 – 230 Ma, siendo correlacionado con las etapas iniciales del rompimiento del Pangea (Abdullin et al., 2021; Ramírez-Calderón et al., 2021). Extensión cortical y exhumación en curso durante el Triásico Medio a Tardío estarían también registradas por el depósito de secuencias siliciclásticas fluviales en la parte oriental de México (Barboza-Gudiño et al., 2010; Molina-Garza et al., 2020; Ortega-Flores et al., 2021; Ramírez-Calderón et al., 2021; Martin et al., 2022).

Metamorfismo y deformación dúctil ocurridos de manera local en el límite del Triásico - Jurásico (~203-198 Ma) en el CMC puede explicarse a través de la continuación del levantamiento y descompresión en bloques discretos y los altos gradientes geotérmicos en los mismo, en el marco de la transición del colapso orogénico a la fase *rift*. Así, hacía los niveles corticales más someros, condiciones metamórficas de grado medio y de bajos esfuerzos causan la recristalización parcial (~200 Ma; Figura 47) de los granitos triásicos

(Figuras 44a-d) y pérmicos (Figura 44f); mientras que en niveles corticales más profundos el basamento continúa experimentando fusión parcial (Figuras 43h-i; ~203 Ma; Rivera-Moreno, 2021).



Esto es seguido por la formación de cuencas extensionales y transtensionales en donde se dan las primeras manifestaciones del magmatismo Nazas (Busby y Centeno-García, 2022) y la intrusión de cuerpos plutónicos, que incluye al Plutón San Juan del Río al occidente de la cuenca de Veracruz (Molina-Garza et al., 2020), los granitos en el CMC (este trabajo, Pompa-Mera, 2009) y en el MM (Murillo-Muñetón, 1994) en el sur del BM y los *sills* graníticos sintectónicos en la Sierra de Juárez (Espejo-Bautista et al., 2020) entre ~195 y 180 Ma (Figuras 56d-e). Este magmatismo es el producto de la mezcla de material juvenil y retrabajamiento cortical, al menos para el CMC y posiblemente el MM, pudiendo (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Busby y Centeno-García, 2022) o no (Parolari et al., 2022) haber sido influenciado por la subducción de la placa Farallón bajo el arco de Islas Vizcaíno-Alisitos (Centeno-García, 2017; Contreras-López et al., 2021).

La continuación de la transtensión cortical provocaría el magmatismo jurásico y la migmatización de los protolitos sedimentarios paleozoicos en el Complejo Ayú (Ortega-Gutiérrez et al., 2022), así como la deformación dextral de granitos de esta edad en el sur del BM (Ratschbacher et al., 2009; Quintana-Delgado, 2021). Para el Jurásico Medio se registra la rotación antihoraria del BM y la apertura del Golfo de México (Molina-Garza et al., 1992; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Pindell et al., 2021).

Este modelo del colapso orogénico que transiciona a *rift* está en sintonía con el periodo de adelgazamiento cortical extremo durante el Triásico y Jurásico Medio propuesto para el oriente de México y el sur del BM por Pindell et al (2021), basados en el depósito de algunas secuencias de lechos rojos directamente sobre granitoides del Pérmico tardío, sugiriendo que el orógeno producido por la colisión de Laurentia y el NW de Gondwana habría alcanzado aproximadamente la mitad de su grosor (~25 km) para el final de la extensión.

Un periodo extensional también es sugerido para el NW de Suramérica (e.g., en la Cordillera Central, Sierra Nevada de Santa Marta, Península de Guajira en Colombia y Andes de Mérida en Venezuela) entre Triásico Medio y Tardío, registrado a través de magmatismo bimodal, que incluye rocas gabríticas toleíticas con firmas isotópicas de Hf sugerentes de manto empobrecido, metamorfismo y formación de anatexitas, así como el depósito de lechos rojos y formación de piso oceánico durante este periodo (Cochrane et al., 2014; van der Lelij et al., 2016; Spikings y Paul, 2019; Ibanez-Mejia et al., 2020; C. Gómez et al., 2021; Piraquive et al., 2021, 2022). Estos eventos han sido interpretados como el resultado del adelgazamiento continental progresivo en una cuenca de trasarco que culmina con el rompimiento de Pangea occidental (e.g., Cochrane et al., 2014; Spikings y Paul, 2019).

Sin embargo, en el oriente y sur de México no se han reportado eventos que registren el establecimiento de la subducción bajo esta corteza (Centeno-García, 2017) entre 250-245 Ma (Weber et al., 2007; Coombs et al., 2020) y 225 Ma (Solari et al., 2011; Maldonado et al., 2018a). La ausencia de magmatismo de arco en este periodo y el inicio de la sedimentación para el Triásico Medio a Tardío son interpretados aquí como evidencias de levantamiento y colapso del orógeno formado por la colisión entre Laurentia y NW de Gondwana (Mississippiano medio - Pérmico temprano; Viele y Thomas, 1989; Poole et al., 2005), el cual desencadena retrabajamiento cortical durante el Triásico Tardío y culmina con la separación de Norteamérica y Suramérica y la apertura del proto-Atlántico en el Jurásico Temprano a Medio (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Pindell et al., 2021).

Capítulo 7. Conclusiones

Un basamento del Mesoproterozoico temprano (Calymmiano) es reportado para el Complejo Macizo de Chiapas y nombrado aquí como Unidad Catarina. Esta unidad está compuesta por ortogneises félsicos y máficos con edades U-Pb de cristalización de protolito entre ~ 1.58 y ~ 1.50 Ga y edades modelo $T_{DM(Nd)}$ entre 2.0 y 1.8 Ga y $T_{DM(Hf)}$ en zircón entre 2.06 y 2.19 Ga (corteza promedio), revelando un evento magmático que no había sido reconocido previamente en México oriental y sur. La geoquímica e isotopía de Sm-Nd de roca total y la isotopía de Lu-Hf en zircón de la Unidad Catarina sugieren su formación en un ambiente de arco a partir del retrabajamiento de una corteza paleoproterozoica y su mezcla con material juvenil. Los protolitos de esta unidad son comparables con ortogneises similares reportados para la Provincia Putumayo (noroccidente de Sur América), indicando un posible origen común en una margen volcánica establecida en el noroccidente de Amazonia para el Calymmiano.

Un evento metamórfico de alto grado a ~ 0.96 - 0.94 Ga produjo la fusión parcial y retrabajamiento del basamento de la Unidad Catarina formando los protolitos de los ahora ortogneises cuarzo-feldespáticos con biotita, cuyas $T_{DM(Nd)}$ y $T_{DM(Hf)}$ son indistinguibles de las mostradas por el basamento Calymmiano. Este evento es tanto significativamente más joven que el metamorfismo granulítico (evento Zapoteco) documentado para Oaxaquia a los ~ 990 Ma, como más antiguo que la fase Chipilín reportada en el Complejo El Triunfo a los ~ 920 Ma. Lo anterior, junto a edades de granate (indicativas de enfriamiento lento a niveles profundos de la corteza), al emplazamiento de pegmatitas, y a sobrecrecimientos de zircones con edades tonianas en Oaxaquia y Putumayo sugieren que este evento termal no se restringe al Complejo Macizo de Chiapas. Lo anterior es interpretado dentro del contexto de colapso orogénico e inicio de extensión cortical después del evento colisional entre Amazonia y Báltica, similar a la fase Dalene en el Orógeno Sveconorwegian en Báltica.

El basamento de la Unidad Catarina en el Complejo Macizo de Chiapas probablemente estuvo expuesto durante el Ediacariano y Carbonífero sirviendo como la fuente local de los zircones detríticos con edades de ~ 1.50 y 0.95 Ga de las rocas sedimentarias depositadas en estos periodos en el Bloque Maya y oriente de México.

Durante el Pérmico tardío, el rejuvenecimiento del basamento tipo Catarina es dado por la adición de material mantélico a la base de la corteza, formando los protolitos de las anfibolitas y gneises anfibolíticos de la Unidad Custepec. Este origen explica la abundancia de los núcleos heredados calymmianos y tonianos en las rocas de la Unidad Custepec, su carácter básico a intermedio, así como la bimodalidad en sus edades

modelo de Nd ($T_{DM(Nd)} = 1.69 - 1.62$ y $1.48 - 1.23$ Ga), las cuales se hacen más antiguas en cercanías con la corteza mesoproterozoica de la Unidad Catarina. Lo anterior, descarta el origen volcanosedimentario propuesto previamente para la Unidad Custepec.

El Complejo Macizo de Chiapas registra la existencia de tres pulsos magmáticos entre el Pérmico Temprano y el Triásico Temprano. El primero, dado principalmente entre ~ 278 y 271 Ma (pudiendo ser un poco más antiguo, extendiéndose hasta los ~ 306), es definido principalmente por granitos y ortogneises intermedios y félsicos cuyas firmas geoquímicas e isotópicas de Sm-Nd, junto a núcleos de zircones heredados sugieren su formación a partir del retrabajamiento de la corteza proterozoica y su mezcla con cantidades menores de magmas derivados del manto litosférico en un ambiente convergente. Un segundo pulso magmático en el Pérmico tardío es dado por los protolitos máficos e intermedios de la Unidad Custepec, cuyas características químicas indican la contaminación cortical de magmas tipo MORB formados por la descompresión del manto astenosférico, probablemente debido a la ruptura del *slab*. El último evento magmático es registrado entre ~ 255 - 249 Ma con la voluminosa intrusión de plutones de composiciones intermedias a graníticas cuyas edades modelo de Nd ($T_{DM(Nd)} 1.53 - 0.86$ Ga) y química de roca total sugieren el retrabajamiento y rejuvenecimiento de la corteza proterozoica en un ambiente post-colisional.

En el área de estudio, el evento tectonotermal de alto grado en el Pérmico tardío causó la migmatización tanto de los protolitos tonianos de los gneises cuarzo-feldespáticos con biotita de la Unidad Catarina, como de los protolitos intermedios y máficos de los granitoides del Pérmico temprano y de los ortogneises de la Unidad Custepec entre ~ 255 y 249 Ma. El hallazgo de una granulita de dos piroxenos en la Unidad Custepec sugiere que este metamorfismo habría alcanzado facies de granulita.

Los resultados obtenidos para las rocas del Paleozoico tardío en el área y su comparación con datos reportados para el resto del macizo están en concordancia con un modelo de subducción de la placa Réica bajo el NW de Gondwana durante el Carbonífero – Pérmico temprano, seguido por la colisión de este cratón con Laurencia y por el rompimiento del *slab* en el Pérmico tardío, culminando con magmatismo post-colisional durante el Permo-Triásico con Pangea occidental ya ensamblada.

Durante el Triásico Tardío el Complejo Macizo de Chiapas experimenta un episodio fusión parcial de la corteza y magmatismo, evidenciado por las edades de cristalización U-Pb en zircón entre ~ 220 y 213 Ma y Sm-Nd en granate y roca total de ~ 218 - 216 Ma en granitos peraluminosos. Sus composiciones de Lu-Hf en zircón y Sm-Nd en roca total, junto a la abundancia de zircones con núcleos heredados del Pérmico tardío-Triásico Temprano sugieren que la principal fuente cortical retrabajada corresponde al basamento

formado durante el Pérmico. El ascenso y emplazamiento de estos pequeños plutones norianos ocurre a lo largo de los rasgos estructurales a los que se encuentran asociados. Este evento es contemporáneo con magmatismo bimodal con firmas de intraplaca, metamorfismo y anatexis reportado para el Complejo Chuacús y el occidente de Guatemala.

Un evento tectonotermal en el Triásico Tardío – Jurásico Temprano es registrado por el metamorfismo de alto grado y migmatización de un ortogneis granodiorítico (con protolito del Triásico Temprano) y la formación de granate peritético fechado, previamente, por isócrona Sm-Nd en ~203 Ma. La edad de U-Pb de ~188 Ma obtenida a partir de los bordes de zircons de este leucosoma pudo ser el resultado de su recristalización durante la deformación dextral posterior a la migmatización. Este evento termal es registrado también tanto por texturas de recristalización en granitos del Pérmico tardío y del Noriano, como por bordes muy delgados en los zircons de estas rocas, cuyas edades U-Pb e isotopía de oxígeno sugieren que su formación por recristalización tuvo lugar entre ~200 y 198 Ma.

En el área de estudio, este evento es seguido por el emplazamiento de un granito rosado a los ~184 Ma. Las características químicas e isotópicas (Sm-Nd en roca total y Lu-Hf en zircón) de éste y de dos granitos probablemente coetáneos, reportados previamente para el CMC, podrían ser explicadas a través de la mezcla de fundidos derivados de la fusión parcial de una corteza proterozoica y de fundidos juveniles. Los plutones jurásicos en el CMC son contemporáneos tanto con el vulcanismo de la Provincia Nazas, como con granitos reportados para otros sectores del Bloque Maya, Complejo Acatlán y Complejo Sierra de Juárez, algunos de los cuales se emplazaron de manera sintectónica a deformación dextral. Aunque la geoquímica de estas rocas no es conclusiva respecto a su ambiente de formación, variando arco e intraplaca, se privilegia su origen en una configuración predominantemente extensiva de *rift*, pudiendo ser influenciada por fluidos derivados de una placa convergente o haber adquirido firmas de arco por retrabajamiento cortical.

El registro geológico del Triásico Tardío – Jurásico Temprano en el CMC y su correlación con rocas similares en México oriental y sur son interpretados en términos del colapso gravitacional, en el Noriano, del orógeno formado por la colisión entre Laurencia y el NW de Gondwana y que culmina con la formación de *riffts* y rompimiento continental en el Jurásico Temprano, seguido por la rotación antihoraria del bloque Maya en el Jurásico Medio.

Literatura citada

- Abdullin, F., Solari, L., Ortega-Obregón, C., y Solé, J. 2018. New fission-track results from the northern Chiapas Massif area, SE Mexico: trying to reconstruct its complex thermo-tectonic history. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 35(1), pp. 79–92. doi: 10.22201/cgeo.20072902e.2018.1.523
- Abdullin, F., Solari, L., Solé, J., y Ortega-Obregón, C. 2021. Mesozoic exhumation history of the Grenvillian Oaxacan Complex, southern Mexico. *Terra Nova*, 33(1), pp. 86–94. doi: 10.1111/ter.12493
- Agrawal, S., Guevara, M., y Verma, S. P. 2008. Tectonic Discrimination of Basic and Ultrabasic Volcanic Rocks through Log-Transformed Ratios of Immobile Trace Elements. *International Geology Review*, 50(12), pp. 1057–1079. doi: 10.2747/0020-6814.50.12.1057
- Alaniz-Alvarez, S. A., van der Heyden, P., Samaniego, A. F. N., y Ortega-Gutiérrez, F. 1996. Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico. *Geology*, 24(5), pp. 443. doi: 10.1130/0091-7613(1996)024<0443:RAKEFM>2.3.CO;2
- Albarède, F., Telouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agrancier, A., y Nelson, B. 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(12), pp. 2725–2744. doi: 10.1016/j.gca.2003.11.024
- Alemán-Gallardo, E. A., Ramírez-Fernández, J. A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., y Casas-Peña, J. M. 2019. Novillo Metamorphic Complex, Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Tamaulipas, Mexico: Characterization and development based on whole-rock geochemistry and Nd-isotopic ratios. *Journal of South American Earth Sciences*. Elsevier, 96(October), pp. 102382. doi: 10.1016/j.jsames.2019.102382
- Alencáster, G. 1977. Moluscos y Braquiopodos del Jurásico Superior de Chiapas. *Revista del Instituto de Geología*. Universidad Nacional Autónoma de México, 1(2), pp. 151–166. <http://www.rmccg.unam.mx/index.php/rmccg/article/view/1423>
- Allègre, C. J. 2008. *Isotope geology*. Cambridge University Press, Nueva York.
- Amelin, Y. y Davis, W. J. 2005. Geochemical test for branching decay of ^{176}Lu . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(2), pp. 465–473. doi: 10.1016/j.gca.2004.04.028
- Amelin, Y., Lee, D. C., y Halliday, A. N. 2000. Early-middle Archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(24), pp. 4205–4225. doi: 10.1016/S0016-7037(00)00493-2
- Andersen, T. 1997. Radiogenic isotope systematics of the Herefoss granite, South Norway: an indicator of Sveconorwegian (Grenvillian) crustal evolution in the Baltic Shield. *Chemical Geology*, 135(1–2), pp. 139–158. doi: 10.1016/S0009-2541(96)00095-2
- Andersen, T., Andresen, A., y Sylvester, A. G. 2001. Nature and distribution of deep crustal reservoirs in the southwestern part of the Baltic Shield: Evidence from Nd, Sr and Pb isotope data on late Sveconorwegian granites. *Journal of the Geological Society*, 158(2), pp. 253–267. doi: 10.1144/jgs.158.2.253

- Andersen, T., Andresen, A., y Sylvester, A. G. 2002. Timing of late- to post-tectonic Sveconorwegian granitic magmatism in South Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 440, pp. 5–18.
- Andersen, T., Griffin, W. L., y Sylvester, A. G. 2007. Sveconorwegian crustal underplating in southwestern Fennoscandia: LAM-ICPMS U-Pb and Lu-Hf isotope evidence from granites and gneisses in Telemark, southern Norway. *Lithos*, 93(3–4), pp. 273–287. doi: 10.1016/j.lithos.2006.03.068
- Anderson, T. H., Burkart, B. E., Clemons, R. E., Bohnenberger, O. H., y Blount, D. N. 1973. Geology of the Western Altos Cuchumatanes, Northwestern Guatemala. *Geological Society of America Bulletin*, 84(3), pp. 805. doi: 10.1130/0016-7606(1973)84<805:GOTWAC>2.0.CO;2
- Appelquist, K., Brander, L., Johansson, Å., Andersson, U. B., y Cornell, D. 2011. Character and origin of variably deformed granitoids in central southern Sweden: Implications from geochemistry and Nd isotopes. *Geological Journal*, 46(6), pp. 597–618. doi: 10.1002/gj.1303
- Appelquist, K. y Johansson, Å. 2011. Nd isotope systematics of 1.8 Ga volcanic rocks within the Transscandinavian Igneous Belt, south-central Sweden. *Gff*, 133(1–2), pp. 89–100. doi: 10.1080/11035897.2011.570456
- Aranovich, L. Y., Makhluף, A. R., Manning, C. E., y Newton, R. C. 2014. Dehydration melting and the relationship between granites and granulites. *Precambrian Research*. Elsevier B.V., 253, pp. 26–37. doi: 10.1016/j.precamres.2014.07.004
- Araújo, D. F., Boaventura, G. R., Viers, J., Mulholland, D. S., Weiss, D., Araújo, D., Lima, B., Ruiz, I., Machado, W., Babinski, M., y Dantas, E. 2017. Ion Exchange Chromatography and Mass Bias Correction for Accurate and Precise Zn Isotope Ratio Measurements in Environmental Reference Materials by MC-ICP-MS. *Journal of the Brazilian Chemical Society*, 28(2), pp. 225–235. doi: 10.5935/0103-5053.20160167
- Arndt, N. T. y Goldstein, S. L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, 15(10), pp. 893. doi: 10.1130/0091-7613(1987)15<893:UAAOCA>2.0.CO;2
- Arvizu, H. E. y Iriondo, A. 2015. Control temporal y geología del magmatismo Permo-Triásico en Sierra Los Tanques, NW Sonora, México: Evidencia del inicio del arco magmático cordillerano en el SW de Laurencia. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(3), pp. 545–586. doi: 10.18268/BSGM2015v67n3a16
- Arvizu, H. E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G. D., Foster, D. A., Lozano-Santa Cruz, R., y 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), pp. 375–402. doi: 10.18268/BSGM2009v61n3a7
- Arvizu, H. E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G. D., Solís-Pichardo, G., Foster, D. A., y Lozano-Santa Cruz, R. 2009a. Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), pp. 709–728.
- Authemayou, C., Brocard, G., Teyssier, C., Simon-Labric, T., Guttierrez, A., Chiquín, E. N., y Morn, S. 2011. The Caribbean-North America-Cocos Triple Junction and the dynamics of the Polochic-Motagua fault systems: Pull-up and zipper models. *Tectonics*, 30(3), pp. 1–23. doi: 10.1029/2010TC002814

- Baquero, M., Grande, S., Urbani, F., Cordani, U., Hall, C., y Armstrong, R. 2015. New Evidence for Putumayo Crust in the Basement of the Falcon Basin and Guajira Peninsula, Northwestern Venezuela. En C. Bertolini & P. Mann (Eds.), *Memoir 108: Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin*. American Association of Petroleum Geologists. doi: 10.1306/13531933M1083639
- Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., Castellanos-Rodríguez, V., Jaime-Rodríguez, D., y Almaraz-Martínez, C. 2021. Subduction-related Jurassic volcanism in the Mesa Central province and contemporary Gulf of Mexico opening. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, pp. 102961–102986. doi: 10.1016/j.jsames.2020.102961
- Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., y Barajas-Nigoche, L. D. 2010. Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere*, 6(5), pp. 621–640. doi: 10.1130/GES00545.1
- Baxter, E. F., Ague, J. J., y DePaolo, D. J. 2002. Prograde temperature–time evolution in the Barrovian type–locality constrained by Sm/Nd garnet ages from Glen Clova, Scotland. *Journal of the Geological Society*, 159(1), pp. 71–82. doi: 10.1144/0016-76901013
- Baxter, E. F. y Scherer, E. E. 2013. Garnet Geochronology: Timekeeper of Tectonometamorphic Processes. *Elements*, 9(6), pp. 433–438. doi: 10.2113/gselements.9.6.433
- Bayona, G., Bustamante, C., Nova, G., y Franco-Salazar, M. A. 2020. Jurassic Evolution of the Northwestern Corner of Gondwana: Present Knowledge and future Challenges in Studying Colombian Jurassic Rocks. En J. Gómez & A. O. Pinilla-Pachon (Eds.), *The Geology of Colombia: Vol. 2 Mesozoic*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales, Bogotá. doi: 10.32685/pub.esp.36.2019.05
- Beard, J. S. y Lofgren, G. E. 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6. 9 kb. *Journal of Petrology*, 32(2), pp. 365–401. doi: 10.1093/petrology/32.2.365
- Best, M. G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell, Maldan.
- Bickford, M. E., Van Schmus, W. R., Karlstrom, K. E., Mueller, P. A., y Kamenov, G. D. 2015. Mesoproterozoic-trans-Laurentian magmatism: A synthesis of continent-wide age distributions, new SIMS U–Pb ages, zircon saturation temperatures, and Hf and Nd isotopic compositions. *Precambrian Research*. Elsevier B.V., 265, pp. 286–312. doi: 10.1016/j.precamres.2014.11.024
- Bingen, B., Andersson, J., Söderlund, U., y Möller, C. 2008a. The Mesoproterozoic in the Nordic countries. *Episodes*, 31(1), pp. 29–34. doi: 10.18814/epiiugs/2008/v31i1/005
- Bingen, B., Demaiffe, D., y Breemen, O. van. 1998. The 616 Ma Old Egersund Basaltic Dike Swarm, Sw Norway, and Late Neoproterozoic Opening of the Iapetus Ocean. *The Journal of Geology*, 106(5), pp. 565–574. doi: 10.1086/516042
- Bingen, B., Nordgulen, Ø., y Viola, G. 2008b. A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia. *Norwegian Journal of Geology*, 88(1), pp. 43–72. http://www.geologi.no/images/NJG_articles/Bingen_et_al_2_print.pdf

- Bingen, B., Skår, Ø., Marker, M., Sigmond, E. M. O., Nordgulen, Ø., Ragnhildstveit, J., Mansfeld, J., Tucker, R. D., y Liégeois, J. P. 2005. Timing of continental building in the Sveconorwegian orogen, SW Scandinavia. *Norwegian Journal of Geology*, 85(1–2), pp. 87–105.
- Bingen, B. y Viola, G. 2018. The early-Sveconorwegian orogeny in southern Norway: Tectonic model involving delamination of the sub-continental lithospheric mantle. *Precambrian Research*. Elsevier, 313(December 2017), pp. 170–204. doi: 10.1016/j.precamres.2018.05.025
- Bingen, B., Viola, G., Möller, C., Vander Auwera, J., Laurent, A., y Yi, K. 2021. The Sveconorwegian orogeny. *Gondwana Research*. International Association for Gondwana Research, 90, pp. 273–313. doi: 10.1016/j.gr.2020.10.014
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Aleinikoff, J. N., Davis, D. W., Korsch, R. J., y Foudoulis, C. 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200(1–2), pp. 155–170. doi: 10.1016/S0009-2541(03)00165-7
- Blount, J. G. 1993. The Geochemistry, Petrogenesis, and Geochronology of the Precambrian Meta-Igneous rocks of Sierra del Cuervo and Cerro el Carrizalillo, Chihuahua, Mexico. PhD Thesis. University of Texas, at Austin, 309 pp.
- Bogaerts, M., Scaillet, B., Liégeois, J.-P., y Vander Auwera, J. 2003. Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallisation in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites. *Precambrian Research*, 124(2–4), pp. 149–184. doi: 10.1016/S0301-9268(03)00085-8
- Bogdanova, S. V., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T. N., Kozlov, V. I., Puchkov, V. N., y Volozh, Y. A. 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*, 160(1–2), pp. 23–45. doi: 10.1016/j.precamres.2007.04.024
- Bolle, O., Demaiffe, D., y Duchesne, J.-C. 2003. Petrogenesis of jotunitic and acidic members of an AMC suite (Rogaland anorthosite province, SW Norway): a Sr and Nd isotopic assessment. *Precambrian Research*, 124(2–4), pp. 185–214. doi: 10.1016/S0301-9268(03)00086-X
- Bouvier, A., Vervoort, J. D., y Patchett, P. J. 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1–2), pp. 48–57. doi: 10.1016/j.epsl.2008.06.010
- Brewer, T. S., Åhäll, K.-I., Menuge, J. F., Storey, C. D., y Parrish, R. R. 2004. Mesoproterozoic bimodal volcanism in SW Norway, evidence for recurring pre-Sveconorwegian continental margin tectonism. *Precambrian Research*, 134(3–4), pp. 249–273. doi: 10.1016/j.precamres.2004.06.003
- Brewer, T. S., Daly, J. S., y Åhäll, K.-I. 1998. Contrasting magmatic arcs in the Palaeoproterozoic of the south-western Baltic Shield. *Precambrian Research*, 92(3), pp. 297–315. doi: 10.1016/S0301-9268(98)00079-5
- Brewer, T. S. y Menuge, J. F. 1998. Metamorphic overprinting of Sm–Nd isotopic systems in volcanic rocks: the Telemark supergroup, southern Norway. *Chemical Geology*, 145(1–2), pp. 1–16. doi: 10.1016/S0009-2541(97)00114-9
- Brueckner, H. K., Avé Lallemant, H. G., Sisson, V. B., Harlow, G. E., Hemming, S. R., Martens, U., Tsujimori, T., y Sorensen, S. S. 2009. Metamorphic reworking of a high pressure–low temperature mélange

- along the Motagua fault, Guatemala: A record of Neocomian and Maastrichtian transpressional tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier B.V., 284(1–2), pp. 228–235. doi: 10.1016/j.epsl.2009.04.032
- Busby, C. J. y Centeno-García, E. 2022. The “Nazas Arc” is a continental rift province: Implications for Mesozoic tectonic reconstructions of the southwest Cordillera, U.S. and Mexico. *Geosphere*, 18(2), pp. 647–669. doi: 10.1130/GES02443.1
- Cabanis, B. y Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. En *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* (309).
- Cameron, K. L., Lopez, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Keppie, J. D., y Schulze, C. 2004. U-Pb geochronology and Pb isotopic compositions of leached feldspars: Constraints on the origin and evolution of Grenville rocks from eastern and southern Mexico. En R. P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland, & M. J. Bartholomew (Eds.), *Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America, 197. Memoir of the Geological Society of America*. doi: 10.1130/0-8137-1197-5.755
- Cardona, A., Chew, D., Valencia, V. A., Bayona, G., Mišković, A., y Ibanez-Mejia, M. 2010. Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), pp. 92–104. doi: 10.1016/j.jsames.2009.07.011
- Casas-Peña, J. M., Ramírez-Fernández, J. A., Velasco-Tapia, F., Alemán-Gallardo, E. A., Augustsson, C., Weber, B., Frei, D., y Jenchen, U. 2021. Provenance and tectonic setting of the Paleozoic Tamatán Group, NE Mexico: Implications for the closure of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 91, pp. 205–230. doi: 10.1016/j.gr.2020.12.012
- Castiñeiras, P., Premo, W., y Dórame-Navarro, M. A. 2006. The role of Archean lithosphere in the origin of the Mojave Crustal Province : Evidence from Proterozoic metamorphic complexes in Sonora (NW Mexico). En *Geología Estructural y Tectónica*, 26(1), 60, pp. Geos.
- Cawood, P. A., Kröner, A., Collins, W. J., Kusky, T. M., Mooney, W. D., y Windley, B. F. 2009. Accretionary orogens through Earth history. En P. A. Cawood & A. Kröner (Eds.), *Earth accretionary systems in space and time. Geological Society, London, Special Publications*, 318(1). doi: 10.1144/SP318.1
- Cawood, P. A. y Pisarevsky, S. A. 2017. Laurentia-Baltica-Amaozonia relations during Rodinia assembly. *Precambrian Research*, 292, pp. 386–397. doi: 10.1016/j.precamres.2017.01.031
- Čečarys, A., Bogdanova, S., Janson, C., Bibikova, E., y Kornfält, K.-A. 2002. The Stenshuvud and Tåghusa granitoids: new representatives of Mesoproterozoic magmatism in southern Sweden. *GFF*, 124(3), pp. 149–162. doi: 10.1080/11035890201243149
- Centeno-García, E. 2017. Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*. Elsevier B.V., 81, pp. 1035–1052. doi: 10.1016/j.oregeorev.2016.10.010
- Chacón-Olivas, C. N. 2021. Caracterización geoquímica e isotópica del basamento Precámbrico de la Sierra del Cuervo, Chihuahua a partir de isótopos de Sm-Nd y U-Pb. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, B.C., 111 pp.

- Cisneros de León, A. 2015. Petrogénesis de la anortosita Mariscal-Soconusco y rocas asociadas en el Complejo Macizo de Chiapas. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, 177 pp.
- Cisneros de León, A., Schmitt, A. K., y Weber, B. 2022. Multi-episodic formation of baddeleyite and zircon in polymetamorphic anorthosite and rutile-bearing ilmenitite from the Chiapas Massif Complex, Mexico. *Journal of Metamorphic Geology*, 40(9), pp. 1493–1527. doi: 10.1111/jmg.12683
- Cisneros de León, A., Weber, B., Ortega-Gutiérrez, F., González-Guzmán, R., Maldonado, R., Solari, L., Schaaf, P., y Manjarrez-Juárez, R. 2017. Grenvillian massif-type anorthosite suite in Chiapas, Mexico: Magmatic to polymetamorphic evolution of anorthosites and their Ti-Fe ores. *Precambrian Research*, 295, pp. 203–226. doi: 10.1016/j.precamres.2017.04.028
- Clemons, R. E. y Burkart, B. E. 1971. Stratigraphy of Northwestern Guatemala. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 32(2), pp. 143–158.
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B., y Chiaradia, M. 2014. Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos. Elsevier B.V.*, 190–191, pp. 383–402. doi: 10.1016/j.lithos.2013.12.020
- Condie, K. C. 2007. Accretionary orogens in space and time. En J. Hatcher, R.D., M. P. Carlson, J. H. McBride, & J. R. Martínez Catalán (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust*. *Memoir of the Geological Society of America*. doi: 10.1130/2007.1200(09)
- Condie, K. C. 2013. Preservation and Recycling of Crust during Accretionary and Collisional Phases of Proterozoic Orogens: A Bumpy Road from Nuna to Rodinia. *Geosciences*, 3(2), pp. 240–261. doi: 10.3390/geosciences3020240
- Condie, K. C., Beyer, E., Belousova, E., Griffin, W. L., y O'Reilly, S. Y. 2005. U–Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: The search for juvenile Precambrian continental crust. *Precambrian Research*, 139(1–2), pp. 42–100. doi: 10.1016/j.precamres.2005.04.006
- Contreras-López, M., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Torres-Carrillo, X. G., Frei, D., y Gómez-Alvarez, D. K. 2021. Petrogenesis of the meta-igneous rocks of the Sierra El Arco and coeval magmatic rocks in Baja California: Middle Jurassic-Early Cretaceous (166–140 Ma) island arc magmatism of NW México. *International Geology Review*. Taylor & Francis, 63(9), pp. 1153–1180. doi: 10.1080/00206814.2020.1753249
- Coombs, H. E., Kerr, A. C., Pindell, J., Buchs, D., Weber, B., y Solari, L. 2020. Petrogenesis of the crystalline basement along the western Gulf of Mexico: Postcollisional magmatism during the formation of Pangea. En U. Martens & R. S. Molina-Garza (Eds.), *Southern and Central Mexico: basement framework, tectonic evolution, and provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins*. *The Geological Society of America Special Paper*, 546. doi: 10.1130/2020.2546(02)
- Cordani, U. G., Cardona, A., Jimenez, D. M., Liu, D., y Nutman, A. P. 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. En A. P. M. Vaughan, P. T. Leat, & R. J. Pankhurst (Eds.), *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. *Geological Society, London, Special Publications* 246(1). doi: 10.1144/GSL.SP.2005.246.01.13

- Cordani, U. G., Sato, K., Sproessner, W., y Fernandes, F. S. 2016. U-Pb zircon ages of rocks from the Amazonas Territory of Colombia and their bearing on the tectonic history of the NW sector of the Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, 46(suppl 1), pp. 5–35. doi: 10.1590/2317-4889201620150012
- Corfu, F., Hanchar, M., J., Kinny, P. D., y Hoskin, P. W. O. 2003. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), pp. 469–500. doi: 10.2113/0530469
- Cuadros, F. A., Botelho, N. F., Ordóñez-Carmona, O., y Matteini, M. 2014. Mesoproterozoic crust in the San Lucas Range (Colombia): An insight into the crustal evolution of the northern Andes. *Precambrian Research*, 245, pp. 186–206. doi: 10.1016/j.precamres.2014.02.010
- Culi Verdaguer, L., Solé, J., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Oalman, J., y Campeny, M. 2022. Sm-Nd Isotope Whole Rock and Garnet from the Southwestern Grenvillian Oaxacan Complex, Mexico: A Review of Garnet Closure Temperature and Structural Implications. *SSRN Electronic Journal*. doi: 10.2139/ssrn.4116432
- D'Agrella-Filho, M. S., Bispo-Santos, F., Trindade, R. I. F., y Antonio, P. Y. J. 2016. Paleomagnetism of the Amazonian Craton and its role in paleocontinents. *Brazilian Journal of Geology*, 46(2), pp. 275–299. doi: 10.1590/2317-4889201620160055
- Damon, P. E. y Montesinos, E. 1978. Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over and active benioff zone in Chiapas, Mexico. *Arizona Geological Society Digest*, XI, pp. 155–168.
- de Graaff, S. J., Ross, C. H., Feignon, J.-G., Kaskes, P., Gulick, S. P. S., Goderis, S., Déhais, T., Debaille, V., Ferrière, L., Koeberl, C., Mattielli, N., Stockli, D. F., y Claeys, P. 2023. The Chicxulub impact structure reveals the first in-situ Jurassic magmatic intrusions of the Yucatán Peninsula, Mexico. *Lithos*, 436–437(January), pp. 106953. doi: 10.1016/j.lithos.2022.106953
- de Haas, G.-J. L., Nijland, T. G., Valbracht, P. J., Maijer, C., Verschure, R., y Andersen, T. 2002. Magmatic versus metamorphic origin of olivine-plagioclase coronas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5), pp. 537–550. doi: 10.1007/s00410-002-0362-9
- de Haas, G. J. L. M., Andersen, T., y Vestin, J. 1999. Detrital zircon geochronology: New evidence for an old model for accretion of the Southwest Baltic Shield. *Journal of Geology*, 107(5), pp. 569–586. doi: 10.1086/314370
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., y Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R 2 -diagram and major-element analyses — Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1–4), pp. 183–210. doi: 10.1016/0009-2541(80)90020-0
- Debon, F. y Le Fort, P. 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principles, method, applications. *Bulletin de Minéralogie*, 111(5), pp. 493–510. doi: 10.3406/bulmi.1988.8096
- Dengo, G. 1969. Problems of Tectonic Relations between Central America and the Caribbean. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 19, pp. 311–320. <http://archives.datapages.com/data/gcags/data/019/019001/0311.htm>

- Dengo, G. 1985. Mid America: tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia. En *The Ocean Basins and Margins* (Número 1980). Springer US, Boston, MA. doi: 10.1007/978-1-4613-2351-8_4
- DePaolo, D. J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291(5812), pp. 193–196. doi: 10.1038/291193a0
- DePaolo, D. J., Linn, A. M., y Schubert, G. 1991. The continental crustal age distribution: Methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 96(B2), pp. 2071. doi: 10.1029/90JB02219
- DePaolo, D. J. y Wasserburg, G. J. 1976a. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophysical Research Letters*, 3(12), pp. 743–746. doi: 10.1029/GL003i012p00743
- DePaolo, D. J. y Wasserburg, G. J. 1976b. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3(5), pp. 249–252. doi: 10.1029/GL003i005p00249
- Dewey, J. F. 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7(6), pp. 1123–1139. doi: 10.1029/TC007i006p01123
- Dhuime, B., Hawkesworth, C., y Cawood, P. 2011. When Continents Formed. *Science*, 331(6014), pp. 154–155. doi: 10.1126/science.1201245
- Dickin, A. P. 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Dickinson, W. R. y Lawton, T. F. 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113(9), pp. 1142–1160. doi: 10.1130/0016-7606(2001)113<1142:CTCAAF>2.0.CO;2
- Domeier, M. 2016. A plate tectonic scenario for the Iapetus and Rheic oceans. *Gondwana Research. International Association for Gondwana Research*, 36, pp. 275–295. doi: 10.1016/j.gr.2015.08.003
- Domeier, M. y Torsvik, T. H. 2014. Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geoscience Frontiers. Elsevier Ltd*, 5(3), pp. 303–350. doi: 10.1016/j.gsf.2014.01.002
- Ducea, M. N., Gehrels, G. E., Shoemaker, S., Ruiz, J., y Valencia, V. A. 2004. Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 116(7–8), pp. 1016–1025. doi: 10.1130/B25467.1
- Eby, G. N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7), pp. 641. doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2
- Eiler, J. M. 2001. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry. De Gruyter*, 43(1), pp. 319–364. doi: 10.1515/9781501508745-008
- Elías-Herrera, M. y Ortega-Gutiérrez, F. 2002. Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications. *Tectonics*, 21(3), pp. 4-1-4–18. doi: 10.1029/2000TC001278

- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., y Iriondo, A. 2005. La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), pp. 83–109. doi: 10.18268/BSGM2005v57n1a5
- Espejo-Bautista, G., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Maldonado, R., y Valencia-Morales, Y. T. 2020. The Sierra de Juárez Complex: a new Gondwanan Neoproterozoic-early Palaeozoic metamorphic terrane in southern Mexico. *International Geology Review*. Taylor & Francis, 64(5), pp. 631–653. doi: 10.1080/00206814.2020.1870172
- Espejo-Bautista, G., Solari, L. A., Maldonado, R., y Ramírez-Calderón, M. 2022. Silurian to Cretaceous geologic evolution of southern Mexico and its connection to the assembly and breakup of western equatorial Pangea: geochronological constraints from the northern Sierra de Juárez Complex. *Geological Society of London, Special Publications*, 531. doi: 10.6084/m9.figshare.c.6282721
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Hecht, L., y Martens, U. 2009. P-T-t trajectory of metamorphic rocks from the central Chiapas Massif Complex: The Custepec Unit, Chiapas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), pp. 243–259.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U., y López-Martínez, M. 2012. Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: relations with the early Palaeozoic magmatic belts of northwestern Gondwana. *International Geology Review*, 54(16), pp. 1918–1943. doi: 10.1080/00206814.2012.685553
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Scherer, E. E., Martens, U., y Elías-Herrera, M. 2015. Lu-Hf geochronology of Mississippian high-pressure metamorphism in the Acatlán Complex, southern México. *Gondwana Research*, 34, pp. 174–186. doi: doi.org/10.1016/j.gr.2015.02.016
- Farmer, G. L., Bowring, S. A., Matzel, J., Espinosa-, y Wooden, J. 2005. Paleoproterozoic Mojave province in northwestern Mexico?, Isotopic and U-Pb zircon geochronologic studies of Precambrian and Cambrian crystalline and sedimentary rocks, Caborca, Sonora. En T. H. Anderson, J. A. Nourse, J. W. McKee, & M. B. Stiner (Eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*. Geological Society of América. doi: 10.1130/2005.2393(05)
- Faure, G. 1977. *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, Inc., Nueva York.
- Fisher, C. M., Vervoort, J. D., y DuFrane, S. A. 2014b. Accurate Hf isotope determinations of complex zircons using the “laser ablation split stream” method. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(1), pp. 121–139. doi: 10.1002/2013GC004962
- Fisher, C. M., Vervoort, J. D., y Hanchar, J. M. 2014a. Guidelines for reporting zircon Hf isotopic data by LA-MC-ICPMS and potential pitfalls in the interpretation of these data. *Chemical Geology*. Elsevier B.V., 363(October 2017), pp. 125–133. doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.10.019
- Frei, D. y Gerdes, A. 2009. Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chemical Geology*, 261(3–4), pp. 261–270. doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.07.025
- Frisch, W., Meschede, M., y Blakey, R. C. 2011. *Plate Tectonics*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-540-76504-2

- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., y Frost, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), pp. 2033–2048. doi: 10.1093/petrology/42.11.2033
- Frost, B. R. y Frost, C. D. 2008. A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), pp. 1955–1969. doi: 10.1093/petrology/egn054
- Frost, B. R. y Frost, C. D. 2015. *Essentials of igneous and metamorphic petrology*. Cambridge University Press, New York.
- Frost, C. D. y Frost, B. R. 2011. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology*, 52(1), pp. 39–53. doi: 10.1093/petrology/egq070
- Gao, L.-E., Zeng, L., y Asimow, P. D. 2017. Contrasting geochemical signatures of fluid-absent versus fluid-fluxed melting of muscovite in metasedimentary sources: The Himalayan leucogranites. *Geology*, 45(1), pp. 39–42. doi: 10.1130/G38336.1
- Gehrels, G. E. 2012. Detrital Zircon U-Pb Geochronology: current methods and new opportunities. En *Tectonics of Sedimentary Basins*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. doi: 10.1002/9781444347166.ch2
- Gehrels, G. E., Valencia, V. A., y Ruiz, J. 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3), pp. 1–13. doi: 10.1029/2007GC001805
- Gerdes, A. y Zeh, A. 2006. Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(1–2), pp. 47–61. doi: 10.1016/j.epsl.2006.06.039
- Gerdes, A. y Zeh, A. 2009. Zircon formation versus zircon alteration — New insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology*. Elsevier B.V., 261(3–4), pp. 230–243. doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.03.005
- Godínez-Urban, A., Lawton, T. F., Molina-Garza, R. S., Iriondo, A., Weber, B., y Lopez-Martinez, 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(1), pp. 121–144. doi: 10.1130/GES00599.1
- Gómez, C., Kammer, A., Bernet, M., Piraquive, A., y von Quadt, A. 2021. Late Triassic rift tectonics at the northernmost Andean margin (Sierra Nevada de Santa Marta). *Journal of South American Earth Sciences*, 105(October 2020), pp. 102953. doi: 10.1016/j.jsames.2020.102953
- González-Guzmán, R. 2016. Estudio petrogenético del basamento cristalino de la porción suereste del Macizo de Chiapas: Implicaciones tectónicas del Bloque Maya Sur. Tesis de Doctorado. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., 302 pp.
- González-Guzmán, R., Weber, B., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Hecht, L., y Herguera-García, J. C. 2016. Provenance, age constraints and metamorphism of Ediacaran metasedimentary rocks

- from the El Triunfo Complex (SE Chiapas, México): evidence for Rodinia breakup and Iapetus active margin. *International Geology Review*, 58(16), pp. 2065–2091. doi: 10.1080/00206814.2016.1207208
- González-Guzmán, R., Weber, B., Tazzo-Rangel, M. D., Cisneros de León, A., Valencia, V., y Frei, D. 2021. Petrogenesis of late Paleozoic high-Ba–Sr intrusions in the southern Chiapas Massif, Mexico. En *Goldschmidt2021 abstracts*. France. European Association of Geochemistry. doi: 10.7185/gold2021.6665
- Gower, C. F. y Krogh, T. E. 2002. A U–Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(5), pp. 795–829. doi: 10.1139/e01-090
- Grimes, S. W. y Copeland, P. 2004. Thermochronology of the Grenville Orogeny in west Texas. *Precambrian Research*, 131(1–2), pp. 23–54. doi: 10.1016/j.precamres.2003.12.004
- Guo, Z. y Wilson, M. 2012. The Himalayan leucogranites: Constraints on the nature of their crustal source region and geodynamic setting. *Gondwana Research. International Association for Gondwana Research*, 22(2), pp. 360–376. doi: 10.1016/j.gr.2011.07.027
- Handschy, J. W. y Dyer, R. 1987. Polyphase deformation in Sierra del Cuervo, Chihuahua, Mexico: Evidence for Ancestral Rocky Mountain tectonics in the Ouachita foreland of northern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 99(5), pp. 618–632. doi: 10.1130/0016-7606(1987)99<618:PDISDC>2.0.CO;2
- Harley, S. L. y Kelly, N. M. 2007. Zircon Tiny but Timely. *Elements*, 3(1), pp. 13–18. doi: 10.2113/gselements.3.1.13
- Harris, N. B. W. y Massey, J. 1994. Decompression and anatexis of Himalayan metapelites. *Tectonics*, 13(6), pp. 1537–1546. doi: 10.1029/94TC01611
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., y Tindle, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. En M. P. Coward & A. C. Ries (Eds.), *Collision Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 19(1). doi: 10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04
- Harris, N. B. W., Santosh, M., y Taylor, P. N. 1994. Crustal Evolution in South India: Constraints from Nd Isotopes. *The Journal of Geology*, 102(2), pp. 139–150. doi: 10.1086/629659
- Hawkesworth, C. J. y Kemp, A. I. S. 2006. Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. *Chemical Geology*, 226(3–4), pp. 144–162. doi: 10.1016/j.chemgeo.2005.09.018
- Helbig, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., y Solari, L. A. 2012. U–Pb geochronological constraints on the Triassic–Jurassic Ayú Complex, southern Mexico: Derivation from the western margin of Pangea-A. *Gondwana Research. International Association for Gondwana Research*, 22(3–4), pp. 910–927. doi: 10.1016/j.gr.2012.03.004
- Hoefs, J. 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. Sexta. Springer Berlin Heidelberg, Berlin.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., y Roberts, D. 2012. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Storen Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss

- region, Norway: A key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312(4), pp. 357–416. doi: 10.2475/04.2012.01
- Hoskin, P. W. O. y Schaltegger, U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53(1). doi: 10.1515/9781501509322-005
- Hynes, A. y Rivers, T. 2010. Protracted continental collision — evidence from the Grenville Orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(5), pp. 591–620. doi: 10.1139/E10-003
- Ibanez-Mejia, M. 2014. Timing and rates of Precambrian crustal genesis and deformation in Northern South America. PhD Thesis. The University of Arizona, 334 pp.
- Ibanez-Mejia, M. 2020. The Putumayo Orogen of Amazonia: A synthesis. En J. Gómez & D. Mateus–Zabala (Eds.), *The Geology of Colombia: Vol. 1 Proterozoic*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales, Bogotá. doi: 10.32685/pub.esp.35.2019.06
- Ibanez-Mejia, M. y Cordani, U. G. 2020. Zircon U-Pb geochronology and Hf-Nd-O isotope geochemistry of the Paleo- to Mesoproterozoic Basemen in the Westernmost Guiana Shield. En J. Gómez & D. Mateus–Zabala (Eds.), *The Geology of Colombia: Vol. 1 Proterozoic*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales, Bogotá. doi: 10.32685/pub.esp.35.2019.04
- Ibanez-Mejia, M., Gehrels, G. E., Ruiz, J., Vervoort, J. D., Eddy, M. E., y Li, C. 2014. Small-volume baddeleyite (ZrO₂) U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope geochemistry by LA-ICP-MS. *Techniques and applications. Chemical Geology. Elsevier B.V.*, 384, pp. 149–167. doi: 10.1016/j.chemgeo.2014.07.011
- Ibanez-Mejia, M., Pullen, A., Arenstein, J., Gehrels, G. E., Valley, J., Ducea, M. N., Mora, A. R., Pecha, M., y Ruiz, J. 2015. Unraveling crustal growth and reworking processes in complex zircons from orogenic lower-crust: The Proterozoic Putumayo Orogen of Amazonia. *Precambrian Research. Elsevier B.V.*, 267, pp. 285–310. doi: 10.1016/j.precamres.2015.06.014
- Ibanez-Mejia, M., Restrepo, J. J., y Garcia-Casco, A. 2020. Tectonic juxtaposition of Triassic and Cretaceous meta-(ultra)mafic complexes in the Central Cordillera of Colombia (Medellín area) revealed by zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotopes. En A. Bartorelli, W. Teixeira, & B.-B. De Brito Neves (Eds.), *Geocronologia e evolução tectônica do continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Corrdani (First Edit)*. Solarias Edições Culturais, Sao Paulo.
- Ibanez-Mejia, M., Ruiz, J., Valencia, V. A., Cardona, A., Gehrels, G. E., y Mora, A. R. 2011. The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, 191(1–2), pp. 58–77. doi: 10.1016/j.precamres.2011.09.005
- Iriondo, A., Arvizu, H. E., Paz-Moreno, F. A., Izaguirre, A., Velázquez-Santelíz, A. F., Velasco-Tapia, F., Martínez-Torres, L. M., Pérez-Arvizu, O., y Lozano-Santa Cruz, R. 2022. Major and trace element geochemistry of Permo-Triassic granitoids from NW Sonora, Mexico: Constraints on the origin of the Late Paleozoic-early Mesozoic Cordilleran magmatic arc along SW Laurentia. *Applied Geochemistry*, 143, pp. 105359. doi: 10.1016/j.apgeochem.2022.105359
- Iriondo, A. y Premo, W. R. 2011. 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. *Boletín del Instituto de Geología*, 118, pp. 25–55.

- Iriondo, A., Premo, W. R., Martínez-Torres, L. M., Budahn, J. R., Atkinson, W. W., Siems, D. F., y 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(1), pp. 154. doi: 10.1130/B25138.1
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., y Belousova, E. A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211(1–2), pp. 47–69. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.06.017
- Janoušek, V., Farrow, C. M., y Erban, V. 2006. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), pp. 1255–1259. doi: 10.1093/petrology/egl013
- Jiménez-Hernández, A., Jaimez-Fuentes, A., Motolinía-García, O., Pinzón-Salazar, T., y Membrillo-Ortega, H. 2005. Carta Geológica-Minera Huixtla D15-2 Chiapas, 1:250,000. Servicio Geológico Mexicano, Pachuca, México.
- Jochum, K. P., Nohl, U., Herwig, K., Lammel, E., Stoll, B., y Hofmann, A. W. 2005. GeoReM: A New Geochemical Database for Reference Materials and Isotopic Standards. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29(3), pp. 333–338. doi: 10.1111/j.1751-908X.2005.tb00904.x
- Johansson, Å., Bingen, B., Huhma, H., Waight, T., Vestergaard, R., Soesoo, A., Skridlaite, G., Krzeminska, E., Shumlyanskyy, L., Holland, M. E., Holm-Denoma, C., Teixeira, W., Faleiros, F. M., Ribeiro, B. V., Jacobs, J., Wang, C., Thomas, R. J., Macey, P. H., Kirkland, C. L., Hartnady, M. I. H., Eglington, B. M., Puetz, S. J., y Condie, K. C. 2022. A geochronological review of magmatism along the external margin of Columbia and in the Grenville-age orogens forming the core of Rodinia. *Precambrian Research*, 371(November 2021), pp. 106463. doi: 10.1016/j.precamres.2021.106463
- Johansson, Å., Meier, M., Oberli, F., y Wikman, H. 1992. The early evolution of the southwest swedish gneiss province: geochronological and isotopic evidence from southernmost Sweden. *Gff*, 114(4), pp. 457–458. doi: 10.1080/11035899209453911
- Juárez-Zúñiga, S., Solari, L. A., y Ortega-obregón, C. 2021. Permian igneous clasts from the Matzitz Formation, southern Mexico: isotopic constraints on the final amalgamation of Pangea. En J. B. Murphy, R. A. Strachan, & C. Quesada (Eds.), *Pannotia to Pangaea: Neoproterozoic and Paleozoic Orogenic Cycles in the Circum-Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publication, 503. doi: doi.org/10.1144/SP503-2019-238
- Juárez-Zúñiga, S., Solari, L. A., y Ortega-Obregón, C. 2019. Ordovician to Silurian igneous rocks in southern Mexico and Central America: geochronologic and isotopic constraints on paleogeographic models. *Journal of South American Earth Sciences*. Elsevier, 93(February), pp. 462–479. doi: 10.1016/j.jsames.2019.04.023
- Jung, C., Jung, S., Nebel, O., Hellebrand, E., Masberg, P., y Hoffer, E. 2009. Fluid-present melting of meta-igneous rocks and the generation of leucogranites - Constraints from garnet major- and trace element data, Lu-Hf whole rock-garnet ages and whole rock Nd-Sr-Hf-O isotope data. *Lithos*. Elsevier B.V., 111(3–4), pp. 220–235. doi: 10.1016/j.lithos.2008.11.008
- Karlstrom, K. E., Åhäll, K.-I., Harlan, S. S., Williams, M. L., McLelland, J., y Geissman, J. W. 2001. Long-lived (1.8–1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and

- implications for refining Rodinia. *Precambrian Research*, 111(1–4), pp. 5–30. doi: 10.1016/S0301-9268(01)00154-1
- Kelemen, P. B., Hanghøj, K., y Greene, A. R. 2007. One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. En *Treatise on Geochemistry* (Vols. 3–9). Elsevier. doi: 10.1016/B0-08-043751-6/03035-8
- Keppie, J. D. 2004. Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion year Odyssey. *International Geology Review*, 46(9), pp. 765–794. doi: 10.2747/0020-6814.46.9.765
- Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K. L., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., y Lopez, R. 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*, 120(3–4), pp. 365–389. doi: 10.1016/S0301-9268(02)00166-3
- Keppie, J. D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., y Lopez, R. 2001. A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. *Precambrian Research*, 112(3–4), pp. 165–181. doi: 10.1016/S0301-9268(00)00150-9
- Keppie, J. D., Nance, R. D., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Miller, B. V., Fox, D., Muise, J., Powell, J. T., Mumma, S. A., y Lee, J. W. K. 2004. Mid-Jurassic Tectonothermal Event Superposed on a Paleozoic Geological Record in the Acatlán Complex of Southern Mexico: Hotspot Activity During the Breakup of Pangea. *Gondwana Research*, 7(1), pp. 238–260. doi: 10.1016/S1342-937X(05)70323-3
- Kinny, P. D. y Maas, R. 2003. Lu – Hf and Sm – Nd isotope systems in zircon. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), pp. 327–341. doi: 10.2113/0530327
- Kirsch, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., y Solari, L. A. 2012. Permian-Carboniferous arc magmatism and basin evolution along the western margin of Pangea: Geochemical and geochronological evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 124(9–10), pp. 1607–1628. doi: 10.1130/B30649.1
- Korenaga, J. 2018. Crustal evolution and mantle dynamics through Earth history. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 376(2132). doi: 10.1098/rsta.2017.0408
- Krogh, T. E., Kamo, S. L., Sharpton, V. L., Marin, L. E., y Hildebrands, A. R. 1993. U–Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater. *Nature*, 366(6457), pp. 731–734. doi: 10.1038/366731a0
- Kullerød, L. y Dahlgren, S. H. 1993. Sm-Nd geochronology of Sveconorwegian granulite facies mineral assemblages in the Bamble Shear Belt, South Norway. *Precambrian Research*, 64(1–4), pp. 389–402. doi: 10.1016/0301-9268(93)90089-K
- Kurhila, M., Andersen, T., y Rämö, O. T. 2010. Diverse sources of crustal granitic magma: Lu-Hf isotope data on zircon in three Paleoproterozoic leucogranites of southern Finland. *Lithos*, 115(1–4), pp. 263–271. doi: 10.1016/j.lithos.2009.12.009
- Laurent, A. T., Bingen, B., Duchene, S., Whitehouse, M. J., Seydoux-Guillaume, A. magali, y Bosse, V. 2018a. Decoding a protracted zircon geochronological record in ultrahigh temperature granulite, and

- persistence of partial melting in the crust, Rogaland, Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer Berlin Heidelberg, 173(4). doi: 10.1007/s00410-018-1455-4
- Laurent, A. T., Duchene, S., Bingen, B., Bosse, V., y Seydoux-Guillaume, A. M. 2018b. Two successive phases of ultrahigh temperature metamorphism in Rogaland, S. Norway: Evidence from Y-in-monazite thermometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 36(8), pp. 1009–1037. doi: 10.1111/jmg.12425
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J. F., y Doucelance, R. 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5Ga. *Lithos*. Elsevier B.V., 205, pp. 208–235. doi: 10.1016/j.lithos.2014.06.012
- Lawlor, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R., y Sampson, D. E. 1999. U–Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*, 94(1–2), pp. 73–99. doi: 10.1016/S0301-9268(98)00108-9
- Lawton, T. F. y Molina-Garza, R. S. 2014. U-pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in north-central Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 126(9–10), pp. 1181–1199. doi: 10.1130/B30827.1
- Lawton, T. F., Sierra-Rojas, M. I., y Martens, U. 2021. Stratigraphic correlation chart of Carboniferous–Paleogene rocks of Mexico, adjacent southwestern United States, Central America, and Colombia. En U. Martens & R. S. Molina-Garza (Eds.), *Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins*. Geological Society of America, 546(05). doi: 10.1130/2020.2546(05)
- Lee, C.-T. A. y Bachmann, O. 2014. How important is the role of crystal fractionation in making intermediate magmas? Insights from Zr and P systematics. *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier B.V., 393, pp. 266–274. doi: 10.1016/j.epsl.2014.02.044
- Lefticariu, M., Perry, E. C., Ward, W. C., y Lefticariu, L. 2006. Post-Chicxulub depositional and diagenetic history of the northwestern Yucatan Peninsula, Mexico. *Sedimentary Geology*, 183(1–2), pp. 51–69. doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.09.008
- Li, C., Li, X., Li, Q., Guo, J., y Li, X. 2011. Directly determining $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotope ratios using thermal ionization mass spectrometry for geological samples without separation of Sm–Nd. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(10), pp. 2012. doi: 10.1039/c0ja00081g
- Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., Davidson, 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., y Vernikovsky, V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, 160(1–2), pp. 179–210. doi: 10.1016/j.precamres.2007.04.021
- Liew, T. . y McCulloch, M. . 1985. Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implications for models of crustal evolution: Evidence from a Nd-Sr isotopic and U-Pb zircon study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(2), pp. 587–600. doi: 10.1016/0016-7037(85)90050-X
- Liew, T. C. y Hofmann, A. W. 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(2), pp. 129–138. doi: 10.1007/BF00402106

- López, R., Cameron, K. L., y Jones, N. W. 2001. Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico. *Precambrian Research*, 107(3–4), pp. 195–214. doi: 10.1016/S0301-9268(00)00140-6
- Lugmair, G. W. y Carlson, W. R. 1978. The Sm-Nd history of KREEP. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 9, pp. 689–704.
- Lyon-Caen, H., Barrier, E., Lasserre, C., Franco, A., Arzu, I., Chiquin, L., Chiquin, M., Duquesnoy, T., Flores, O., Galicia, O., Luna, J., Molina, E., Porras, O., Requena, J., Robles, V., Romero, J., y Wolf, R. 2006. Kinematics of the North American–Caribbean–Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic–Motagua fault system. *Geophysical Research Letters*, 33(19), pp. L19309. doi: 10.1029/2006GL027694
- Makishima, A. 2015. *Thermal ionization mass spectrometry (TIMS)*. John Wiley & Sons, Weinheim, Alemania.
- Maldonado, R., Ortega-Gutiérrez, F., y Ortíz-Joya, G. A. 2018a. Subduction of Proterozoic to Late Triassic continental basement in the Guatemala suture zone: A petrological and geochronological study of high-pressure metagranitoids from the Chuacús complex. *Lithos*, 308–309, pp. 83–103. doi: 10.1016/j.lithos.2018.02.030
- Maldonado, R., Weber, B., Ortega-Gutiérrez, F., y Solari, L. A. 2018b. High-pressure metamorphic evolution of eclogite and associated metapelite from the Chuacús complex (Guatemala Suture Zone): Constraints from phase equilibria modelling coupled with Lu-Hf and U-Pb geochronology. *Journal of Metamorphic Geology*, 36(1), pp. 95–124. doi: 10.1111/jmg.12285
- Mandujano-Velazquez, J. J. y Keppie, J. D. 2009. Middle Miocene Chiapas fold and thrust belt of Mexico: a result of collision of the Tehuantepec Transform/Ridge with the Middle America Trench. En J. B. Murphy, J. D. Keppie, & A. J. Hynes (Eds.), *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society, London, Special Publications, 327(1). doi: 10.1144/SP327.4
- Mansfeld, J., Beunk, F. F., y Barling, J. 2005. 1.83–1.82 Ga formation of a juvenile volcanic arc—implications from U–Pb and Sm–Nd analyses of the Oskarshamn–Jönköping Belt, southeastern Sweden. *GFF*, 127(2), pp. 149–157. doi: 10.1080/11035890501272149
- Marion, K. W. M., Djibril, K. N. G., Guimollaire, N. D., y Patrick, A. K. 2021. Petrogenesis and U–Pb zircon dating of amphibolite in the Mewengo iron deposit, Nyong series, Cameroon: fingerprints of iron depositional geotectonic setting. *Arabian Journal of Geosciences*. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(10), pp. 872. doi: 10.1007/s12517-021-07235-8
- Martens, U., Brueckner, H. K., Mattinson, C. G., Liou, J. G., y Wooden, J. L. 2012. Timing of eclogite-facies metamorphism of the Chuacús complex, Central Guatemala: Record of Late Cretaceous continental subduction of North America's sialic basement. *Lithos*, 146–147, pp. 1–10. doi: 10.1016/j.lithos.2012.04.021
- Martens, U., Weber, B., y Valencia, V. A. 2010. U/Pb geochronology of Devonian and older Paleozoic beds in the southeastern Maya block, Central America: Its affinity with peri-Gondwanan terranes. *Geological Society of America Bulletin*, 122(5–6), pp. 815–829. doi: 10.1130/B26405.1

- Martin, A. J., Domènech, M., Stockli, D. F., y Gómez-Gras, D. 2022. Provenance and maximum depositional ages of Upper Triassic and Jurassic sandstone, north-eastern Mexico. *Basin Research*, 34(3), pp. 1164–1190. doi: 10.1111/bre.12654
- Martínez-Amador, H., Cardoso-Vásquez, E. A., Ramírez-Tello, E., Miembrillo-Ortega, H., y Minjares-Rivera, V. 2006. Carta Geológico-Minera Las Margaritas E15-12 D15-3, Chiapas. 1:250000. Servicio Geológico Mexicano, Pachuca, Hgo., México. http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/114_E15-12-D15-3_GM.pdf
- Martínez-Amador, H., Rosendo-Brito, B., Fitz-Bravo, C., Tinajera-Fuentes, E., y Beltrán-Castillo, H. D. 2005. Carta Geológica-Minera Tuxtla Gutiérrez E15-11, Chiapas y Oaxaquia. 1:250.000. Servicio Geológico Mexicano, Pachuca, Hgo., México. http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/107_E15-11_GM.pdf
- Martínez-Sánchez, E., Hernández-Treviño, T., Villanueva-Lascurain, D., Espejo-Bautista, G., López-Díaz, F., Solari, L. A., y Solís-Pichardo, G. 2016. Magmatism in the Sierra Madre oriental: Geology, Geochemistry and Geochronology from Maxala Granitoid, Hidalgo and Veracruz, México. En 10th South American Symposium on Isotope Geology, pp. 146.
- Martini, M. y Ortega-Gutiérrez, F. 2018. Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth-Science Reviews*, 183, pp. 38–55. doi: 10.1016/j.earscirev.2016.06.013
- Mason, T. F. D., Weiss, D. J., Horstwood, M., Parrish, R. R., Russell, S. S., Mullane, E., y Coles, B. J. 2004. High-precision Cu and Zn isotope analysis by plasma source mass spectrometry Part 2. Correcting for mass discrimination effects. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 19(2), pp. 218. doi: 10.1039/b306953b
- McDonough, W. F. y Sun, S. s. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4), pp. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4
- McKee, J. W., Jones, N. W., y Anderson, T. H. 1988. Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology*, 16(1), pp. 37. doi: 10.1130/0091-7613(1988)016<0037:LDBARO>2.3.CO;2
- McKee, J. W., Jones, N. W., Anderson, T. H., Bartolini, C., Wilson, J. L., y Lawton, T. F. 1999. Late Paleozoic and early Mesozoic history of the las Delicias terrane, Coahuila, Mexico. En C. Bartolini, J. L. Wilson, & T. F. Lawton (Eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*. Geological Society of America, Special Papers, 340.
- Melo, M. G., Stevens, G., Lana, C., Pedrosa-Soares, A. C., Frei, D., Alkmim, F. F., y Alkmim, L. A. 2017. Two cryptic anatexis events within a syn-collisional granitoid from the Araçuaí orogen (southeastern Brazil): Evidence from the polymetamorphic Carlos Chagas batholith. *Lithos*. Elsevier B.V., 277, pp. 51–71. doi: 10.1016/j.lithos.2016.10.012
- Menuge, J. F. 1988. The petrogenesis of massif anorthosites: a Nd and Sr isotopic investigation of the Proterozoic of Rogaland/Vest-Agder, SW Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(3), pp. 363–373. doi: 10.1007/BF00375186
- Merdith, A. S., Collins, A. S., Williams, S. E., Pisarevsky, S., Foden, J. D., Archibald, D. B., Blades, M. L., Alessio, B. L., Armistead, S., Plavsá, D., Clark, C., y Müller, R. D. 2017. A full-plate global

- reconstruction of the Neoproterozoic. *Gondwana Research*. 50, pp. 84–134. doi: 10.1016/j.gr.2017.04.001
- Merdith, A. S., Williams, S. E., Collins, A. S., Tetley, M. G., Mulder, J. A., Blades, M. L., Young, A., Armistead, S. E., Cannon, J., Zahirovic, S., y Müller, R. D. 2021. Extending full-plate tectonic models into deep time: Linking the Neoproterozoic and the Phanerozoic. *Earth-Science Reviews*. Elsevier B.V., 214(October 2020), pp. 103477. doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103477
- Mezger, K., Essene, E. J., y Halliday, A. N. 1992. Closure temperatures of the Sm—Nd system in metamorphic garnets. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(3), pp. 397–409. doi: 10.1016/0012-821X(92)90141-H
- Mezri, L., Le Pourhiet, L., Wolf, S., y Burov, E. 2015. New parametric implementation of metamorphic reactions limited by water content, impact on exhumation along detachment faults. *Lithos*. Elsevier B.V., 236–237, pp. 287–298. doi: 10.1016/j.lithos.2015.08.021
- Middlemost, E. A. K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4), pp. 215–224. doi: 10.1016/0012-8252(94)90029-9
- Miller, J. S., Matzel, J. E. P., Miller, C. F., Burgess, S. D., y Miller, R. B. 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167(1–4), pp. 282–299. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2007.04.019
- Misra, S. N. 1971. Chemical distinction of high-grade ortho-and para-metabasites. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 51(1965), pp. 311–316.
- Molina-Garza, R. S., Geissman, J. W., Wawrzyniec, T. F., Peña Alonso, T. A., Iriondo, A., Weber, B., y Aranda-Gómez, J. 2015. Geology of the coastal Chiapas (Mexico) Miocene plutons and the Tonalá shear zone: Syntectonic emplacement and rapid exhumation during sinistral transpression. *Lithosphere*, 7(3), pp. 257–274. doi: 10.1130/L409.1
- Molina-Garza, R. S., Lawton, T. F., Barboza-Gudiño, J. R., Sierra-Rojas, M. I., Figueroa Guadarrama, A., y Pindell, J. 2020. Geochronology and correlation of the Todos Santos Group, western Veracruz and eastern Oaxaca States, Mexico: Implications for regional stratigraphic relations and the rift history of the Gulf of Mexico. En U. Martens & R. S. Molina-Garza (Eds.), *Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins* 546(06). Geological Society of America. doi: 10.1130/2020.2546(06)
- Molina-Garza, R. S., Van der Voo, R., y Urrutia-Fucugauchi, J. 1992. Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico: evidence for rotation of the Maya Block and implications for the opening of the Gulf of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 104(9), pp. 1156–1168. doi: 10.1130/0016-7606(1992)104<1156:POTCMS>2.3.CO;2
- Möller, C., Andersson, J., Lundqvist, I., y Hellström, F. 2007. Linking deformation, migmatite formation and zircon U-Pb geochronology in polymetamorphic orthogneisses, Sveconorwegian Province, Sweden. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(7), pp. 727–750. doi: 10.1111/j.1525-1314.2007.00726.x
- Monreal-Roque, E. 2022. Petrogénesis y evolución tectónica de las rocas ígneas y metamórficas en el Complejo del Macizo de Chiapas: transecto Las Palmas – Toluca. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, B.C., 128 pp.

- Mora, J. C., Layer, P. W., y Jaimes-Viera, M. C. 2012. New $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ ages from the Central Part of the Chiapanecan Volcanic Arc, Chiapas, México. *Geofísica Internacional*, 51(1), pp. 39–49.
- Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., y González-Torres, E. A. 2018. Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico. *Earth-Science Reviews*. Elsevier B.V, 183, pp. 85–114. doi: 10.1016/j.earscirev.2017.01.010
- Mosher, S. 1998. Tectonic evolution of the southern Laurentian Grenville orogenic belt. *Bulletin of the Geological Society of America*, 110(11), pp. 1357–1375. doi: 10.1130/0016-7606(1998)110<1357:TEOTSL>2.3.CO;2
- Mosher, S., Hoh, A. M., Zumbro, J. A., y Reese, J. F. 2004. Tectonic evolution of the eastern Llano uplift, central Texas: A record of Grenville orogenesis along the southern Laurentian margin. En R. P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland, & M. J. Bartholomew (Eds.), *Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America*. Memoir of the Geological Society of America. doi: 10.1130/0-8137-1197-5.783
- Mosher, S., Levine, J. S. F., y Carlson, W. D. 2008. Mesoproterozoic plate tectonics: A collisional model for the Grenville-aged orogenic belt in the Llano uplift, central Texas. *Geology*, 36(1), pp. 55–58. doi: 10.1130/G24049A.1
- Mullen, E. D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62(1), pp. 53–62. doi: 10.1016/0012-821X(83)90070-5
- Murillo-Muñetón, G. 1994. Granulites and post-granulite plutons from the La Mixtequita Area, State of Oaxaca in Southern Mexico, and their tectonic significance. Master Thesis. University of Southern California, 186 pp.
- Nabelek, P. I. 2020. Petrogenesis of leucogranites in collisional orogens. En V. Janoušek, B. Bonin, W. J. Collins, F. Farina, & P. Bowden (Eds.), *Post-Archean granitic rocks: petrogenetic processes and tectonic environments*. Geological Society, London, Special Publication, 491(1). doi: 10.1144/SP491-2018-181
- Nabelek, P. I. y Liu, M. 2004. Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 95(1–2), pp. 73–85. doi: 10.1017/s0263593300000936
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), pp. 757–775. doi: 10.1016/0016-7037(74)90149-5
- Nance, R. D., Murphy, J. B., Strachan, R. A., Keppie, J. D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Quesada, C., Linnemann, U., D’lemos, R., y Pisarevsky, S. A. 2008. Neoproterozoic-early Palaeozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian v. West African connections. En H. Ennih & J.-P. Liégeois (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton*. Geological Society of London, 297(1). doi: 10.1144/SP297.17
- Nasdala, L., Corfu, F., Valley, J. W., Spicuzza, M. J., Wu, F. Y., Li, Q. L., Yang, Y. H., Fisher, C., Münker, C., Kennedy, A. K., Reiners, P. W., Kronz, A., Wiedenbeck, M., Wirth, R., Chanmuang, C., Zeug, M., Váczi, T., Norberg, N., Häger, T., Kröner, A., y Hofmeister, W. 2016. Zircon M127 – A Homogeneous

- Reference Material for SIMS U–Pb Geochronology Combined with Hafnium, Oxygen and, Potentially, Lithium Isotope Analysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 40(4), pp. 457–475. doi: 10.1111/ggr.12123
- Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y., Mezger, K., y 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(1–2), pp. 23–37. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.02.008
- O’Nions, R. K., Carter, S. R., Evensen, N. M., y Hamilton, P. J. 1979. Geochemical and cosmochemical applications of Nd isotope analysis. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2729, pp. 11–38.
- Ohta, T. y Arai, H. 2007. Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, 240(3–4), pp. 280–297. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.02.017
- Ordóñez-Carmona, O., Restrepo Álvarez, J. J., y Pimentel, M. M. 2006. Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), pp. 372–382. doi: 10.1016/j.jsames.2006.07.005
- Ortega-Flores, B., Solari, L. A., y Martini, M. 2021. Multidimensional Scaling (MDS): A quantitative approximation of zircon ages to sedimentary provenance with some examples from Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*. Elsevier Ltd, 110(April), pp. 103347. doi: 10.1016/j.jsames.2021.103347
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Macías-Romo, C., Combata-Ariza, L. A., Sánchez-Zavala, J. L., Alcántara-Torres, M. Y., y Reyes-Salas, A. M. 2022. The enigmatic Ayú metamorphic complex of southern Mexico: A late Palaeozoic polyorogenic metasedimentary prism of the Acatlán Complex reworked in the Jurassic. *Journal of South American Earth Sciences*. Pergamon, 116, pp. 103755. doi: 10.1016/j.jsames.2022.103755
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Luna-González, L., y Schaaf, P. 2014. A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico. *Gondwana Research*. Elsevier B.V., 26(3–4), pp. 834–868. doi: 10.1016/j.gr.2014.05.002
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., y Luna-González, L. 2018. The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*. Elsevier, 183, pp. 2–37. doi: 10.1016/j.earscirev.2018.03.006
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., y Centeno-García, E. 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12), pp. 1127. doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<1127:OAPMAT>2.3.CO;2
- Ortega-Obregon, C., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Sole, J., y Moran-Ical, S. 2008. Middle-Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal-Salama area, central Guatemala: Implications for North America-Caribbean plate tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 120(5–6), pp. 556–570. doi: 10.1130/B26238.1
- Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., y Macías-Romo, C. 2014. Permian–Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U–Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of

- Gondwana. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), pp. 1287–1300. doi: 10.1007/s00531-013-0933-1
- Paces, J. B. y Miller, J. D. 1993. Precise U-Pb Ages of Duluth Complex and Related Mafic Intrusions, Northeastern Minnesota: Geochronological Insights to Physical, Petrogenetic, Paleomagnetic and Tectonomagmatic Processes Associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System. *Journal of Geophysical Research*, 98(B8), pp. 13997–14013. doi: doi:10.1029/9; <http://dx.doi.org/10.1029/93JB01159>
- Parolari, M., Martini, M., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Errázuriz-Henao, C., y Cavazos-Tovar, J. G. 2022. The petrogenesis of Early–Middle Jurassic magmatism in southern and central Mexico and its role during the break-up of Western Pangaea. *Geological Magazine, February*, pp. 1–20. doi: 10.1017/s0016756822000061
- Passchier, C. W. y Trouw, R. A. 2005. *Microtectonics*. Segunda Ed. Springer-Verlag, Berlin, Alemania.
- Patchett, P. J. 1983. Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 47(1), pp. 81–91. doi: 10.1016/0016-7037(83)90092-3
- Patchett, P. J. y Ruiz, J. 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96(4), pp. 523–528. doi: 10.1007/BF01166697
- Patchett, P. J. y Tatsumoto, M. 1980. A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75(3), pp. 263–267. doi: 10.1007/BF01166766
- Patchett, P. J., Todt, W., y Gorbatshev, R. 1987. Origin of continental crust of 1.9–1.7 ga age: Nd isotopes in the Svecofennian orogenic terrains of Sweden. *Precambrian Research*, 35, pp. 145–160. doi: 10.1016/0301-9268(87)90050-7
- Patiño-Douce, A. E. y Beard, J. S. 1995. Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, 36(3), pp. 707–738. doi: 10.1093/petrology/36.3.707
- Payne, J. L., McInerney, D. J., Barovich, K. M., Kirkland, C. L., Pearson, N. J., y Hand, M. 2016. Strengths and limitations of zircon Lu-Hf and O isotopes in modelling crustal growth. *Lithos*. Elsevier B.V., 248–251, pp. 175–192. doi: 10.1016/j.lithos.2015.12.015
- Pearce, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En R. S. Thorpe (Ed.), *Orogenic andesites and related rocks*. John Wiley and Sons, Chichester, England. <http://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8625%0A>
- Pearce, J. A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4), pp. 120–125. doi: 10.18814/epiugs/1996/v19i4/005
- Pearce, J. A. y Gale, G. H. 1977. Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 7(1), pp. 14–24. doi: 10.1144/GSL.SP.1977.007.01.03

- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., y Tindle, A. G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), pp. 956–983. doi: 10.1093/petrology/25.4.956
- Peccerillo, A. y Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), pp. 63–81. doi: 10.1007/BF00384745
- Peel, K., Weiss, D., Chapman, J., Arnold, T., y Coles, B. 2007. A simple combined sample–standard bracketing and inter-element correction procedure for accurate and precise Zn and Cu isotope ratio measurements. *J. Anal. At. Spectrom.*, 23(22), pp. 1–8. doi: 10.1039/B710977F
- Pietranik, A. B., Hawkesworth, C. J., Storey, C. D., Kemp, A. I. S., Sircombe, K. N., Whitehouse, M. J., y Bleeker, W. 2008. Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga: New evidence from detrital zircons, Slave craton, Canada. *Geology*, 36(11), pp. 875. doi: 10.1130/G24861A.1
- Pimentel, M. M. y Charnley, N. 1991. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in late-stage granitic rocks: An example from central Brazil. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 86(2), pp. 123–138. doi: 10.1016/0168-9622(91)90058-5
- Pindell, J. L. y Kennan, L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: An update. En K. H. James, M. A. Lorente, & J. L. Pindell (Eds.), *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publication, 328. doi: 10.1144/SP328.1
- Pindell, J. L., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., y Weber, B. 2021. A revised synthesis of the rift and drift history of the Gulf of Mexico and surrounding regions in the light of improved age dating of the Middle Jurassic salt. En I. Davison, J. N. F. Hull, & J. Pindell (Eds.), *The Basins, Orogens and Evolution of the Southern Gulf of Mexico and Northern Caribbean*. Geological Society, London, Special Publications, 504(1). doi: 10.1144/SP504-2020-43
- Piraquive, A., Kammer, A., Bernet, M., Cramer, T., von Quadt, A., y Gómez, C. 2022. Neoproterozoic to Jurassic tectono-metamorphic events in the Sierra Nevada de Santa Marta Massif, Colombia: insights from zircon U-Pb geochronology and trace element geochemistry. *International Geology Review*. Taylor & Francis, 64(14), pp. 1933–1965. doi: 10.1080/00206814.2021.1961317
- Piraquive, A., Kammer, A., Gómez, C., Bernet, M., Muñoz-Rocha, J. A., Quintero, C. A., Laurent, O., von Quadt, A., y Peña-Urueña, M. L. 2021. Middle-Late Triassic metamorphism of the Guajira Archbasement: Insights from zircon U–Pb and Lu–Hf systematics. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, pp. 103397. doi: 10.1016/j.jsames.2021.103397
- Pisarevsky, S. A., Elming, S.-Å., Pesonen, L. J., y Li, Z.-X. 2014. Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond. *Precambrian Research*. Elsevier B.V., 244(1), pp. 207–225. doi: 10.1016/j.precamres.2013.05.014
- Pollington, A. D. y Baxter, E. F. 2010. High resolution Sm–Nd garnet geochronology reveals the uneven pace of tectonometamorphic processes. *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier B.V., 293(1–2), pp. 63–71. doi: 10.1016/j.epsl.2010.02.019
- Pompa-Mera, V. 2009. Geoquímica y geocronología de los complejos intrusivos en el sureste de Chiapas, México. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, 157 pp.

- Poole, F. G., Perry, W. J., Madrid, R. J., y 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. En *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*. Geological Society of America, 393(21). doi: 10.1130/0-8137-2393-0.543
- Prol-Ledesma, R.-M., Melgarejo, J. C., y Martin, R. F. 2012. The El Muerto “NYF” Granitic Pegmatite, Oaxaca, Mexico, and Its Striking Enrichment In Allanite-(Ce) and Monazite-(Ce). *The Canadian Mineralogist*, 50(4), pp. 1055–1076. doi: 10.3749/canmin.50.4.1055
- Quintana-Delgado, J. A. 2021. Estudio Petrogenético del basamento metamórfico proterozoico en la sierra del Sur de Chiapas (municipio de Capitán Luis Ángel Vidal y alrededores). Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., 143 pp.
- Ramírez-Calderón, M., Bedoya, A., Abdullin, F., Martini, M., Solari, L., y Ortega-Obregón, C. 2021. Triassic breakup of Pangea in southern Mexico: Thermochemical evidence from the Tianguistengo formation. *Geochemistry*, 81(3), pp. 125776. doi: 10.1016/j.chemer.2021.125776
- Ramírez-Fernández, J. A., Alemán-Gallardo, E. A., Cruz-Castillo, D., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Becchio, R., De León-Barragán, L., y Casas-Peña, J. M. 2021. Early Mississippian precollisional, peri-Gondwanan volcanic arc in NE-Mexico: Aserradero Rhyolite from Ciudad Victoria, Tamaulipas. *International Journal of Earth Sciences*. Springer Berlin Heidelberg, 110(7), pp. 2435–2463. doi: 10.1007/s00531-021-01992-3
- Ramos, E. L. 1975. Geological summary of the Yucatan Peninsula. En A. E. M. Nairn (Ed.), *The Gulf of Mexico and the Caribbean*. Springer US, Boston, MA. doi: 10.1007/978-1-4684-8535-6_7
- Rapp, R. P., Watson, E. B., y Miller, C. F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, 51(1–4), pp. 1–25. doi: 10.1016/0301-9268(91)90092-O
- Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., Stübner, K., Nelson, B. K., Herrmann, U., Weber, B., López-Martínez, M., Jonckheere, R., Sperner, B., Tichomirowa, M., McWilliams, M. O., Gordon, M., Meschede, M., y Bock, P. 2009. The North American-Caribbean Plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras. *Geological Society of London, Special Publications*, 328(1), pp. 219–293. doi: 10.1144/SP328.11
- Rendón-Vázquez, D. 2022. Caracterización petrogenética e isotópica del basamento cristalino de la porción centro-sureste del Macizo de Chiapas (poblado Ampliación Lagunas). Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada.
- Restrepo-Echavarría, J. L. y Giraldo-Albornoz, O. A. 2018. Petrografía y Geocronología (U-Pb) de las Migmatitas de Florencia, en el Complejo Garzón, Departamento de Caquetá. Tesis de Licenciatura. Universidad de Caldas, 126 pp.
- Restrepo-Pace, P. A., Ruiz, J., Gehrels, G. E., y Cosca, M. 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3–4), pp. 427–441. doi: 10.1016/S0012-821X(97)00091-5

- Restrepo, J. J. y Toussaint, J. F. 1990. Cenozoic arc magmatism of northwestern Colombia. En S. M. Kay & C. W. Rapela (Eds.), *Plutonism from Antarctica to Alaska (Special Pa)*. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Ripa, M. y Stephens, M. B. 2020a. Chapter 10 Magmatism (1.6–1.4 Ga) and Mesoproterozoic sedimentation related to intracratonic rifting coeval with distal accretionary orogenesis. En M. B. Stephens & J. Bergman-Weiher (Eds.), *Lithotectonic Framework, Tectonic Evolution and Mineral Resources 50(1)*. Geological Society of London, Memoirs. doi: 10.1144/M50-2017-4
- Ripa, M. y Stephens, M. B. 2020b. Chapter 9 Continental magmatic arc and siliciclastic sedimentation in the far-field part of a 1.7 Ga accretionary orogen. En M. B. Stephens & J. Bergman-Weiher (Eds.), *Lithotectonic Framework, Tectonic Evolution and Mineral Resources 50(1)*. Geological Society of London, Memoirs. doi: 10.1144/M50-2017-3
- Rivera-Moreno, E. N. 2021. Basamento metamórfico de la parte alta del complejo del macizo de Chiapas entre Cusatepec y Monterrey (municipio de La Concordia)- geología, petrografía y métodos isotópicos. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, 115 pp.
- Rivers, T. 2012. Upper-crustal orogenic lid and mid-crustal core complexes: signature of a collapsed orogenic plateau in the hinterland of the Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49(1), pp. 1–42. doi: 10.1139/e11-014
- Roberts, N. M. W. y Slagstad, T. 2015. Continental growth and reworking on the edge of the Columbia and Rodinia supercontinents; 1.86–0.9 Ga accretionary orogeny in southwest Fennoscandia. *International Geology Review*. Taylor & Francis, 57(11–12), pp. 1582–1606. doi: 10.1080/00206814.2014.958579
- Roberts, N. M. W. y Spencer, C. J. 2015. The zircon archive of continent formation through time. En N. M. W. Roberts, M. Van Kranendonk, S. Parman, S. Shirey, & P. D. Clift. (Eds.), *Continent Formation Through Time*. Geological Society of London, Special Publications, 389(1). doi: 10.1144/SP389.14
- Rollinson, H. 1993. *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Pearson Education Limited, Edinburgh Gate, Inglaterra.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H., y Quiroz-Barroso, S. 2005. The Tuzancoa Formation: Evidence of an Early Permian Submarine Continental Arc in East-Central Mexico. *International Geology Review*, 47, pp. 901–919. doi: 10.2747/0020-6814.47.9.901
- Ross, C. H., Stockli, D. F., Rasmussen, C., Gulick, S. P. S., de Graaff, S. J., Claeys, P., Zhao, J., Xiao, L., Pickersgill, A. E., Schmieder, M., Kring, D. A., Wittmann, A., y Morgan, J. V. 2022. Evidence of Carboniferous arc magmatism preserved in the Chicxulub impact structure. *Bulletin of the Geological Society of America*, 134(1–2), pp. 241–260. doi: 10.1130/B35831.1
- Ross, P. y Bédard, J. H. 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46(11), pp. 823–839. doi: 10.1139/E09-054
- Rubatto, D. y Gebauer, D. 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps. En M. Pagel, V. Barbin, P. Blanc, & D. Ohnenstetter (Eds.), *Cathodoluminescence in geosciences (1a ed.)*. Springer, Heidelberg, Alemania.

- Rudnick, R. L. y Gao, H. D. 2005. Composition of the continental crust. En R. L. Rudnick, H. D. Holland, & K. K. Turekian (Eds.), *The Crust* (primera). Elsevier Ltd, Kidlington y Oxford.
- Ruiz, J., Patchett, P. J., y Ortega-Gutierrez, F. 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Bulletin of the Geological Society of America*, 100(2), pp. 274–281. doi: 10.1130/0016-7606(1988)100<0274:PAPBTO>2.3.CO;2
- Russell, W. A., Papanastassiou, D. A., y Tombrello, T. A. 1978. Ca isotope fractionation on the Earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8), pp. 1075–1090. doi: 10.1016/0016-7037(78)90105-9
- Rutanen, H. y Andersson, U. B. 2008. Mafic plutonic rocks in a continental-arc setting: geochemistry of 1.87-1.78 Ga rocks from south-central Sweden and models of their palaeotectonic setting. *Geological Journal*, 44, pp. n/a-n/a. doi: 10.1002/gj.1133
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., y Fletcher, I. R. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), pp. 453–488. doi: 10.1016/S1342-937X(05)70755-3
- Saunders, A. D., Storey, M., Kent, R. W., y Norry, M. J. 1992. Consequences of plume-lithosphere interactions. En B. C. Storey, T. Alabaster, & R. J. Pankhurst (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society, London, Special Publications, 68(1). doi: 10.1144/GSL.SP.1992.068.01.04
- Schaaf, P., Heinrich, W., y Besch, T. 1994. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118(1–4), pp. 63–84. doi: 10.1016/0009-2541(94)90170-8
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Ortega-Gutiérrez, F., y Köhler, H. 2002. The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 225(1), pp. 1–23. doi: 10.1127/njgpa/225/2002/1
- Schndl, E. S. y Gorton, M. P. 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3), pp. 629–642. doi: 10.2113/gsecongeo.97.3.629
- Schärer, U., Wilmar, E., y Duchesne, J.-C. 1996. The short duration and anorogenic character of anorthosite magmatism: UPb dating of the Rogaland complex, Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 139(3–4), pp. 335–350. doi: 10.1016/0012-821X(96)00033-7
- Scherer, E. E., Cameron, K. L., y Blichert-Toft, J. 2000. Lu–Hf garnet geochronology: closure temperature relative to the Sm–Nd system and the effects of trace mineral inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(19), pp. 3413–3432. doi: 10.1016/S0016-7037(00)00440-3
- Scherer, E. E., Münker, C., y Mezger, K. 2001. Calibration of the Lutetium-Hafnium Clock. *Science*, 293(5530), pp. 683–687. doi: 10.1126/science.1061372
- Schmitt, A. K., Grove, M., Harrison, T. M., Lovera, O., Hulen, J., y Walters, M. 2003. The Geysers - Cobb Mountain Magma System, California (Part 1): U-Pb zircon ages of volcanic rocks, conditions of

- zircon crystallization and magma residence times. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(18), pp. 3423–3442. doi: 10.1016/S0016-7037(03)00140-6
- Schmitt, A. K., Klitzke, M., Gerdes, A., y Schäfer, C. 2017. Zircon Hafnium–Oxygen Isotope and Trace Element Petrochronology of Intraplate Volcanic Rocks from the Eifel (Germany) and Implications for Mantle versus Crustal Origins of Zircon Megacrysts. *Journal of Petrology*, 58(9), pp. 1841–1870. doi: 10.1093/petrology/egx075
- Schmitt, A. K., Magee Jr., C. W., Williams, I. S., Holden, P., Ireland, T. R., DiBugnara, D. L., y Bodorkos, S. 2019. Oxygen isotopic heterogeneity in the Temora-2 reference zircon. En *Geoscience Australia*. doi: 10.11636/Record.2019.004
- Schmitt, A. K. y Vazquez, J. A. 2017. Secondary Ionization Mass Spectrometry Analysis in Petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), pp. 199–230. doi: 10.2138/rmg.2017.83.7
- Schoene, B. 2014. U–Th–Pb Geochronology. En *Treatise on Geochemistry*. Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00310-7
- Schulze, C. 2011. Petrología y geoquímica de las rocas del área de Pluma Hidalgo, Oaxaca e implicaciones tectónicas para el Proterozoico de Oaxaquia. Tesis de Doctorado. Universidad Autónoma Nacional de México, 311 pp.
- Schwindinger, M., Weinberg, R. F., y Clos, F. 2019. Wet or dry? The difficulty of identifying the presence of water during crustal melting. *Journal of Metamorphic Geology*, 37(3), pp. 339–358. doi: 10.1111/jmg.12465
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R. C. 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico*. Geological Society of America, 278.
- Shand, S. J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. John Wiley & Sons, New York.
- Shchepetilnikova, V., Solé, J., Solari, L., y Abdullin, F. 2015. A chronological and chemical zircon study of some pegmatite dikes and lenses from the central part (Ayoquezco-Ejutla) of the Oaxacan Complex, southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(1), pp. 123–143.
- Siivola, J. y Schmid, R. 2007. List of Mineral abbreviations. En: IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks.
- Skyttä, P., Weihed, P., Högdahl, K., Bergman, S., y Stephens, M. B. 2020. Chapter 4 Paleoproterozoic (2.0–1.8 Ga) syn-orogenic sedimentation, magmatism and mineralization in the Bothnia–Skellefteå lithotectonic unit, Svecokarelian orogen. En M. B. Stephens & J. Bergman-Weihed (Eds.), *Sweden: Lithotectonic Framework, Tectonic Evolution and Mineral Resources 50(1)*. Geological Society of London, *Memoirs*. doi: 10.1144/M50-2017-10
- 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., y Whitehouse, M. J. 2008. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1–2), pp. 1–35. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.11.005

- Smit, M. A., Scherer, E. E., y Mezger, K. 2013a. Lu-Hf and Sm-Nd garnet geochronology: Chronometric closure and implications for dating petrological processes. *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier B.V., 381, pp. 222–233. doi: 10.1016/j.epsl.2013.08.046
- Smit, M. A., Scherer, E. E., y Mezger, K. 2013b. Lu–Hf and Sm–Nd garnet geochronology: Chronometric closure and implications for dating petrological processes. *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier B.V., 381, pp. 222–233. doi: 10.1016/j.epsl.2013.08.046
- Söderlund, U., Isachsen, C. E., Bylund, G., Heaman, L. M., Jonathan Patchett, P., Vervoort, J. D., y Andersson, U. B. 2005. U–Pb baddeleyite ages and Hf, Nd isotope chemistry constraining repeated mafic magmatism in the Fennoscandian Shield from 1.6 to 0.9 Ga. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(2), pp. 174–194. doi: 10.1007/s00410-005-0011-1
- Solari, L. A., Aranda-Gómez, J. J., Moreno-Arredondo, A., y Maldonado, R. 2022. U-Pb age of a late Cenozoic ultra-high temperature metamorphic event under Central Mexico, as inferred from granulite xenoliths from Cerro El Toro, Mexico. *International Geology Review*. Taylor & Francis, 00(00), pp. 1–22. doi: 10.1080/00206814.2022.2045640
- Solari, L. A., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., y Keppie, J. D. 2001. The 275 Ma arc-related La Carbonera stock in the northern Oaxacan Complex of southern Mexico: U-Pb geochronology and geochemistry. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(2), pp. 149–161. <http://rmcg.geociencias.unam.mx/index.php/rmcg/article/view/991>
- Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., y Ortega-Obregón, C. 2011. The chuacús metamorphic complex, central Guatemala: Geochronological and geochemical constraints on its paleozoic-mesozoic evolution. *Geologica Acta*, 9(3), pp. 329–350.
- Solari, L. A., González-León, C. M., Ortega-Obregón, C., Valencia-Moreno, M., y Rascón-Heimpel, M. A. 2018. The Proterozoic of NW Mexico revisited: U–Pb geochronology and Hf isotopes of Sonoran rocks and their tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences*. Springer Berlin Heidelberg, 107(3), pp. 845–861. doi: 10.1007/s00531-017-1517-2
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. ., Lopez, R., y Hames, W. . 2003. 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365(1–4), pp. 257–282. doi: 10.1016/S0040-1951(03)00025-8
- Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., y Schaaf, P. 2010. Refining the age of magmatism in the Altos Cuchumatanes, western Guatemala, by LA–ICPMS, and tectonic implications. *International Geology Review*, 52(9), pp. 977–998. doi: 10.1080/00206810903216962
- Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Ortega-Obregón, C., Macías-Romo, C., y Reyes-Salas, M. 2014. Detrital provenance of the Grenvillian Oaxacan Complex, southern Mexico: a zircon perspective. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), pp. 1301–1315. doi: 10.1007/s00531-013-0938-9
- Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Schaaf, P., Norman, M., de león, R. T., Ortega-Obregón, C., Chiquín, M., y Ical, S. M. 2009. U-Pb zircon geochronology of Palaeozoic units in Western and Central Guatemala: insights into the tectonic evolution of Middle America. En K. H. James, M. A. Lorente, & J. L. Pindell (Eds.), *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publications, 328(1). doi: 10.1144/SP328.12

- Solari, L. A., Ortega-Obregón, C., Ortega-Gutiérrez, F., y Elías-Herrera, M. 2020. Origin and evolution of the Grenvillian Oaxacan Complex, southern Mexico: Hf isotopic and U-Pb geochronologic constraints. En U. Martens & R. S. Molina Garza (Eds.), *Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins*. Geological Society of America. doi: 10.1130/2020.2546(03)
- Song, S., Wang, M., Wang, C., y Niu, Y. 2015. Magmatism during continental collision, subduction, exhumation and mountain collapse in collisional orogenic belts and continental net growth: A perspective. *Science China Earth Sciences*, 58(8), pp. 1284–1304. doi: 10.1007/s11430-015-5102-x
- Spencer, C. J., Kirkland, C. L., y Taylor, R. J. M. 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U–Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*. Elsevier Ltd, 7(4), pp. 581–589. doi: 10.1016/j.gsf.2015.11.006
- Spikings, R. y Paul, A. N. 2019. The Permian – Triassic History of Magmatic Rocks of the Northern Andes (Colombia and Ecuador): Supercontinent Assembly and Disassembly. En J. Gómez & A. O. Pinilla-Pachon (Eds.), *The Geology of Colombia: Vol. 2 Mesozoic*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales, Bogotá. doi: https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.01
- Stacey, J. S. y Kramers, J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), pp. 207–221. doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6
- Steiger, R. H. y Jäger, E. 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3), pp. 359–362. doi: 10.1016/0012-821X(77)90060-7
- Stephens, M. B., Bergström, U., y Wahlgren, C.-H. 2020. Chapter 14 Regional context and lithotectonic framework of the 1.1–0.9 Ga Sveconorwegian orogen, southwestern Sweden. En M. B. Stephens & J. Bergman-Weihed (Eds.), *Sweden: Lithotectonic Framework, Tectonic Evolution and Mineral Resources*. 50(1). Geological Society of London, Memoirs. doi: 10.1144/M50-2018-17
- Stern, R. J. y Dickinson, W. R. 2010. The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin. *Geosphere*, 6(6), pp. 739–754. doi: 10.1130/GES00585.1
- Stracke, A., Scherer, E. E., y Reynolds, B. C. 2014. Application of Isotope Dilution in Geochemistry. En *Treatise on Geochemistry*. 2^a ed. Elsevier. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.01404-2
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1), pp. 1–33. doi: 10.1016/0012-8252(76)90052-0
- Sundell, K. E., Gehrels, G. E., y Pecha, M. E. 2021. Rapid U-Pb Geochronology by Laser Ablation Multi-Collector ICP-MS. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 45(1), pp. 37–57. doi: 10.1111/ggr.12355
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M., y Dragusanu, C. 2000. JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*, 168(3–4), pp. 279–281. doi: 10.1016/S0009-2541(00)00198-4

- Tazzo-Rangel, M. D., Weber, B., González-Guzmán, R., Valencia, V. A., Frei, D., Schaaf, P., y Solari, L. A. 2019. Multiple metamorphic events in the Palaeozoic Mérida Andes basement, Venezuela: insights from U–Pb geochronology and Hf–Nd isotope systematics. *International Geology Review*. Taylor & Francis, 61(13), pp. 1557–1593. doi: 10.1080/00206814.2018.1522520
- Tazzo-Rangel, M. D., Weber, B., Schmitt, A. K., González-Guzmán, R., Cisneros de León, A., y Hecht, L. 2021. Permo–Triassic metamorphism in the Mérida Andes, Venezuela: new insights from geochronology, O-isotopes, and geothermobarometry. *International Journal of Earth Sciences*. Springer Berlin Heidelberg, 110(7), pp. 2465–2493. doi: 10.1007/s00531-020-01926-5
- Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., y Mondin, M. 2002. Características isotópicas (Nd e Sr) do plutonismo intrusivo no extremo NW do Cráton Amazônico, Venezuela, e implicações para a evolução paleoproterozóica. *Geologia USP. Série Científica*, 2(1), pp. 131–141. doi: 10.5327/S1519-874X2002000100011
- Thiéblemont, D. 1999. Discrimination entre magmatismes calco-alkalins mantellique et crustal: l'exemple des Andes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 329(4), pp. 243–250. doi: 10.1016/S1251-8050(99)80242-0
- Thirlwall, M. F. 1991. Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis. *Chemical Geology*, 94(2), pp. 85–104. doi: 10.1016/S0009-2541(10)80021-X
- Thöni, M. 2003. Sm–Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm–Nd chronometry [Chem. Geol. 185 (2002) 255–281]. *Chemical Geology*, 194(4), pp. 353–379. doi: 10.1016/S0009-2541(02)00419-9
- Torres, R., Ruiz, J., y Patchett, P. J. 1999. Tectonic implications for reconstructions of southern North America. En C. Bartolini, J. L. Wilson, & T. F. Lawton (Eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico (Special Pa)*. The Geological Society of America.
- Trainor, R. J., Nance, R. D., y Keppie, J. D. 2011. Tectonothermal history of the mesoproterozoic novillo gneiss of eastern Mexico: Support for a coherent oaxaquia microcontinent. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3), pp. 580–592.
- Urbani, F., Baquero, M., Grande, S., Valencia, V., Martens, U., Pindell, J., y Mendi, D. 2015. Nuevas edades U-PB de rocas Ígneo-Metamórficas del Estdo de Yaracuy. *Boletín de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales*, LXXV(2), pp. 33–52. <http://54.39.107.28/~acfimano/boletines/wp-content/uploads/2021/06/bacfiman75.1-3.78.pdf>
- Valencia-Morales, Y. T. 2017. *Geología y Petrología de la Anortosita Cacaotepec, Complejo Oaxaqueño, Sur de México*. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, 151 pp.
- Valley, J. W. 2003. Oxygen Isotopes in Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), pp. 343–385. doi: 10.2113/0530343
- Valley, J. W., Lackey, J. S., Cavosie, A. J., Clechenko, C. C., Spicuzza, M. J., Basei, M. A. S., Bindeman, I. N., Ferreira, V. P., Sial, A. N., King, E. M., Peck, W. H., Sinha, A. K., y Wei, C. S. 2005. 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(6), pp. 561–580. doi: 10.1007/s00410-005-0025-8

- van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., y Mora, A. 2016. Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research. International Association for Gondwana Research*, 31, pp. 271–294. doi: 10.1016/j.gr.2015.01.011
- Vander Auwera, J., Bogaerts, M., Bolle, O., y Longhi, J. 2008. Genesis of intermediate igneous rocks at the end of the Sveconorwegian (Grenvillian) orogeny (S Norway) and their contribution to intracrustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(6), pp. 721–743. doi: 10.1007/s00410-008-0312-2
- Vander Auwera, J., Bolle, O., Bingen, B., Liégeois, J.-P., Bogaerts, M., Duchesne, J. C., De Waele, B., y Longhi, J. 2011. Sveconorwegian massif-type anorthosites and related granitoids result from post-collisional melting of a continental arc root. *Earth-Science Reviews. Elsevier B.V.*, 107(3–4), pp. 375–397. doi: 10.1016/j.earscirev.2011.04.005
- Vander Auwera, J., Bolle, O., Dupont, A., Pin, C., Paquette, J.-L., Charlier, B., Duchesne, J. C., Mattielli, N., y Bogaerts, M. 2014. Source-derived heterogeneities in the composite (charnockite-granite) ferroan Farsund intrusion (SW Norway). *Precambrian Research. Elsevier B.V.*, 251, pp. 141–163. doi: 10.1016/j.precamres.2014.06.003
- Veras, R. da S., Nascimento, R. S. C., Almeida, M. E., Paquette, J.-L., y Carneiro, M. C. R. 2018. Paleoproterozoic basement of Içana Domain, Rio Negro Province, northwestern Amazonian Craton: Geology, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd). *Journal of South American Earth Sciences. Elsevier*, 86, pp. 384–409. doi: 10.1016/j.jsames.2018.07.003
- Vermeesch, P. 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers. Elsevier Ltd*, 9(5), pp. 1479–1493. doi: 10.1016/j.gsf.2018.04.001
- Vervoort, J. D. 2014. Lu-Hf Dating: The Lu-Hf Isotope System. En W. J. Rink & J. Thompson (Eds.), *Encyclopedia of Scientific Dating Methods (Número January)*. Springer Netherlands, Dordrecht. doi: 10.1007/978-94-007-6326-5
- Vervoort, J. D. y Kemp, A. I. S. 2016. Clarifying the zircon Hf isotope record of crust–mantle evolution. *Chemical Geology. Elsevier B.V.*, 425, pp. 65–75. doi: 10.1016/j.chemgeo.2016.01.023
- Vervoort, J. D., Patchett, P. J., Albarède, F., Blichert-Toft, J., Rudnick, R., y Downes, H. 2000. Hf-Nd isotopic evolution of the lower crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 181(1–2), pp. 115–129. doi: 10.1016/S0012-821X(00)00170-9
- Vervoort, J. D., Patchett, P. J., Söderlund, U., y 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, Geosystems*, 5(11). doi: 10.1029/2004GC000721
- Viele, G. W. y Thomas, W. A. 1989. Tectonic synthesis of the Ouachita orogenic belt. En R. D. Hatcher, W. A. Thomas, & G. W. Viele (Eds.), *The Appalachian-Ouachita orogen in the United States*. Geological Society of America, 2.
- Villagómez, D. y Pindell, J. 2020. Cooling and uplift history of the Chiapas Massif and its influence on sedimentation and deformation in the adjacent Sierra de Chiapas Basin. En U. Martens & R. Molina-Garza (Eds.), *Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and*

- Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins (Special Paper, Vol. 546, Número 17). Geological Society of America. doi: 10.1130/2020.2546(17)
- Villagómez, D., Pindell, J., y Spikings, R. 2019. Thermal history of the crystalline basement from the western and southern southern Gulf of Mexico : Implications for rifting and later events. En U. Martens & R. Molina-Garza (Eds.), Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins. Geological Society of America 546(16). doi: 10.1130/2019.2546(16)
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., y Beltrán, A. 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos.* Elsevier B.V., 125(3–4), pp. 875–896. doi: 10.1016/j.lithos.2011.05.003
- Villaseca, C., Barbero, L., y 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(2), pp. 113–119. doi: 10.1017/S0263593300007045
- Vinasco, C. J., Cordani, U. G., González, H., Weber, M., y 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(4), pp. 355–371. doi: 10.1016/j.jsames.2006.07.007
- Weber, B., Cameron, K. L., Osorio, M., y Schaaf, P. 2005. A Late Permian Tectonothermal Event in Grenville Crust of the Southern Maya Terrane: U-Pb Zircon Ages from the Chiapas Massif, Southeastern Mexico. *International Geology Review*, 47(5), pp. 509–529. doi: 10.2747/0020-6814.47.5.509
- Weber, B., González-Guzmán, R., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Martens, U., Solari, L., Hecht, L., y Valencia, V. 2018. Late Mesoproterozoic to Early Paleozoic history of metamorphic basement from the southeastern Chiapas Massif Complex, Mexico, and implications for the evolution of NW Gondwana. *Lithos.* Elsevier B.V., 300–301, pp. 177–199. doi: 10.1016/j.lithos.2017.12.009
- Weber, B., Hecht, L., Molina-Garza, R. S., y Köhler, H. 2002. El descubrimiento de basamento metasedimentario en el macizo de Chiapas: la “unidad la sepultura”. *GEOS*, 22(1), pp. 2–11.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W. R., Hecht, L., y Schaaf, P. 2007. New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. *International Journal of Earth Sciences*, 96(2), pp. 253–269. doi: 10.1007/s00531-006-0093-7
- Weber, B. y Köhler, H. 1999. Sm–Nd, Rb–Sr and U–Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, 96(3–4), pp. 245–262. doi: 10.1016/S0301-9268(99)00012-1
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V. A., Iriondo, A., y Ortega-Gutiérrez, F. 2006. Provenance ages of late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(3), pp. 262–276.
- Weber, B., Scherer, E. E., Martens, U., y Mezger, K. 2012. Where did the lower Paleozoic rocks of Yucatan come from? A U-Pb, Lu-Hf, and Sm-Nd isotope study. *Chemical Geology.* Elsevier B.V., 312–313, pp. 1–17. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.010>

- Weber, B., Scherer, E. E., Schulze, C., Valencia, V. A., Montecinos, P., Mezger, K., y Ruiz, J. 2010. U–Pb and Lu–Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico – Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm. *Precambrian Research*, 182(1–2), pp. 149–162. doi: 10.1016/j.precamres.2010.07.007
- Weber, B., Schmitt, A. K., Cisneros de León, A., González-Guzmán, R., y Gerdes, A. 2020. Neoproterozoic extension and the Central Iapetus Magmatic Province in southern Mexico – New U–Pb ages, Hf–O isotopes and trace element data of zircon from the Chiapas Massif Complex. *Gondwana Research*, 88, pp. 1–20. doi: 10.1016/j.gr.2020.06.022
- Weber, B., Schmitt, A. K., Cisneros de León, A., y González-Guzmán, R. 2019. Coeval Early Ediacaran Breakup of Amazonia, Baltica, and Laurentia: Evidence From Micro-Baddeleyite Dating of Dykes From the Novillo Canyon, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 46(4), pp. 2003–2011. doi: 10.1029/2018GL079976
- Weber, B. y Schulze, C. H. 2014. Early Mesoproterozoic (>1.4 Ga) ages from granulite basement inliers of SE Mexico and their implications on the Oaxaquia concept - Evidence from U–Pb and Lu–Hf isotopes on zircon. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(3), pp. 377–394.
- Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., y Ortega-Gutiérrez, F. 2009. Detrital zircon ages from the lower Santa Rosa formation, Chiapas: Implications on regional Paleozoic stratigraphy. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), pp. 260–276.
- Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., y Ruiz, J. 2008. Significance of Provenance Ages from the Chiapas Massif Complex (Southeastern Mexico): Redefining the Paleozoic Basement of the Maya Block and Its Evolution in a Peri-Gondwanan Realm. *The Journal of Geology*, 116(6), pp. 619–639. doi: 10.1086/591994
- Weinberg, R. F. y Hasalová, P. 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos. Elsevier B.V.*, 212–215, pp. 158–188. doi: 10.1016/j.lithos.2014.08.021
- Welin, E. 1994. Isotopic investigations of Proterozoic igneous rocks in south-western Sweden. *GFF*, 116(2), pp. 75–86. doi: 10.1080/11035899409546162
- Westphal, M. 2003. High-Temperature Metamorphism and the Role of Magmatic Heat Sources at the Rogaland Anorthosite Complex in Southwestern Norway. *Journal of Petrology*, 44(6), pp. 1145–1162. doi: 10.1093/petrology/44.6.1145
- Whalen, J. B. y Hildebrand, R. S. 2019. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks. *Lithos. Elsevier B.V.*, 348–349(August), pp. 105179. doi: 10.1016/j.lithos.2019.105179
- White, W. M. 2013. *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, Ox.
- White, W. M. 2015. *Isotope Geochemistry*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddic, J. C., y Spigel, W. 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 19(1), pp. 1–23. doi: 10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis, a global tectonic approach*. Springer Netherlands, Dordrecht.

- Winter, J. D. 2001. Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice-Hall, New Jersey.
- Wood, D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1), pp. 11–30. doi: 10.1016/0012-821X(80)90116-8
- Wu, Y. y Zheng, Y. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49(15), pp. 1554. doi: 10.1360/04wd0130
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutierrez, F., y Gehrels, G. E. 1991. Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: implications for Paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 103(6), pp. 817–828. doi: 10.1130/0016-7606(1991)103<0817:ISOTAC>2.3.CO;2
- Yang, Y.-H., Chu, Z.-Y., Wu, F.-Y., Xie, L.-W., y Yang, J.-H. 2011. Precise and accurate determination of Sm, Nd concentrations and Nd isotopic compositions in geological samples by MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(6), pp. 1237. doi: 10.1039/c1ja00001b
- Yang, Y.-H., Wu, F.-Y., Xie, L.-W., y Zhang, Y. 2010. High-Precision Measurements of the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Isotope Ratio in Certified Reference Materials without Nd and Sm Separation by Multiple Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. *Analytical Letters*, 43(1), pp. 142–150. doi: 10.1080/00032710903276539
- Zavala-Monsiváis, A., Barboza Gudiño, J. R., Velasco Tapia, F., y García Arreola, M. E. 2012. Sucesión volcánica Jurásica en el área de Charcas, San Luis Potosí: Contribución al entendimiento del Arco Nazas en el noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), pp. 277–293. doi: 10.18268/BSGM2012v64n3a2
- Zeitler, P. K. y Chamberlain, C. P. 1991. Petrogenetic and tectonic significance of young leucogranites from the northwestern Himalaya, Pakistan. *Tectonics*, 10(4), pp. 729–741. doi: 10.1029/91TC00168
- Zepeda-Martínez, M., Martini, M., Solari, L. A., y Mendoza-Rosales, C. C. 2021. Reconstructing the tectono-sedimentary evolution of the Early–Middle Jurassic Tlaxiaco Basin in southern Mexico: New insights into the crustal attenuation history of southern North America during Pangea breakup. *Geosphere*, 17(4), pp. 1294–1317. doi: 10.1130/GES02309.1
- Zhao, J., Xiao, L., Gulick, S. P. S., Morgan, J. V., Kring, D., Fucugauchi, J. U., Schmiieder, M., de Graaff, S. J., Wittmann, A., Ross, C. H., Claeys, P., Pickersgill, A., Kaskes, P., Goderis, S., Rasmussen, C., Vajda, V., Ferrière, L., Feignon, J., Chenot, E., Perez-Cruz, L., Sato, H., y Yamaguchi, K. 2020. Geochemistry, geochronology and petrogenesis of Maya Block granitoids and dykes from the Chicxulub Impact Crater, Gulf of México: Implications for the assembly of Pangea. *Gondwana Research. International Association for Gondwana Research*, 82, pp. 128–150. doi: 10.1016/j.gr.2019.12.003

Anexo A

Lista de muestras procesadas, localización y análisis

Tabla 7. Lista de muestras con clave de identificación, litología, coordenadas, y tipo de análisis realizado.

| Litología | Muestra | Localidad | Coordenadas | | Análisis | | | | | | |
|--|----------|--------------------------|---------------|----------------|------------|----------|--------|----------------|------------------|--------------|---------------|
| | | | | | Roca total | | Zircón | | | Granate | |
| | | | N | W | Geoquímica | isotopía | | | Geocronología | | |
| | | | | | | Sm-Nd | Lu-Hf | $\delta^{18}O$ | U-Pb LA-ICPMS | U-Pb SIMS | Sm-Nd TIMS |
| Unidad Catarina | | | | | | | | | | | |
| Ortogneis granítico bandeado | | | | | | | | | | | |
| | CH19-12a | El Palmar | 15° 38' 38.1" | -92° 56' 13.5" | X | X | X | | X | | |
| | CH19-13 | El Palmar | 15° 38' 47.1" | -92° 56' 11.9" | X | | | | | | |
| | CH19-24b | El Palmar | 15° 38' 48.6" | -92° 56' 9.1" | X | X | | | | | |
| | CH19-25 | El Palmar | 15° 38' 52.8" | -92° 56' 12.5" | X | X | | | | | |
| | CH21-02 | Capitán Luis Ángel Vidal | 15° 35' 28.7" | -92° 39' 43.4" | | X | X | | X | | |
| Anfibolita | | | | | | | | | | | |
| Restita de migmatita | CH19-52a | Monterrey | 15° 43' 25.9" | -92° 52' 42.6" | X | X | X | | X | | |
| Leucosoma | CH19-52b | Monterrey | 15° 43' 25.9" | -92° 52' 42.6" | X | X | | | | | |
| Boudin | CH19-62b | Monterrey | 15° 44' 14.9" | -92° 51' 1.2" | X | X | | | | | |
| Boudin | CH19-63b | Monterrey | 15° 43' 32.2" | -92° 51' 7.3" | X | X | | | | | |
| | CH20-06 | Monterrey | 15° 42' 13.8" | -92° 51' 31.8" | X | X | | | | | |
| | CH20-11a | Monterrey | 15° 43' 34.1" | -92° 53' 23.6" | | X | | | | | |
| | CH20-12 | Monterrey | 15° 41' 28.5" | -92° 48' 12.7" | X | X | | | | | |
| Migmatita | CH19-22 | El Vergel | 15° 39' 22.1" | -92° 57' 53.1" | | X | | | X | | |
| Gneis cuarzo feldespático con Biotita | | | | | | | | | | | |
| Leucosoma | CH19-53a | Monterrey | 15° 43' 10.4" | -92° 53' 18.6" | X | X | | | | | |
| Paleosoma | CH19-53b | Monterrey | 15° 43' 10.4" | -92° 53' 18.6" | X | X | X | | X | | |
| | CH19-62a | Monterrey | 15° 44' 14.9" | -92° 51' 1.2" | X | X | | | | | |
| | CH19-63a | Monterrey | 15° 43' 32.2" | -92° 51' 7.3" | X | X | | | X | | |
| | CH19-36a | San Antonio Miramar | 15° 39' 38.1" | -93° 0' 3.0" | X | X | | | | | |
| Gneis cuarzo feldespático | CH19-68 | Monterrey | 15° 43' 24.7" | -92° 51' 11.2" | X | | | | | | |
| Unidad Custepec | | | | | | | | | | | |
| Gneis anfibolítico | | | | | | | | | | | |
| | CH19-16 | Las Palmas | 15° 34' 36" | -93° 13' 28" | X | X | | | X | | |
| | CH19-17 | Las Palmas | 15° 34' 32" | -93° 13' 34" | X | X | | | | | |
| | CH19-59b | Monterrey | 15° 44' 10" | -93° 8' 9" | X | X | | | | | |
| | CH19-60 | Monterrey | 15° 44' 5" | -93° 8' 7" | X | X | | | | | |
| Parte máfica gneis bandeado | CH19-61b | Monterrey | 15° 44' 13" | -93° 8' 41" | X | X | | | | | |
| Parte félsica gneis bandeado | CH19-61c | Monterrey | 15° 44' 13" | -93° 8' 41" | X | X | | | | | |
| | CH19-70 | Monterrey | 15° 43' 33" | -93° 9' 33" | X | X | | | | | |
| | CH19-38 | San Antonio Miramar | 15° 39' 47" | -93° 0' 8" | X | X | | | | | |
| | CH19-46a | San Antonio Miramar | 15° 40' 19" | 94° 59' 23" | X | X | | | X | | |

| Litología | Muestra | Localidad | Coordenadas | | Análisis | | | | | | |
|---|----------|--------------------------|---------------|----------------|------------|----------|--------|-----------------------|------------------|--------------|---------------|
| | | | | | Roca total | | Zircón | | | Granate | |
| | | | N | W | Geoquímica | isotopía | | | Geocronología | | |
| | | | | | | Sm-Nd | Lu-Hf | $\delta^{18}\text{O}$ | U-Pb LA-ICPMS | U-Pb SIMS | Sm-Nd TIMS |
| Unidad Custepec | | | | | | | | | | | |
| Anfibolita | | | | | | | | | | | |
| Dique | CH19-12b | El Palmar | 15° 38' 38.1" | -92° 56' 13.5" | X | X | | | | | |
| | CH19-26 | El Palmar | 15° 38' 56" | -93° 3' 44" | X | X | | | | | |
| | CH19-21 | San Antonio Miramar | 15° 39' 25.3" | 93° 00' 15.2" | X | X | | X | | | |
| | CH19-54 | Custepec | 15° 43' 47" | -93° 1' 58" | | X | | | | | |
| | CH19-57 | Custepec | 15° 43' 50" | -93° 1' 57" | X | X | | | | | |
| | CH19-69 | Monterrey | 15° 43' 5" | -93° 9' 31" | X | X | | | | | |
| | CH20-02 | Monterrey | 15° 43' 03.9" | -92° 53' 02.6" | | X | | | | | |
| | CH20-05 | Monterrey | 15° 41' 22.3" | -92° 55' 16.3" | | X | | | | | |
| Granitos del Pérmico temprano | | | | | | | | | | | |
| Dique | CH19-7b | Las Golondrinas | 15° 25' 25" | -93° 20' 12" | X | X | | | | X | |
| | CH19-05 | Los Cacaos | 15° 23' 30" | -93° 20' 3" | X | | | | | | |
| Granitos del Permo-triásico | | | | | | | | | | | |
| Granito milonitizado | CH19-04 | Los Cacaos | 15° 23' 29" | -93° 20' 10" | X | | | | X | | |
| Granito milonitizado | CH19-06 | Los Cacaos | 15° 23' 19" | -93° 19' 57" | X | | | | | | |
| Dique | CH19-20b | Las Golondrinas | 15° 24' 51" | -93° 20' 31" | X | X | | X | X | X | |
| Gneis granítico migmatizado | CH19-43a | San Antonio Miramar | 15° 38' 40" | -93° 0' 7" | X | X | | | | | |
| Gneis granítico migmatizado | CH19-47 | San Antonio Miramar | 15° 38' 41" | -93° 0' 18" | | X | | | | | |
| Granitos del Triásico Tardío y Jurásico Temprano | | | | | | | | | | | |
| Granito peraluminoso | CH19-09a | Buenos Aires | 15° 34' 44" | -93° 8' 36" | X | X | | | X | | |
| Granito peraluminoso | CH19-14 | Las Palmas | 15° 33' 13" | -93° 11' 31" | X | X | X | X | X | X | X |
| Granito Peraluminoso | CH21-36 | Las Palmas | 15° 33' 18" | -93° 11' 35" | X | X | | | | | |
| Dique cuarzodiorítico | CH19-43b | San Antonio Miramar | 15° 38' 40" | -93° 0' 7" | X | X | | | | | |
| Neosoma con granate | CH19-43c | San Antonio Miramar | 15° 38' 40" | -93° 0' 7" | X | X | | | X | | |
| Leucogranito | CH21-11 | Capitán Luis Ángel Vidal | 15° 43' 34" | -93° 6' 36" | X | | | | | | |
| Granito rosa | CH19-71 | Monterrey-Jaltenango | 15° 45' 13" | -93° 10' 51" | X | X | X | | X | | |

Anexo B

Resultados de los análisis químicos en roca total de las muestras del área de estudio

Tabla 8. Análisis de geoquímica de roca total de la Unidad Catarina

| Litología | Ortogneis granítico bandeado | | | | Anfibolita | | | | | | |
|--------------------------------|------------------------------|--------------|-------------|--------------|-------------|----------------------|---------------------|---------------------|---------------------|--------------|-------|
| | Muestra CH- | 19-12a | 19-13 | 19-24b | 19-25* | 19-52a ^{3*} | 19-52b ¹ | 19-62b ⁴ | 19-63b ⁴ | 20-06 | 20-12 |
| Wt% | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 53.5 | 62.6 | 62.1 | 69.1 | 54.5 | 61.6 | 47.3 | 46.6 | 43.4 | 48.0 | |
| TiO ₂ | 0.9 | 0.8 | 1.2 | 0.5 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 1.5 | 3.3 | 1.2 | |
| Al ₂ O ₃ | 20.9 | 14.1 | 12.3 | 14.4 | 12.9 | 13.0 | 16.0 | 15.9 | 11.5 | 14.3 | |
| Fe ₂ O ₃ | 9.0 | 7.2 | 9.2 | 4.4 | 10.5 | 8.1 | 11.5 | 14.7 | 22.4 | 13.8 | |
| MnO | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.4 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 0.2 | |
| MgO | 3.3 | 3.1 | 2.4 | 1.7 | 8.5 | 4.7 | 8.8 | 8.1 | 6.1 | 7.1 | |
| CaO | 3.26 | 4.81 | 5.98 | 3.10 | 6.08 | 4.40 | 9.32 | 8.35 | 9.69 | 10.12 | |
| Na ₂ O | 4.1 | 2.8 | 1.7 | 3.9 | 2.9 | 3.3 | 2.3 | 1.8 | 0.9 | 2.5 | |
| K ₂ O | 3.0 | 3.0 | 1.9 | 2.1 | 1.1 | 1.1 | 2.0 | 1.6 | 1.1 | 1.1 | |
| P ₂ O ₅ | 0.0 | b.d.l. | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.2 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.0 | 0.2 | 0.1 | b.d.l. | b.d.l. | 0.1 | 0.1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | |
| L.O.I. | 2.3 | 1.8 | 2.6 | 0.8 | 2.3 | 2.9 | 1.7 | 1.4 | 2.3 | 2.3 | |
| Total | 100.5 | 100.4 | 99.5 | 100.2 | 99.9 | 100.3 | 100.1 | 100.6 | 101.2 | 100.8 | |
| ppm | | | | | | | | | | | |
| Sc | 26.4 | 17.7 | 21.1 | n.d. | n.d. | 20.6 | 33.5 | 37.3 | 66.4 | 49.3 | |
| V | 248.1 | 114.7 | 164.0 | n.d. | n.d. | 123.5 | 188.7 | 216.3 | 793.1 | 311.4 | |
| Cr | 107.3 | 74.7 | 429.6 | 453.0 | 802.0 | 591.0 | 428.0 | 269.3 | 133.7 | 235.8 | |
| Co | 25.4 | 39.9 | 32.4 | n.d. | n.d. | 29.9 | 45.1 | 46.1 | 58.8 | 41.7 | |
| Ni | 50.2 | 34.1 | 33.4 | n.d. | n.d. | 75.9 | 84.5 | 83.8 | 17.1 | 51.3 | |
| Cu | 35.4 | 10.1 | 65.9 | n.d. | n.d. | 110.9 | 20.3 | 24.0 | 118.3 | 52.4 | |
| Zn | 117.7 | 83.1 | 72.9 | 38.0 | 329.0 | 288.5 | 155.6 | 211.2 | 224.3 | 124.7 | |
| Rb | 79.8 | 40.1 | 24.8 | n.d. | n.d. | 20.2 | 51.1 | 32.8 | 9.6 | 15.5 | |
| Sr | 324.1 | 354.9 | 2069.9 | 388.0 | 154.0 | 225.0 | 177.2 | 131.9 | 96.4 | 231.5 | |
| Y | 76.9 | 28.3 | 33.6 | n.d. | n.d. | 26.4 | 21.8 | 21.9 | 35.3 | 33.9 | |
| Zr | 307.7 | 355.8 | 285.6 | 179.9 | 110.2 | 86.4 | 34.5 | 32.6 | 61.0 | 94.5 | |
| Nb | 7.2 | 10.4 | 8.8 | n.d. | n.d. | 4.5 | 4.0 | 4.6 | 6.5 | 4.7 | |
| Mo | 2.4 | 0.9 | 10.5 | n.d. | n.d. | 14.1 | 3.0 | 3.2 | 4.2 | 2.5 | |
| Cs | 2.3 | 0.3 | 0.6 | n.d. | n.d. | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.0 | 0.1 | |
| Ba | 1014.2 | 1110.0 | 1045.7 | 1110.0 | 347.0 | 420.6 | 280.2 | 385.9 | 220.0 | 254.1 | |
| La | 58.4 | 34.9 | 109.1 | n.d. | n.d. | 21.1 | 12.3 | 14.0 | 9.9 | 11.2 | |
| Ce | 96.1 | 65.1 | 188.8 | n.d. | n.d. | 42.9 | 29.7 | 34.5 | 27.4 | 28.5 | |
| Pr | 9.9 | 7.9 | 20.1 | n.d. | n.d. | 5.3 | 3.8 | 4.8 | 4.3 | 4.2 | |
| Nd | 35.3 | 32.3 | 67.9 | n.d. | n.d. | 21.8 | 15.5 | 20.7 | 20.6 | 19.3 | |
| Sm | 5.7 | 6.5 | 9.4 | n.d. | n.d. | 4.4 | 3.3 | 4.5 | 5.2 | 4.7 | |
| Eu | 2.8 | 2.1 | 2.7 | n.d. | n.d. | 1.2 | 1.5 | 1.4 | 2.0 | 1.5 | |
| Gd | 8.4 | 6.5 | 7.8 | n.d. | n.d. | 5.4 | 3.4 | 5.3 | 6.5 | 5.8 | |
| Tb | 1.5 | 0.9 | 1.1 | n.d. | n.d. | 0.8 | 0.6 | 0.8 | 1.1 | 1.0 | |
| Dy | 12.2 | 5.8 | 6.7 | n.d. | n.d. | 5.2 | 4.1 | 4.7 | 6.8 | 6.4 | |
| Ho | 2.9 | 1.2 | 1.3 | n.d. | n.d. | 1.0 | 0.8 | 0.8 | 1.3 | 1.3 | |
| Er | 9.4 | 3.3 | 3.7 | n.d. | n.d. | 2.8 | 2.5 | 2.2 | 4.0 | 3.6 | |
| Tm | 1.4 | 0.5 | 0.5 | n.d. | n.d. | 0.4 | 0.4 | 0.3 | 0.5 | 0.6 | |
| Yb | 10.3 | 3.0 | 3.3 | n.d. | n.d. | 2.6 | 2.9 | 2.2 | 3.9 | 3.9 | |
| Lu | 1.6 | 0.5 | 0.5 | n.d. | n.d. | 0.4 | 0.5 | 0.3 | 0.6 | 0.6 | |
| Hf | 9.5 | 10.3 | 7.6 | n.d. | n.d. | 2.9 | 0.9 | 1.1 | 1.9 | 2.7 | |
| Ta | 0.3 | 0.4 | 0.4 | n.d. | n.d. | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | |
| Pb | 18.3 | 9.0 | 16.8 | n.d. | n.d. | 4.2 | 7.1 | 8.0 | 5.1 | 3.4 | |
| Th | 6.0 | 0.5 | 3.1 | n.d. | n.d. | 0.5 | 0.8 | 1.7 | 0.2 | 0.1 | |
| U | 0.5 | 0.3 | 0.2 | n.d. | n.d. | 0.3 | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.1 | |

Tabla 8. Análisis de geoquímica de roca total de la Unidad Catarina. *Continuación.*

| Litología | Gneis cuarzo-feldespático con biotita | | | | | Gneis cuarzo-feldespático |
|--------------------------------|---------------------------------------|---------------------|--------|--------|--------|---------------------------|
| | Muestra CH-19-53a ¹ | 19-53b ² | 19-62a | 19-63a | 19-36a | 19-68 |
| Wt% | | | | | | |
| SiO ₂ | 73.8 | 66.8 | 69.4 | 75.6 | 68.6 | 73.2 |
| TiO ₂ | 0.2 | 0.9 | 0.6 | 0.3 | 0.7 | 0.1 |
| Al ₂ O ₃ | 12.9 | 13.8 | 14.0 | 12.0 | 13.2 | 14.1 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.0 | 6.7 | 4.6 | 3.2 | 6.0 | 1.6 |
| MnO | 0.0 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.0 |
| MgO | 0.3 | 1.8 | 1.6 | 0.7 | 2.0 | 0.1 |
| CaO | 1.78 | 2.53 | 3.07 | 1.52 | 3.93 | 1.27 |
| Na ₂ O | 3.7 | 2.8 | 3.5 | 2.5 | 2.8 | 4.6 |
| K ₂ O | 2.9 | 3.2 | 2.0 | 3.4 | 1.5 | 4.0 |
| P ₂ O ₅ | 0.0 | 0.2 | 0.1 | 0.0 | 0.2 | 0.0 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.1 | 0.0 | 0.1 | 0.0 | 0.1 | 0.1 |
| L.O.I. | 1.2 | 1.2 | 1.1 | 0.6 | 0.8 | 0.8 |
| Total | 99.8 | 100.1 | 100.1 | 99.9 | 99.9 | 99.8 |
| ppm | | | | | | |
| Sc | 7.7 | 18.3 | 12.5 | 10.1 | 15.0 | 5.0 |
| V | 19.1 | 76.1 | 57.4 | 22.0 | 82.2 | 22.1 |
| Cr | 562.6 | 258.2 | 443.1 | 312.8 | 456.9 | 426.4 |
| Co | 5.9 | 12.1 | 11.6 | 5.1 | 16.2 | 4.5 |
| Ni | 14.9 | 19.0 | 27.6 | 14.1 | 29.8 | 14.6 |
| Cu | 70.7 | 36.4 | 28.7 | 26.1 | 68.0 | 43.7 |
| Zn | 31.0 | 97.8 | 65.3 | 41.5 | 55.0 | 16.8 |
| Rb | 26.9 | 55.7 | 41.9 | 45.3 | 28.0 | 44.0 |
| Sr | 305.1 | 164.6 | 254.3 | 193.2 | 346.9 | 221.5 |
| Y | 5.9 | 23.5 | 21.7 | 49.3 | 33.1 | 4.2 |
| Zr | 122.4 | 267.7 | 380.5 | 299.4 | 284.9 | 60.0 |
| Nb | 0.9 | 10.2 | 9.6 | 4.2 | 13.2 | 2.1 |
| Mo | 14.2 | 6.3 | 10.6 | 7.8 | 9.8 | 9.8 |
| Cs | 0.4 | 0.8 | 0.2 | 0.1 | 0.6 | 0.1 |
| Ba | 1581.6 | 998.6 | 579.8 | 1222.1 | 586.4 | 1062.4 |
| La | 4.0 | 25.7 | 85.0 | 49.9 | 35.4 | 14.5 |
| Ce | 7.9 | 48.4 | 161.5 | 90.6 | 68.1 | 23.9 |
| Pr | 0.9 | 5.7 | 18.0 | 9.7 | 8.2 | 2.1 |
| Nd | 3.7 | 23.8 | 65.4 | 34.0 | 32.2 | 6.7 |
| Sm | 0.9 | 4.8 | 9.5 | 6.0 | 6.4 | 1.0 |
| Eu | 2.0 | 2.4 | 2.0 | 2.1 | 1.5 | 0.6 |
| Gd | 1.1 | 5.1 | 8.3 | 7.0 | 6.1 | 1.0 |
| Tb | 0.2 | 0.7 | 0.9 | 1.2 | 1.0 | 0.1 |
| Dy | 1.3 | 4.4 | 5.0 | 8.4 | 6.4 | 0.8 |
| Ho | 0.2 | 0.8 | 0.8 | 1.9 | 1.3 | 0.1 |
| Er | 0.7 | 2.6 | 2.0 | 6.7 | 3.7 | 0.4 |
| Tm | 0.1 | 0.4 | 0.3 | 1.0 | 0.5 | 0.1 |
| Yb | 0.7 | 2.8 | 1.9 | 8.2 | 3.4 | 0.5 |
| Lu | 0.1 | 0.4 | 0.3 | 1.2 | 0.5 | 0.1 |
| Hf | 3.0 | 6.8 | 10.6 | 9.1 | 8.2 | 1.9 |
| Ta | 0.0 | 0.4 | 0.2 | 0.0 | 0.9 | 0.1 |
| Pb | 6.0 | 6.4 | 11.4 | 20.1 | 3.6 | 6.5 |
| Th | 0.5 | 0.4 | 17.0 | 6.3 | 2.4 | 0.7 |
| U | 0.1 | 0.2 | 0.4 | 0.3 | 0.5 | 0.3 |

* Análisis realizados en el SLE. ¹Leucosoma; ²Paleosoma; ³Restita; ⁴Boudin. b.d.l.: por debajo del límite de detección. n.d.: no determinado.

Tabla 9. Análisis de geoquímica de roca total de la Unidad Custepec

| Litología | Anfibolita ^a | | | | |
|--------------------------------|-------------------------|--------------|-------------|--------------|-------------|
| | Muestra CH-CH19-12b | CH19-21 | CH19-26* | CH19-57 | CH19-69* |
| Wt% | | | | | |
| SiO ₂ | 46.55 | 46.30 | 47.64 | 45.58 | 43.04 |
| TiO ₂ | 0.82 | 1.06 | 2.71 | 1.34 | 2.66 |
| Al ₂ O ₃ | 17.48 | 20.17 | 13.23 | 19.25 | 11.56 |
| Fe ₂ O ₃ | 12.35 | 10.32 | 15.10 | 12.11 | 19.72 |
| MnO | 0.21 | 0.17 | 0.23 | 0.18 | 0.37 |
| MgO | 7.43 | 3.38 | 6.06 | 4.85 | 7.05 |
| CaO | 9.45 | 8.08 | 9.46 | 9.01 | 11.48 |
| Na ₂ O | 2.63 | 4.01 | 2.35 | 3.56 | 0.42 |
| K ₂ O | 1.98 | 1.77 | 0.99 | 1.54 | 0.68 |
| P ₂ O ₅ | b.d.l. | 0.77 | 0.42 | 0.58 | 0.21 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.09 | 0.01 | b.d.l. | 0.01 | b.d.l. |
| L.O.I. | 1.55 | 4.16 | 1.13 | 2.29 | 1.06 |
| Total | 100.5 | 100.2 | 99.3 | 100.3 | 98.3 |
| ppm | | | | | |
| Sc | 29.29 | 15.06 | n.d. | 25.51 | n.d. |
| V | 177.8 | 118.10 | n.d. | 220.13 | n.d. |
| Cr | 44.1 | 78.50 | 181 | 104.41 | 350 |
| Co | 54.43 | 15.60 | n.d. | 26.42 | n.d. |
| Ni | 136.8 | 7.32 | n.d. | 13.43 | n.d. |
| Cu | 17.14 | 50.64 | n.d. | 54.67 | n.d. |
| Zn | 110.4 | 98.87 | 131 | 104.63 | 214 |
| Rb | 50.24 | 32.36 | n.d. | 29.23 | n.d. |
| Sr | 297.2 | 912.40 | 305 | 906.42 | 141 |
| Y | 23.69 | 26.78 | n.d. | 28.95 | n.d. |
| Zr | 41.01 | 288.94 | 151 | 196.43 | 69 |
| Nb | 5.89 | 8.35 | n.d. | 11.42 | n.d. |
| Mo | 0.8 | 2.24 | n.d. | 3.09 | n.d. |
| Cs | 1.21 | 0.34 | n.d. | 0.17 | n.d. |
| Ba | 284.2 | 905.54 | 298 | 895.89 | 160 |
| La | 4.413 | 33.02 | n.d. | 33.14 | n.d. |
| Ce | 9.31 | 71.64 | n.d. | 72.80 | n.d. |
| Pr | 1.248 | 9.11 | n.d. | 9.50 | n.d. |
| Nd | 6.71 | 39.21 | n.d. | 40.24 | n.d. |
| Sm | 1.96 | 7.07 | n.d. | 7.82 | n.d. |
| Eu | 0.916 | 2.39 | n.d. | 2.30 | n.d. |
| Gd | 3.14 | 6.96 | n.d. | 7.27 | n.d. |
| Tb | 0.569 | 1.02 | n.d. | 1.01 | n.d. |
| Dy | 4.21 | 5.74 | n.d. | 5.87 | n.d. |
| Ho | 0.926 | 1.10 | n.d. | 1.11 | n.d. |
| Er | 2.81 | 2.88 | n.d. | 3.09 | n.d. |
| Tm | 0.411 | 0.41 | n.d. | 0.39 | n.d. |
| Yb | 2.97 | 2.59 | n.d. | 2.81 | n.d. |
| Lu | 0.452 | 0.39 | n.d. | 0.38 | n.d. |
| Hf | 1.48 | 6.57 | n.d. | 4.54 | n.d. |
| Ta | 0.281 | 0.30 | n.d. | 0.37 | n.d. |
| Pb | 4.66 | 6.07 | n.d. | 4.47 | n.d. |
| Th | 0.456 | 0.93 | n.d. | 0.66 | n.d. |
| U | 0.119 | 0.41 | n.d. | 0.23 | n.d. |

Tabla 9. Análisis de geoquímica de roca total de la Unidad Custepec. Continuación

| Litología | Gneis anfibolítico | | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------------------|------------------------|-------------|--------------|--------------|-------------|-------------|-------------|--------------|
| | Leucosoma CH19-61b | Melanosoma CH19-61c | CH19-60 | CH19-16 | CH19-17 | CH19-38* | CH19-46a | CH19-59b | CH19-70 |
| Wt% | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 71.11 | 52.70 | 56.56 | 55.97 | 65.47 | 59.23 | 59.84 | 62.10 | 57.12 |
| TiO ₂ | 0.32 | 0.42 | 0.84 | 0.97 | 1.07 | 0.94 | 0.87 | 0.69 | 0.87 |
| Al ₂ O ₃ | 14.25 | 13.37 | 18.05 | 17.10 | 14.75 | 16.93 | 17.62 | 15.61 | 18.56 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.90 | 9.47 | 7.44 | 7.96 | 6.47 | 6.81 | 6.83 | 6.70 | 7.23 |
| MnO | 0.03 | 0.21 | 0.15 | 0.13 | 0.06 | 0.12 | 0.14 | 0.13 | 0.14 |
| MgO | 0.52 | 8.66 | 2.81 | 2.93 | 1.53 | 2.29 | 2.32 | 2.61 | 2.72 |
| CaO | 2.18 | 8.36 | 5.27 | 6.15 | 3.55 | 5.26 | 4.88 | 3.78 | 4.52 |
| Na ₂ O | 3.59 | 2.45 | 4.01 | 3.71 | 3.34 | 4.12 | 4.24 | 3.85 | 3.93 |
| K ₂ O | 3.56 | 2.81 | 2.29 | 2.16 | 2.29 | 2.35 | 1.97 | 2.38 | 2.73 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.06 | 0.38 | b.d.l. | b.d.l. | 0.39 | 0.31 | 0.17 | 0.37 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.05 | 0.14 | 0.02 | 0.37 | 0.36 | b.d.l. | 0.03 | 0.03 | 0.02 |
| L.O.I. | 0.55 | 1.81 | 2.10 | 2.98 | 1.32 | 0.61 | 0.89 | 1.77 | 2.13 |
| Total | 100.1 | 100.5 | 99.9 | 100.4 | 100.2 | 99.1 | 99.9 | 99.8 | 100.3 |
| ppm | | | | | | | | | |
| Sc | 9.52 | 35.61 | 14.25 | 12.73 | 9.46 | n.d. | 14.35 | 15.03 | 12.53 |
| V | 33.65 | 141.79 | 117.56 | 130 | 86.6 | n.d. | 110.04 | 93.99 | 112.72 |
| Cr | 397.98 | 1021.63 | 178.72 | 36.7 | 18.5 | 199 | 247.05 | 279.32 | 167.68 |
| Co | 6.11 | 35.53 | 18.08 | 31.79 | 35.39 | n.d. | 14.65 | 15.63 | 15.54 |
| Ni | 21.87 | 215.19 | 10.94 | 17.45 | 12.84 | n.d. | 11.83 | 31.47 | 9.71 |
| Cu | 10.14 | 19.14 | 46.55 | 22.01 | 26.19 | n.d. | 28.26 | 31.19 | 23.47 |
| Zn | 23.95 | 97.82 | 95.95 | 122.5 | 92.1 | 89 | 90.42 | 80.89 | 90.52 |
| Rb | 47.69 | 32.26 | 40.42 | 57.54 | 40.47 | n.d. | 29.94 | 35.90 | 54.43 |
| Sr | 308.41 | 210.00 | 577.21 | 712.9 | 555 | 637 | 546.75 | 387.63 | 548.39 |
| Y | 7.10 | 28.21 | 21.72 | 22.26 | 17.15 | n.d. | 24.61 | 20.88 | 16.51 |
| Zr | 237.01 | 60.05 | 173.01 | 173.6 | 349.1 | 221 | 185.38 | 155.96 | 224.14 |
| Nb | 2.43 | 5.96 | 11.03 | 10.39 | 9.3 | n.d. | 10.91 | 8.57 | 10.84 |
| Mo | 9.07 | 2.08 | 4.28 | 0.72 | 0.58 | n.d. | 6.15 | 5.44 | 4.13 |
| Cs | <0.032 | 0.08 | 0.33 | 3.2 | 1.366 | n.d. | 0.20 | 0.15 | 0.22 |
| Ba | 1246.43 | 979.83 | 1517.48 | 1158 | 1551 | 900 | 915.13 | 1421.41 | 1362.25 |
| La | 11.70 | 17.30 | 36.43 | 35.17 | 31.23 | n.d. | 30.21 | 19.75 | 31.02 |
| Ce | 19.03 | 40.66 | 72.19 | 68.48 | 57.91 | n.d. | 62.18 | 38.39 | 60.95 |
| Pr | 2.26 | 5.53 | 8.94 | 8.35 | 7.12 | n.d. | 7.88 | 4.94 | 7.34 |
| Nd | 8.53 | 24.57 | 34.45 | 33.35 | 29.7 | n.d. | 32.88 | 20.88 | 29.15 |
| Sm | 2.08 | 5.25 | 6.10 | 6.43 | 5.66 | n.d. | 6.14 | 4.34 | 5.60 |
| Eu | 0.88 | 1.85 | 2.02 | 1.97 | 1.642 | n.d. | 1.83 | 1.46 | 1.86 |
| Gd | 2.07 | 5.38 | 5.76 | 5.92 | 4.94 | n.d. | 5.54 | 4.40 | 4.49 |
| Tb | 0.28 | 0.82 | 0.76 | 0.729 | 0.654 | n.d. | 0.90 | 0.67 | 0.63 |
| Dy | 1.36 | 5.78 | 4.56 | 4.56 | 3.77 | n.d. | 5.05 | 4.06 | 3.43 |
| Ho | 0.27 | 1.05 | 0.79 | 0.833 | 0.766 | n.d. | 0.95 | 0.82 | 0.61 |
| Er | 0.77 | 3.23 | 2.32 | 2.57 | 1.9 | n.d. | 2.63 | 2.30 | 1.78 |
| Tm | 0.09 | 0.46 | 0.30 | 0.342 | 0.23 | n.d. | 0.41 | 0.31 | 0.26 |
| Yb | 0.81 | 3.21 | 2.09 | 2.25 | 1.5 | n.d. | 2.46 | 2.04 | 1.80 |
| Lu | 0.12 | 0.45 | 0.32 | 0.335 | 0.224 | n.d. | 0.39 | 0.30 | 0.24 |
| Hf | 6.55 | 1.93 | 4.31 | 4.83 | 9.36 | n.d. | 4.67 | 4.29 | 5.16 |
| Ta | 0.05 | 0.30 | 0.43 | 0.402 | 0.278 | n.d. | 0.43 | 0.40 | 0.45 |
| Pb | 6.18 | 4.01 | 8.76 | 14.1 | 9.49 | n.d. | 5.81 | 8.19 | 5.32 |
| Th | 0.11 | 0.13 | 2.20 | 3.86 | 0.98 | n.d. | 0.87 | 1.76 | 1.64 |
| U | 0.22 | 0.10 | 0.24 | 0.296 | 0.146 | n.d. | 0.24 | 0.24 | 0.28 |

*Análisis realizados en el SLE. Rocas fueron comparadas con ^a JMC-01, JMC-05, JMC-05b, JMC-16, CB47 (Estrada-Carmona et al., 2009); CB59A y CB57A (Pompa-Mera, 2009); CH21-55, CH21-62, CH21-65B (Monreal-Roque, 2022) y ^b JMC-34ROD (Estrada-Carmona et al., 2009). b.d.l.: por debajo del límite de detección. n.d.: no determinado.

Tabla 10. Análisis de geoquímica de roca total de granitos del Pérmico Temprano y del Permo-Triásico

| Edad | Pérmico Temprano ^a | | Pérmico-Triásico ^b | | | | |
|--------------------------------|-------------------------------|--------------------------|-------------------------------|---------------|-----------------|---|--------------|
| Litología | Ortogneis diorítico | metadiorita milonitizada | Granito milonitizado | | Dique granítico | Gneis granodiorítico migmatizado ¹ | |
| Muestra CH- | 19-07b | 19-05 | 19-04 | 19-06 | 19-20b | 19-43a | 19-47* |
| Wt% | | | | | | | |
| SiO ₂ | 52.96 | 48.69 | 70.71 | 64.59 | 74.81 | 71.83 | 72.06 |
| TiO ₂ | 2.00 | 3.46 | 0.30 | 0.66 | 0.25 | 0.16 | 0.22 |
| Al ₂ O ₃ | 16.66 | 14.54 | 15.53 | 16.40 | 14.40 | 16.13 | 14.27 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.56 | 13.07 | 2.55 | 4.42 | 0.69 | 1.81 | 2.19 |
| MnO | 0.11 | 0.17 | 0.08 | 0.07 | 0.02 | 0.04 | 0.05 |
| MgO | 2.70 | 3.76 | 0.61 | 2.00 | 0.27 | 0.26 | 0.62 |
| CaO | 5.55 | 8.59 | 1.90 | 4.51 | 3.28 | 2.97 | 2.28 |
| Na ₂ O | 3.24 | 1.71 | 4.01 | 3.98 | 3.81 | 5.03 | 4.21 |
| K ₂ O | 2.94 | 3.60 | 3.59 | 2.32 | 2.29 | 1.28 | 2.70 |
| P ₂ O ₅ | b.d.l. | b.d.l. | b.d.l. | b.d.l. | b.d.l. | 0.05 | 0.10 |
| Cr ₂ O ₃ | 1.30 | 0.64 | 0.12 | 0.18 | 0.05 | 0.03 | b.d.l. |
| L.O.I. | 1.02 | 1.89 | 0.88 | 1.44 | 0.14 | 0.28 | 0.33 |
| Total | 100.04 | 100.12 | 100.28 | 100.57 | 100.01 | 99.87 | 99.03 |
| ppm | | | | | | | |
| Sc | 10.10 | 19.97 | 6.28 | 8.15 | 2.83 | 3.51 | n.d |
| V | 93.40 | 242.10 | 33.60 | 96.00 | 16.90 | 16.07 | n.d |
| Cr | 5.90 | 8.36 | 5.40 | 20.70 | 11.90 | 232.91 | 517.00 |
| Co | 32.97 | 35.83 | 22.30 | 20.90 | 48.40 | 2.54 | n.d |
| Ni | 5.48 | 19.05 | 4.70 | 6.51 | 8.80 | 8.78 | n.d |
| Cu | 28.92 | 41.87 | 10.30 | 4.64 | 10.00 | 13.22 | n.d |
| Zn | 137.10 | 216.00 | 45.80 | 67.90 | 22.20 | 39.90 | 31.00 |
| Rb | 114.70 | 122.60 | 93.40 | 63.00 | 48.70 | 15.79 | n.d |
| Sr | 701.70 | 546.20 | 383.50 | 583.70 | 742.00 | 946.85 | 553.00 |
| Y | 43.69 | 51.63 | 65.40 | 11.27 | 8.70 | 5.17 | n.d |
| Zr | 468.00 | 436.90 | 144.20 | 145.10 | 118.00 | 91.97 | 132.80 |
| Nb | 99.52 | 35.97 | 26.50 | 7.11 | 12.95 | 5.32 | n.d |
| Mo | 1.74 | 4.82 | 0.29 | 0.72 | 0.73 | 6.79 | n.d |
| Cs | 3.63 | 1.67 | 1.29 | 2.97 | 0.27 | 0.23 | n.d |
| Ba | 1463.00 | 1487.00 | 994.00 | 849.00 | 1625.00 | 1072.24 | 1701.00 |
| La | 118.11 | 50.26 | 38.60 | 22.60 | 50.10 | 18.65 | n.d |
| Ce | 222.90 | 111.17 | 80.10 | 48.55 | 99.30 | 36.70 | n.d |
| Pr | 24.58 | 14.41 | 9.04 | 5.77 | 10.04 | 4.00 | n.d |
| Nd | 95.00 | 64.03 | 32.30 | 22.96 | 32.70 | 13.16 | n.d |
| Sm | 16.02 | 14.27 | 7.71 | 4.18 | 4.64 | 1.91 | n.d |
| Eu | 4.18 | 4.06 | 1.29 | 1.07 | 1.23 | 0.69 | n.d |
| Gd | 13.73 | 13.73 | 8.80 | 3.45 | 2.86 | 1.19 | n.d |
| Tb | 1.72 | 1.92 | 1.60 | 0.42 | 0.33 | 0.16 | n.d |
| Dy | 9.68 | 11.67 | 11.27 | 2.43 | 1.60 | 0.94 | n.d |
| Ho | 1.79 | 2.13 | 2.26 | 0.44 | 0.35 | 0.20 | n.d |
| Er | 4.75 | 5.90 | 7.02 | 1.27 | 0.80 | 0.63 | n.d |
| Tm | 0.63 | 0.75 | 1.04 | 0.17 | 0.13 | 0.12 | n.d |
| Yb | 3.87 | 4.70 | 7.03 | 1.00 | 0.81 | 0.92 | n.d |
| Lu | 0.52 | 0.63 | 1.05 | 0.16 | 0.11 | 0.16 | n.d |
| Hf | 11.12 | 12.09 | 4.26 | 4.52 | 3.17 | 2.63 | n.d |
| Ta | 4.71 | 2.15 | 1.60 | 0.61 | 0.83 | 0.27 | n.d |
| Pb | 6.65 | 20.58 | 24.40 | 10.79 | 18.10 | 7.42 | n.d |
| Th | 12.17 | 2.75 | 16.72 | 7.25 | 9.72 | 0.53 | n.d |
| U | 1.74 | 0.91 | 5.49 | 2.58 | 3.58 | 0.25 | n.d |

* Análisis realizados en el SLE. Las muestras fueron comparadas solo con rocas datadas o que mostraban relaciones de campo que sugieren su edad. ¹ El metamorfismo de esta roca ocurrió en el Triásico-Jurásico. ^a CB43 (González-Guzmán et al., 2016); CMP2, CB10, CB12, CB13a, CB16, CB17, CB22, CB28 (Weber et al., 2005); CB59 (Estrada-Carmona et al., 2009); y CB50B (Pompa-Mera, 2009). ^b R0101, R0904, R002, R0305, 02-4, NIQ01 (González-Guzmán et al., 2016); CH19-01. CH19-02 (González-Guzmán et al., 2021); CB50A y CMB-8 (Pompa-Mera, 2009). b.d.l.: por debajo del límite de detección. n.d.: no determinado.

Tabla 11. Análisis de geoquímica de roca total de granitos del Triásico y Jurásico

| Edad | Noriano ^b | | | | | Jurásico Temprano ^c | |
|--------------------------------|----------------------|---------------------------------------|--------------|--------------|---------------------------|--------------------------------|---------------|
| | Granito con biotita | Leucogranito con granate ^a | | Leucogranito | Metacuarzodiorita (dique) | Leucosoma | Granito rosa |
| Muestra CH- | 19-09a | 19-14 | 21-36a | 21-11 | 19-43b | 19-43c | 19-71 |
| Wt% | | | | | | | |
| SiO ₂ | 75.46 | 72.10 | 70.06 | 75.41 | 58.11 | 73.79 | 74.36 |
| TiO ₂ | 0.11 | 0.15 | 0.18 | 0.10 | 1.11 | 0.02 | 0.21 |
| Al ₂ O ₃ | 14.62 | 16.19 | 16.86 | 14.05 | 17.35 | 14.70 | 13.87 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.72 | 1.46 | 2.03 | 0.82 | 6.87 | 0.77 | 1.52 |
| MnO | 0.02 | 0.06 | 0.07 | 0.00 | 0.19 | 0.15 | 0.03 |
| MgO | 0.16 | 0.22 | 0.26 | 0.13 | 3.17 | bdl | 0.15 |
| CaO | 2.53 | 2.58 | 2.68 | 0.19 | 6.08 | 1.04 | 1.07 |
| Na ₂ O | 4.73 | 4.97 | 4.77 | 4.04 | 3.13 | 3.29 | 3.98 |
| K ₂ O | 1.64 | 1.95 | 1.77 | 3.84 | 1.76 | 5.98 | 4.12 |
| P ₂ O ₅ | bdl | b.d.l. | 0.07 | 0.00 | 0.60 | 0.03 | 0.05 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.01 | 0.04 | 0.06 | 0.08 |
| L.O.I. | 0.40 | 0.36 | 1.17 | 1.18 | 1.27 | 0.29 | 0.58 |
| Total | 100.43 | 100.09 | 99.98 | 99.77 | 99.68 | 100.12 | 100.02 |
| ppm | | | | | | | |
| Sc | 2.61 | 2.86 | 3.84 | 4.14 | 14.72 | 4.93 | 4.97 |
| V | 15.00 | 16.10 | 16.64 | 14.45 | 111.09 | 10.86 | 23.36 |
| Cr | 11.00 | 7.00 | 425.54 | 127.52 | 284.70 | 416.20 | 583.47 |
| Co | 51.10 | 39.30 | 2.80 | 1.05 | 16.64 | 1.67 | 2.91 |
| Ni | 13.10 | 7.10 | 10.95 | 6.33 | 41.79 | 10.63 | 14.53 |
| Cu | 5.70 | 4.10 | 22.43 | 13.79 | 24.30 | 16.55 | 37.01 |
| Zn | 23.30 | 37.00 | 31.46 | 7.85 | 130.29 | 5.63 | 28.91 |
| Rb | 20.30 | 22.30 | 21.44 | 60.64 | 24.32 | 48.76 | 72.41 |
| Sr | 544.00 | 721.00 | 734.42 | 175.76 | 759.15 | 314.44 | 227.29 |
| Y | 4.09 | 8.31 | 6.85 | 2.45 | 21.99 | 11.64 | 8.69 |
| Zr | 28.10 | 93.40 | 88.90 | 49.47 | 295.52 | 27.89 | 89.01 |
| Nb | 4.47 | 7.42 | 7.72 | 3.79 | 17.18 | 0.99 | 15.54 |
| Mo | 0.44 | 0.77 | 10.42 | 3.09 | 5.94 | 9.95 | 13.76 |
| Cs | 0.43 | 0.21 | 0.20 | 0.34 | 0.39 | 0.19 | 2.31 |
| Ba | 1150.00 | 1196.00 | 1068.41 | 609.87 | 1647.20 | 1237.26 | 894.90 |
| La | 3.26 | 22.11 | 18.02 | 5.82 | 47.09 | 3.13 | 24.40 |
| Ce | 5.93 | 42.70 | 33.34 | 10.97 | 94.65 | 5.69 | 49.93 |
| Pr | 0.64 | 4.52 | 3.83 | 1.28 | 11.33 | 0.61 | 4.95 |
| Nd | 2.51 | 15.08 | 12.60 | 5.13 | 44.56 | 2.14 | 16.43 |
| Sm | 0.71 | 2.51 | 1.97 | 0.83 | 7.40 | 0.54 | 2.45 |
| Eu | 0.60 | 0.81 | 0.86 | 0.28 | 2.07 | 0.48 | 0.55 |
| Gd | 0.61 | 1.74 | 1.47 | 0.76 | 5.92 | 0.84 | 1.85 |
| Tb | 0.11 | 0.26 | 0.22 | 0.09 | 0.81 | 0.20 | 0.29 |
| Dy | 0.74 | 1.39 | 1.34 | 0.62 | 4.66 | 1.63 | 1.49 |
| Ho | 0.19 | 0.34 | 0.21 | 0.11 | 0.85 | 0.34 | 0.35 |
| Er | 0.51 | 1.07 | 0.70 | 0.36 | 2.06 | 1.36 | 0.95 |
| Tm | 0.10 | 0.20 | 0.06 | 0.04 | 0.30 | 0.25 | 0.12 |
| Yb | 0.68 | 1.23 | 0.63 | 0.47 | 2.12 | 2.07 | 1.05 |
| Lu | 0.10 | 0.22 | 0.10 | 0.05 | 0.26 | 0.37 | 0.20 |
| Hf | 1.17 | 2.64 | 2.33 | 2.17 | 6.86 | 1.32 | 2.82 |
| Ta | 0.41 | 0.39 | 0.49 | 0.38 | 0.79 | 0.10 | 1.33 |
| Pb | 9.90 | 10.40 | 6.90 | 4.83 | 5.05 | 13.56 | 19.50 |
| Th | 0.57 | 0.71 | 0.55 | 2.22 | 2.41 | 0.15 | 11.37 |
| U | 0.24 | 0.24 | 0.14 | 0.84 | 0.53 | 0.22 | 2.10 |

Rocas fueron comparadas con ^a Leucogranito de (Rendón-Vázquez, 2022). ^b Rocas del Noriano en el Complejo Chuacús Gt0319, Gt0320, Gt0321 (Solari et al., 2011); CH20 y CH55 (Maldonado et al., 2018a). ^c Muestras jurásicas en el CMC son CMB-8A y CB-57(Pompa-Mera, 2009); VC-10, VC-11, VC-13, VC-14C, VC-18, VC-1, VC-20, VC-29, VC-2, VC-3, VC-4 (Godínez-Urban et al., 2011); y muestras del Macizo de La mixtequita MIXTE38, CHOX129, ISTE38, ISTE37, MIXTE33, CHOX128, ISTE39, MIXTE57, MIXTE32, MIXTE34, MIXTE 39, MIXTE 43, MIXTE 56, MIXTE 53, MIXTE 55 (Murillo-Muñetón, 1994).

Anexo C

Resultados de los análisis de Sm-Nd por grupo litológico

Tabla 12. Análisis isotópicos Sm-Nd de las rocas de la Unidad Catarina

| Nombre de la muestra | t_{met}^a | t_{crist}^b | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}Sm/^{144}Nd$ | $^{143}Nd/^{144}Nd$ | $\pm 2s$ | | $^{143}Nd/^{144}Nd_{(met)}$ | $^{143}Nd/^{144}Nd_{(crist)}^c$ | | ϵNd | $\epsilon Nd_{(met)}$ | $\epsilon Nd_{(crist)}$ | $T_{DM} (Ga)^c$ | | |
|---|-------------|---------------|----------|----------|---------------------|---------------------|----------|---|-----------------------------|---------------------------------|----------------------|---------------|-----------------------|-------------------------|----------------------|----------------------|------|
| | (Ma) | (Ma) | | | | | (s.e.) | n | | 1-etapa ^d | 2-etapa ^e | | | | 1-etapa ^d | 2-etapa ^d | |
| Gneis granítico bandeado | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CH19-12a | 950 | 1550 | 5.32 | 30.74 | 0.104596 | 0.511661 | ± | 9 | 77 | 0.511010 | 0.510596 | | -18.89 | -7.80 | -0.73 | 1.98 | |
| CH19-24b | 950 | 1550 | 9.04 | 62.58 | 0.087315 | 0.511584 | ± | 3 | 76 | 0.511039 | 0.510694 | | -20.41 | -7.21 | +1.19 | 1.81 | |
| CH19-25 | 950 | 1550 | 4.35 | 26.20 | 0.100271 | 0.511709 | ± | 4 | 79 | 0.511084 | 0.510687 | | -17.97 | -6.35 | +1.06 | 1.85 | |
| CH21-02 | 950 | 1550 | 4.66 | 21.19 | 0.132806 | 0.511965 | ± | 3 | 77 | 0.511137 | | 0.510662 | -12.97 | -5.30 | +0.57 | | 1.94 |
| Anfibolita | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CH19-52a | 950 | 1500 | 9.18 | 39.27 | 0.141294 | 0.511988 | ± | 4 | 77 | 0.511108 | | 0.510672 | -12.51 | -5.88 | -0.50 | | 1.99 |
| CH19-52b | 950 | 1500 | 4.86 | 21.91 | 0.134236 | 0.511993 | ± | 3 | 73 | 0.511156 | | 0.510720 | -12.43 | -4.94 | +0.44 | | 1.91 |
| CH19-62b | 950 | 1500 | 3.14 | 14.23 | 0.133349 | 0.512035 | ± | 3 | 77 | 0.511204 | | 0.510768 | -11.61 | -4.00 | +1.38 | | 1.84 |
| CH19-63b | 950 | 1500 | 4.51 | 19.66 | 0.138737 | 0.512081 | ± | 3 | 74 | 0.511216 | | 0.510781 | -10.71 | -3.76 | +1.62 | | 1.82 |
| CH20-06 | 950 | 1500 | 5.36 | 20.00 | 0.161925 | 0.512259 | ± | 3 | 75 | 0.511250 | | 0.510814 | -7.24 | -3.10 | +2.28 | | 1.77 |
| CH20-11a | 950 | 1500 | 10.37 | 44.32 | 0.141464 | 0.512213 | ± | 3 | 77 | 0.511331 | 0.510818 | | -8.14 | -1.51 | +2.36 | 1.84 | |
| CH20-12 | 950 | 1500 | 4.80 | 18.75 | 0.154760 | 0.512369 | ± | 3 | 73 | 0.511404 | 0.510843 | | -5.09 | -0.08 | +2.85 | 1.85 | |
| CH19-22 | 950 | 1500 | 4.07 | 19.51 | 0.126040 | 0.511991 | ± | 5 | 77 | 0.511205 | 0.510748 | | -12.47 | -3.98 | +0.98 | 1.90 | |
| Gneis cuarzo-feldespático de biotita (\pm Grt, \pm Am) | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CH19-53a | 950 | 970 | 0.95 | 3.65 | 0.156913 | 0.512366 | ± | 8 | 77 | 0.511388 | 0.511368 | | -5.15 | -0.39 | -0.29 | 1.92 | |
| CH19-53b | 950 | 970 | 4.55 | 22.49 | 0.122174 | 0.511898 | ± | 4 | 75 | 0.511137 | 0.511121 | | -14.28 | -5.31 | -5.12 | 1.97 | |
| CH19-62a | 950 | 970 | 9.63 | 60.95 | 0.095529 | 0.511817 | ± | 4 | 76 | 0.511221 | | 0.511205 | -15.87 | -3.66 | -3.47 | | 1.81 |
| CH19-63a | 950 | 970 | 5.75 | 32.87 | 0.105789 | 0.511767 | ± | 4 | 75 | 0.511108 | 0.511094 | | -16.83 | -5.88 | -5.64 | | 1.99 |
| CH19-36a | 950 | 970 | 6.55 | 32.63 | 0.121309 | 0.511960 | ± | 3 | 76 | 0.511204 | 0.511188 | | -13.07 | -4.00 | -3.80 | 1.85 | |
| Gneis cuarzo-feldespático | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CH19-68 | 950 | 970 | 1.04 | 6.79 | 0.092180 | 0.511775 | ± | 7 | 75 | 0.511200 | | 0.511184 | -16.69 | -4.08 | -3.88 | | 1.85 |

^a y ^b corresponden a las mejores edades de metamorfismo y cristalización, respectivamente, de las rocas estudiadas. Ver sección de geocronología del capítulo 4.

^c La relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ y edad modelo fueron calculadas en 1- y 2-etapas dependiendo de si se infirió o no fraccionamiento entre Sm y Nd durante la migmatización.

^d Procedimiento y fórmulas para el cálculo de edades modelo en 1 y 2-etapas y para el cálculo de la composición inicial en 1-etapa fueron dados en el capítulo de metodología, junto con los reservorios utilizados.

^e La relación $^{143}Nd/^{144}Nd$ en 2-etapas, a la edad de cristalización, fue calculada de la a partir ecuaciones de la línea recta y la pendiente.

Tabla 13. Análisis isotópicos Sm-Nd de las rocas de la Unidad Custepec

| Nombre de la muestra | t_{met}^a | t_{crist}^b | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}Sm/^{144}Nd$ | $^{143}Nd/^{144}Nd$ | $\pm 2s$ | | $^{143}Nd/^{144}Nd_{(met)}$ | ϵNd | $\epsilon Nd_{(met)}$ | $T_{DM} (Ga)^c$ | |
|---------------------------|-------------|---------------|----------|----------|---------------------|---------------------|----------|----|-----------------------------|---------------|-----------------------|-----------------|---------|
| | (Ma) | (Ma) | | | | | (s.e.) | n | | | | 1-etapa | 2-etapa |
| Anfibolita | | | | | | | | | | | | | |
| CH19-12b | 250 | | 2.10 | 6.40 | 0.198444 | 0.512811 | ± 3 | 78 | 0.512486 | 3.53 | +3.45 | | |
| CH19-21 | 250 | | 7.57 | 38.49 | 0.118906 | 0.512254 | ± 4 | 77 | 0.512059 | -7.34 | -4.88 | 1.36 | |
| CH19-26 | 250 | | 6.71 | 28.86 | 0.140570 | 0.512404 | ± 3 | 77 | 0.512174 | -4.41 | -2.64 | 1.45 | |
| CH19-69 | 250 | | 5.73 | 16.01 | 0.216234 | 0.512789 | ± 3 | 77 | 0.512435 | 3.10 | +2.45 | | |
| CH19-57 | 250 | | 8.25 | 40.12 | 0.124256 | 0.512384 | ± 4 | 75 | 0.512181 | -4.79 | -2.50 | 1.23 | |
| CH20-02 | 250 | | 6.60 | 27.25 | 0.146322 | 0.512340 | ± 4 | 77 | 0.512101 | -5.66 | -4.07 | 1.70 | |
| CH20-05 | 250 | | 10.10 | 47.92 | 0.127442 | 0.512350 | ± 4 | 75 | 0.512141 | -5.47 | -3.28 | 1.33 | |
| CH19-54 | 250 | | 9.07 | 45.06 | 0.121659 | 0.512353 | ± 3 | 76 | 0.512154 | -5.40 | -3.03 | 1.25 | |
| Gneis anfibolítico | | | | | | | | | | | | | |
| CH19-16 | 250 | | 5.71 | 26.78 | 0.128839 | 0.512274 | ± 3 | 76 | 0.512063 | -6.94 | -4.80 | 1.48 | |
| CH19-17 | 250 | | 4.46 | 22.82 | 0.118242 | 0.512076 | ± 4 | 77 | 0.511883 | -10.81 | -8.33 | 1.62 | |
| CH19-38 | 250 | | 8.47 | 41.73 | 0.122634 | 0.512283 | ± 3 | 75 | 0.512083 | -6.76 | -4.42 | 1.37 | |
| CH19-46a | 250 | | 6.38 | 31.71 | 0.121677 | 0.512265 | ± 3 | 77 | 0.512066 | -7.12 | -4.75 | 1.39 | |
| CH19-61b | 250 | | 1.71 | 8.83 | 0.117065 | 0.512044 | ± 4 | 76 | 0.511853 | -11.42 | -8.91 | | 1.69 |
| CH19-61c | 250 | | 5.10 | 23.65 | 0.130455 | 0.512068 | ± 3 | 76 | 0.511855 | -10.96 | -8.88 | | 1.69 |
| CH19-59b | 250 | | 4.11 | 18.66 | 0.133028 | 0.512197 | ± 11 | 79 | 0.511979 | -8.45 | -6.45 | 1.69 | |
| CH19-60 | 250 | | 6.34 | 33.49 | 0.114516 | 0.512296 | ± 5 | 75 | 0.512109 | -6.51 | -3.91 | 1.25 | |
| CH19-70 | 250 | | 5.39 | 28.60 | 0.113906 | 0.512275 | ± 5 | 76 | 0.512089 | -6.92 | -4.30 | 1.27 | |

Tabla 14. Análisis isotópicos Sm-Nd granitos del Pérmico temprano y del Permo-Triásico

| Nombre de la muestra | t_{met}^a | t_{crist}^b | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}Sm/^{144}Nd$ | $^{143}Nd/^{144}Nd$ | $\pm 2s$ | | $^{143}Nd/^{144}Nd_{(met)}$ | ϵNd | $\epsilon Nd_{(met)}$ | $T_{DM} (Ga)^c$ | |
|-------------------------|-------------|---------------|----------|----------|---------------------|---------------------|----------|----|-----------------------------|---------------|-----------------------|-----------------|---------|
| | (Ma) | (Ma) | | | | | (s.e.) | n | | | | 1-etapa | 2-etapa |
| Pérmico temprano | | | | | | | | | | | | | |
| CH19-07b | 250 | 278 | 14.94 | 83.47 | 0.108173 | 0.512166 | ± 3 | 77 | 0.511988 | -9.06 | -6.26 | 1.35 | |
| Permo-Triásico | | | | | | | | | | | | | |
| CH19-43a | | 249 | 2.55 | 18.95 | 0.081345 | 0.512157 | ± 4 | 78 | 0.512024 | -9.23 | -5.58 | 1.10 | |
| CH19-47 | | 249 | 2.05 | 11.70 | 0.105938 | 0.512241 | ± 4 | 76 | 0.512068 | -7.58 | -4.71 | 1.23 | |
| CH19-20b | | 249 | 4.72 | 32.47 | 0.087864 | 0.512242 | ± 3 | 76 | 0.512098 | -7.57 | -4.12 | 1.06 | |

^a y ^b corresponden a las mejores edades de metamorfismo y cristalización, respectivamente, de las rocas estudiadas. Ver sección de geocronología del capítulo 5.

^c Edad modelo de Nd fue calculada en 1- y 2-etapas dependiendo de si se infirió o no fraccionamiento entre Sm y Nd durante la migmatización. El procedimiento y fórmulas para el cálculo de edades modelo en 1 y 2-etapas y para el cálculo de la composición inicial son descritos en el capítulo de metodología, junto con los reservorios utilizados.

Tabla 15. Análisis isotópicos Sm-Nd de los granitos del Triásico medio y del Jurásico temprano

| Litología | Nombre de la muestra | t_{cris}^a | Sm | Nd | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2s$ | | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(\text{cris})}$ | ϵNd | $\epsilon\text{Nd}_{(\text{cris})}$ | T_{DM} (Ga) |
|------------------------------|----------------------|---------------------|-------|-------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------|----|---|---------------------|-------------------------------------|----------------------|
| | | (Ma) | (ppm) | (ppm) | | | (s.e.) | n | | | | |
| Triásico tardío | | | | | | | | | | | | |
| Granito Peraluminoso | CH19-14 | 215 | 1.75 | 11.43 | 0.092667 | 0.512175 | ± 3 | 77 | 0.512045 | -8.87 | -6.04 | 1.18 |
| | CH21-36a | 215 | 2.53 | 16.30 | 0.093702 | 0.512222 | ± 3 | 75 | 0.512090 | -7.96 | -5.16 | 1.13 |
| | CH19-09a | 227 | 0.51 | 2.23 | 0.137880 | 0.512348 | ± 8 | 76 | 0.512154 | -5.51 | -3.92 | 1.51 |
| Metacuarzodiorita (Dique) | CH19-43b | | 7.62 | 44.19 | 0.104223 | 0.512355 | ± 4 | 75 | 0.512208 | -5.37 | -2.85 | 1.06 |
| Leucosoma de gneis granítico | CH19-43c | 216 | 0.84 | 4.28 | 0.118907 | 0.512294 | ± 7 | 75 | 0.512150 | -6.55 | -4.73 | 1.30 |
| Jurásico Temprano | | | | | | | | | | | | |
| Granito rosa | CH19-71 | 180 | 3.07 | 20.10 | 0.092467 | 0.512392 | ± 3 | 77 | 0.512280 | -4.65 | -2.20 | 9.15 |

^a corresponden a las mejores edades de cristalización de las rocas estudiadas. Ver sección de geocronología del capítulo 6

Procedimiento y fórmulas para el cálculo de edades modelo y de la composición inicial fueron dados en el capítulo de metodología, junto con los reservorios utilizados.

Tabla 16. Análisis isotópicos Sm-Nd en roca total y granates de la muestra de granito con granate CH19-14

| Litología | Lixiviado | Sm | Nd | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | ± 2 s.e. (%) | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | ± 2 s.e. (%) | ϵNd | t | ± 2 s.e. | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ | ± 2 s.e. |
|------------|---------------------|-------|-------|-----------------------------------|------------------|-----------------------------------|------------------|---------------------|------|--------------|---|--------------|
| | | (ppm) | (ppm) | | | | | | (Ma) | | | |
| Roca total | | 1.75 | 11.43 | 0.092663 | 0.005155 | 0.512176 | 0.003 | -8.86 | 216 | 7 | 0.512046 | ± 11 |
| Grt1 | Hf | 2.17 | 6.15 | 0.213013 | 0.008909 | 0.512354 | 0.003 | -5.38 | | | | |
| Grt2 | Hf | 2.46 | 5.64 | 0.263631 | 0.008524 | 0.512413 | 0.003 | -4.23 | | | | |
| Grt3 | Hf | 1.80 | 5.76 | 0.213927 | 0.008269 | 0.512345 | 0.001 | -5.56 | | | | |
| Grt4 | Hf+HNO ₄ | 1.44 | 1.74 | 0.500815 | 0.006686 | 0.512753 | 0.003 | +2.40 | | | | |
| Grt5 | Sin lixiviar | 3.26 | 16.80 | 0.117278 | 0.012458 | 0.512238 | 0.006 | -7.65 | | | | |
| Grt6 | Hf+HNO ₃ | 2.29 | 7.72 | 0.179605 | 0.008308 | 0.512307 | 0.003 | -6.30 | | | | |
| Grt7 | HNO ₃ | 1.85 | 3.70 | 0.301801 | 0.007734 | 0.512475 | 0.002 | -3.02 | | | | |
| Grt8 | Hf+HNO ₃ | 2.38 | 7.31 | 0.196427 | 0.019518 | 0.512364 | 0.003 | -5.19 | | | | |

Análisis en la fila sombreada no fue usado para el cálculo de la edad.

Anexo D

Resultados de los análisis de U-Pb por LA-ICPMS por unidad y grupo litológico

Tabla 17. Datos de geocronología de U-Pb obtenidos a través de LA-ICPMS para las rocas de la Unidad Catarina

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U [ppm] | Pb [ppm] | Th [ppm] | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|--|-------------------|----------------------|---------|----------|----------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|--------------------------------------|--------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|-----------|
| | | | | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2σ (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2σ (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2σ (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2σ | Disc. (%) |
| Ortogneis granítico CH19-12a (El Palmar) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | N | ZD | 1940 | 288 | 166 | 0.09 | 583577 | 1.544354 | 3.42 | 0.148590 | 2.54 | 0.075380 | 2.28 | 0.74 | 948 | 32 | 893 | 23 | 1079 | 46 | 17 |
| 2 | SC | ZD | 155 | 26 | 115 | 0.74 | 634 | 1.738905 | 3.60 | 0.166250 | 2.56 | 0.075860 | 2.53 | 0.71 | 1023 | 37 | 991 | 25 | 1091 | 51 | 9 |
| 3 | X | NZ | 169 | 29 | 85 | 0.50 | 173184 | 1.851454 | 3.51 | 0.168630 | 2.55 | 0.079630 | 2.41 | 0.73 | 1064 | 37 | 1005 | 26 | 1188 | 48 | 15 |
| 4 | N | ZI | 519 | 102 | 114 | 0.22 | 622701 | 2.276564 | 3.32 | 0.197290 | 2.53 | 0.083690 | 2.15 | 0.76 | 1205 | 40 | 1161 | 29 | 1285 | 42 | 10 |
| 5 | SC | NZ | 323 | 64 | 132 | 0.41 | 950 | 2.293541 | 3.84 | 0.198690 | 2.61 | 0.083720 | 2.82 | 0.68 | 1210 | 46 | 1168 | 30 | 1286 | 55 | 9 |
| 6 | N | ZD | 471 | 81 | 83 | 0.18 | 1348 | 1.870434 | 3.34 | 0.172350 | 2.53 | 0.078710 | 2.19 | 0.76 | 1071 | 36 | 1025 | 26 | 1165 | 43 | 12 |
| 7 | N | ZD | 269 | 70 | 109 | 0.41 | 1167 | 3.384092 | 3.52 | 0.261800 | 2.56 | 0.093750 | 2.41 | 0.73 | 1501 | 53 | 1499 | 38 | 1503 | 46 | 0 |
| 8 | N | ZD | 1102 | 210 | 70 | 0.06 | 5962 | 2.197509 | 3.29 | 0.190530 | 2.53 | 0.083650 | 2.10 | 0.77 | 1180 | 39 | 1124 | 28 | 1284 | 41 | 12 |
| 9 | X | NZ | 185 | 30 | 121 | 0.65 | 184517 | 1.716336 | 3.52 | 0.163790 | 2.55 | 0.076000 | 2.42 | 0.73 | 1015 | 36 | 978 | 25 | 1095 | 48 | 11 |
| 10 | N | ZI | 995 | 207 | 52 | 0.05 | 5049 | 2.478968 | 3.29 | 0.208430 | 2.52 | 0.086260 | 2.11 | 0.77 | 1266 | 42 | 1220 | 31 | 1344 | 41 | 9 |
| 11 | SC | ZD | 258 | 72 | 85 | 0.33 | 436643 | 3.749487 | 3.43 | 0.277800 | 2.55 | 0.097890 | 2.29 | 0.74 | 1582 | 54 | 1580 | 40 | 1584 | 43 | 0 |
| 12 | N | NZ | 586 | 155 | 46 | 0.08 | 4241 | 3.447694 | 3.32 | 0.264240 | 2.53 | 0.094630 | 2.16 | 0.76 | 1515 | 50 | 1511 | 38 | 1521 | 41 | 1 |
| 13 | SC | ZD | 188 | 30 | 85 | 0.45 | 882 | 1.652211 | 3.52 | 0.160200 | 2.55 | 0.074800 | 2.43 | 0.72 | 990 | 35 | 958 | 24 | 1063 | 49 | 10 |
| 14 | N | ZI | 310 | 65 | 256 | 0.83 | 394378 | 2.553377 | 3.36 | 0.208710 | 2.53 | 0.088730 | 2.21 | 0.75 | 1287 | 43 | 1222 | 31 | 1398 | 42 | 13 |
| 15 | SC | ZD | 953 | 205 | 12 | 0.01 | 1247747 | 2.585631 | 3.29 | 0.215030 | 2.52 | 0.087210 | 2.11 | 0.77 | 1297 | 43 | 1256 | 32 | 1365 | 41 | 8 |
| 16 | X | ZS | 471 | 100 | 107 | 0.23 | 608968 | 2.574623 | 3.34 | 0.212120 | 2.53 | 0.088030 | 2.18 | 0.76 | 1293 | 43 | 1240 | 31 | 1383 | 42 | 10 |
| 17 | SC | ZI | 151 | 44 | 58 | 0.38 | 265248 | 4.034820 | 3.90 | 0.289020 | 2.62 | 0.101250 | 2.88 | 0.67 | 1641 | 64 | 1637 | 43 | 1647 | 53 | 1 |
| 18 | X | ZD | 169 | 41 | 92 | 0.55 | 247560 | 3.055079 | 3.51 | 0.239800 | 2.55 | 0.092400 | 2.40 | 0.73 | 1422 | 50 | 1386 | 35 | 1476 | 46 | 6 |
| 19 | X | ZD | 148 | 38 | 80 | 0.54 | 229466 | 3.236104 | 3.50 | 0.253570 | 2.55 | 0.092560 | 2.40 | 0.73 | 1466 | 51 | 1457 | 37 | 1479 | 45 | 1 |
| 20 | N | ZM | 1390 | 356 | 597 | 0.43 | 2173653 | 3.326051 | 3.30 | 0.256380 | 2.52 | 0.094090 | 2.13 | 0.76 | 1487 | 49 | 1471 | 37 | 1510 | 40 | 3 |
| 21 | SC | NZ | 542 | 120 | 149 | 0.27 | 733989 | 2.768356 | 3.33 | 0.221930 | 2.52 | 0.090470 | 2.17 | 0.76 | 1347 | 45 | 1292 | 33 | 1435 | 41 | 10 |
| 22 | N | NZ | 239 | 56 | 128 | 0.54 | 342870 | 2.965739 | 3.39 | 0.235180 | 2.53 | 0.091460 | 2.25 | 0.75 | 1399 | 47 | 1362 | 35 | 1456 | 43 | 6 |
| 23 | SC | NZ | 389 | 86 | 105 | 0.27 | 525488 | 2.689099 | 3.35 | 0.221250 | 2.52 | 0.088150 | 2.20 | 0.75 | 1325 | 44 | 1288 | 32 | 1386 | 42 | 7 |
| 24 | N | ZS | 1083 | 228 | 97 | 0.09 | 1390210 | 2.555945 | 3.30 | 0.210390 | 2.52 | 0.088110 | 2.13 | 0.76 | 1288 | 43 | 1231 | 31 | 1385 | 41 | 11 |
| 25 | N/B | ZI | 56 | 3 | 25 | 0.45 | 169 | 0.479424 | 5.49 | 0.056410 | 2.77 | 0.061640 | 4.74 | 0.50 | 398 | 22 | 354 | 10 | 662 | 102 | 47 |
| 26 | N | ZI/NZ | 428 | 45 | 55 | 0.13 | 275665 | 1.079197 | 3.53 | 0.105600 | 2.54 | 0.074120 | 2.46 | 0.72 | 743 | 26 | 647 | 16 | 1045 | 50 | 38 |
| 27 | SC | ZD | 1309 | 220 | 27 | 0.02 | 1346394 | 1.730409 | 3.51 | 0.168390 | 2.54 | 0.074530 | 2.42 | 0.72 | 1020 | 36 | 1003 | 25 | 1056 | 49 | 5 |
| 28 | N | ZD | 1251 | 194 | 18 | 0.01 | 17374 | 1.741139 | 3.32 | 0.155020 | 2.52 | 0.081460 | 2.16 | 0.76 | 1024 | 34 | 929 | 23 | 1233 | 42 | 25 |
| 29 | SC | ZS | 184 | 21 | 85 | 0.46 | 602 | 1.093749 | 3.66 | 0.111790 | 2.56 | 0.070960 | 2.62 | 0.70 | 750 | 27 | 683 | 17 | 956 | 54 | 29 |
| 30 | N | ZD | 416 | 104 | 170 | 0.41 | 637912 | 3.336413 | 3.34 | 0.250990 | 2.52 | 0.096410 | 2.20 | 0.75 | 1490 | 50 | 1444 | 36 | 1556 | 41 | 7 |
| 31 | SC | ZD | 296 | 66 | 138 | 0.47 | 403104 | 2.732442 | 3.40 | 0.223070 | 2.53 | 0.088840 | 2.27 | 0.74 | 1337 | 45 | 1298 | 33 | 1401 | 44 | 7 |
| 32 | N | NZ | 93 | 31 | 33 | 0.36 | 188857 | 5.157206 | 3.49 | 0.332240 | 2.55 | 0.112580 | 2.38 | 0.73 | 1846 | 64 | 1849 | 47 | 1841 | 43 | 0 |
| 33 | SC | NZ | 374 | 62 | 108 | 0.29 | 376799 | 1.750008 | 3.42 | 0.164450 | 2.53 | 0.077180 | 2.31 | 0.74 | 1027 | 35 | 981 | 25 | 1126 | 46 | 13 |
| 34 | N | ZS | 1093 | 223 | 92 | 0.08 | 5436 | 2.426442 | 3.33 | 0.203990 | 2.52 | 0.086270 | 2.18 | 0.76 | 1250 | 42 | 1197 | 30 | 1344 | 42 | 11 |

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U [ppm] | Pb [ppm] | Th [ppm] | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|---|-------------------|----------------------|---------|----------|----------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|--------------------------------------|--------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|-----------|
| | | | | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2σ (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2σ (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2σ (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2σ | Disc. (%) |
| Ortogneis granítico CH19-12a (El Palmar). Continuación | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 35 | SC | NZ | 307 | 52 | 89 | 0.29 | 320495 | 1.904920 | 3.44 | 0.170460 | 2.52 | 0.081050 | 2.34 | 0.73 | 1083 | 37 | 1015 | 26 | 1223 | 46 | 17 |
| 36 | N | ZD | 864 | 223 | 56 | 0.06 | 13338 | 3.295762 | 3.34 | 0.257660 | 2.51 | 0.092770 | 2.20 | 0.75 | 1480 | 49 | 1478 | 37 | 1483 | 42 | 0 |
| 37 | SC/N | NZ | 342 | 23 | 22 | 0.06 | 142599 | 0.583019 | 3.70 | 0.068080 | 2.56 | 0.062110 | 2.67 | 0.69 | 466 | 17 | 425 | 11 | 678 | 57 | 37 |
| 38 | N | ZM | 443 | 85 | 108 | 0.24 | 518701 | 2.205154 | 3.39 | 0.191170 | 2.52 | 0.083660 | 2.27 | 0.74 | 1183 | 40 | 1128 | 28 | 1285 | 44 | 12 |
| 39 | N | NZ | 617 | 162 | 82 | 0.13 | 17843 | 3.391972 | 3.37 | 0.262130 | 2.52 | 0.093850 | 2.24 | 0.75 | 1503 | 51 | 1501 | 38 | 1505 | 42 | 0 |
| 40 | N | NZ | 483 | 51 | 121 | 0.25 | 313841 | 1.031498 | 3.47 | 0.105920 | 2.53 | 0.070630 | 2.38 | 0.73 | 720 | 25 | 649 | 16 | 947 | 49 | 31 |
| 41 | SC | NZ | 240 | 34 | 161 | 0.67 | 209402 | 1.393432 | 4.26 | 0.142440 | 2.63 | 0.070950 | 3.35 | 0.62 | 886 | 38 | 858 | 23 | 956 | 69 | 10 |
| 42 | N | ZS | 762 | 115 | 63 | 0.08 | 702974 | 1.646478 | 3.43 | 0.150490 | 2.53 | 0.079350 | 2.32 | 0.74 | 988 | 34 | 904 | 23 | 1181 | 46 | 23 |
| 43 | SC | ZS | 392 | 70 | 85 | 0.22 | 429147 | 1.979210 | 3.50 | 0.178340 | 2.53 | 0.080490 | 2.41 | 0.72 | 1108 | 39 | 1058 | 27 | 1209 | 47 | 12 |
| 44 | SC | ZD | 215 | 35 | 102 | 0.47 | 214720 | 1.601722 | 3.55 | 0.162700 | 2.53 | 0.071400 | 2.49 | 0.71 | 971 | 35 | 972 | 25 | 969 | 51 | 0 |
| 45 | N | ZI | 78 | 24 | 33 | 0.42 | 2902 | 4.386862 | 3.59 | 0.301750 | 2.55 | 0.105440 | 2.52 | 0.71 | 1710 | 61 | 1700 | 43 | 1722 | 46 | 1 |
| 46 | N | ZS | 748 | 173 | 50 | 0.07 | 17459 | 2.871201 | 3.39 | 0.231120 | 2.52 | 0.090100 | 2.26 | 0.74 | 1374 | 47 | 1340 | 34 | 1428 | 43 | 6 |
| 47 | SC | ZS | 1099 | 229 | 75 | 0.07 | 1406308 | 2.442780 | 3.38 | 0.208530 | 2.51 | 0.084960 | 2.26 | 0.74 | 1255 | 42 | 1221 | 31 | 1315 | 44 | 7 |
| 48 | N | ZI | 407 | 77 | 44 | 0.11 | 469782 | 2.160670 | 3.43 | 0.187830 | 2.52 | 0.083430 | 2.33 | 0.74 | 1168 | 40 | 1110 | 28 | 1279 | 45 | 13 |
| 49 | SC | NZ | 196 | 33 | 108 | 0.55 | 721 | 1.785294 | 3.57 | 0.167940 | 2.54 | 0.077100 | 2.52 | 0.71 | 1040 | 37 | 1001 | 25 | 1124 | 50 | 11 |
| Ortogneis granítico CH21-02 (Capitán Luis Ángel Vidal) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | N | ZD | 910.1 | 159.3 | 390.7 | 0.43 | 21178 | 1.967059 | 4.07 | 0.175070 | 3.50 | 0.081490 | 2.09 | 0.86 | 1104 | 45 | 1040 | 36 | 1233 | 41 | 16 |
| 2 | SC/N | NZ | 164.4 | 28.88 | 53.79 | 0.33 | 194141 | 2.049613 | 4.19 | 0.175670 | 3.51 | 0.084620 | 2.29 | 0.84 | 1132 | 47 | 1043 | 37 | 1307 | 45 | 20 |
| 3 | N | ZD | 746.2 | 188.6 | 60.68 | 0.08 | 20787 | 3.286844 | 4.14 | 0.252740 | 3.51 | 0.094320 | 2.21 | 0.85 | 1478 | 61 | 1453 | 51 | 1515 | 42 | 4 |
| 4 | SC | NZ | 28.67 | 4.098 | 4.231 | 0.15 | 2669 | 1.340389 | 5.58 | 0.142920 | 3.64 | 0.068020 | 4.23 | 0.65 | 863 | 48 | 861 | 31 | 869 | 88 | 1 |
| 5 | N | ZD | 145.6 | 25.98 | 46.14 | 0.32 | 20812 | 1.961020 | 4.66 | 0.178430 | 3.55 | 0.079710 | 3.01 | 0.76 | 1102 | 51 | 1058 | 38 | 1190 | 59 | 11 |
| 6 | SC | ZI | 31.39 | 2.942 | 9.169 | 0.29 | 19779 | 0.916922 | 5.57 | 0.093730 | 3.63 | 0.070950 | 4.23 | 0.65 | 661 | 37 | 578 | 21 | 956 | 86 | 40 |
| 7 | SC | ZI | 18.39 | 2.037 | 4.249 | 0.23 | 1266 | 1.085329 | 6.38 | 0.110820 | 3.72 | 0.071030 | 5.18 | 0.58 | 746 | 48 | 678 | 25 | 958 | 106 | 29 |
| 8 | SC | NZ | 71.89 | 2.987 | 1.896 | 0.03 | 483 | 0.340584 | 20.25 | 0.041550 | 3.66 | 0.059450 | 19.92 | 0.18 | 298 | 60 | 262 | 9.6 | 584 | 432 | 55 |
| 9 | N | ZI | 26.17 | 3.925 | 5.646 | 0.22 | 26389 | 1.468618 | 5.79 | 0.150020 | 3.67 | 0.071000 | 4.48 | 0.63 | 918 | 53 | 901 | 33 | 957 | 92 | 6 |
| 10 | SC | ZD | 171.6 | 6.675 | 8.55 | 0.05 | 44871 | 0.285159 | 6.10 | 0.038890 | 3.65 | 0.053180 | 4.89 | 0.6 | 255 | 16 | 246 | 9 | 336 | 111 | 27 |
| 11 | X | ZI | 10.67 | 0.911 | 0.417 | 0.04 | 268 | 0.862650 | 8.29 | 0.085460 | 3.93 | 0.073210 | 7.29 | 0.47 | 632 | 52 | 529 | 21 | 1020 | 148 | 48 |
| 12 | N | ZS | 596.7 | 94.9 | 186.1 | 0.31 | 27702 | 1.626432 | 4.15 | 0.159040 | 3.50 | 0.074170 | 2.24 | 0.84 | 980 | 41 | 951 | 33 | 1046 | 45 | 9 |
| 13 | SC | NZ | 26.34 | 4.161 | 2.634 | 0.10 | 27974 | 1.546542 | 5.86 | 0.157980 | 3.68 | 0.071000 | 4.56 | 0.63 | 949 | 56 | 946 | 35 | 957 | 93 | 1 |
| 14 | SC | NZ | 69.84 | 2.718 | 1.922 | 0.03 | 18271 | 0.277151 | 12.21 | 0.038910 | 4.21 | 0.051660 | 11.46 | 0.35 | 248 | 30 | 246 | 10 | 270 | 263 | 9 |
| 15 | N | ZD | 104.8 | 16.59 | 67.6 | 0.65 | 111534 | 1.652240 | 4.73 | 0.158340 | 3.56 | 0.075680 | 3.12 | 0.75 | 990 | 47 | 948 | 34 | 1087 | 63 | 13 |
| 16 | SC | ZI | 46.36 | 5.497 | 6.355 | 0.14 | 714 | 1.152825 | 5.02 | 0.118580 | 3.58 | 0.070510 | 3.52 | 0.71 | 779 | 39 | 722 | 26 | 943 | 72 | 23 |
| 17 | N | ZD | 162.1 | 36.95 | 56.39 | 0.35 | 4980 | 2.989231 | 4.20 | 0.227970 | 3.51 | 0.095100 | 2.31 | 0.83 | 1405 | 59 | 1324 | 46 | 1530 | 44 | 13 |
| 18 | SC | NZ | 67.78 | 9.486 | 44.24 | 0.65 | 1121 | 1.367529 | 4.74 | 0.139950 | 3.56 | 0.070870 | 3.13 | 0.75 | 875 | 41 | 844 | 30 | 954 | 64 | 11 |
| 19 | SC/SC | NZ/ZI | 88.15 | 3.894 | 1.554 | 0.02 | 26175 | 0.311207 | 13.95 | 0.044170 | 4.75 | 0.051100 | 13.11 | 0.34 | 275 | 38 | 279 | 13 | 245 | 302 | -14 |
| 20 | N | ZI | 118.2 | 19.36 | 63.76 | 0.54 | 130132 | 1.699276 | 4.31 | 0.163800 | 3.52 | 0.075240 | 2.50 | 0.82 | 1008 | 43 | 978 | 34 | 1075 | 50 | 9 |
| 21 | SC | ZI | 37.42 | 5.321 | 6.707 | 0.18 | 931 | 1.392554 | 7.47 | 0.142190 | 3.91 | 0.071030 | 6.36 | 0.52 | 886 | 66 | 857 | 34 | 958 | 130 | 11 |
| 22 | N | ZD | 212.8 | 30.61 | 88.45 | 0.42 | 24972 | 1.452154 | 4.22 | 0.143880 | 3.50 | 0.073200 | 2.35 | 0.83 | 911 | 38 | 867 | 30 | 1019 | 48 | 15 |
| 23 | N | NZ | 122.2 | 28.82 | 108.6 | 0.89 | 193759 | 3.019693 | 4.28 | 0.235950 | 3.52 | 0.092820 | 2.43 | 0.82 | 1413 | 60 | 1366 | 48 | 1484 | 46 | 8 |
| 24 | SC | NZ | 103.8 | 20.67 | 9.406 | 0.09 | 138950 | 2.441999 | 4.29 | 0.199090 | 3.52 | 0.088960 | 2.45 | 0.82 | 1255 | 54 | 1170 | 41 | 1403 | 47 | 17 |

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U [ppm] | Pb [ppm] | Th [ppm] | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|--|-------------------|----------------------|---------|----------|----------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|--------------------------------------|--------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|-----------|
| | | | | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2σ (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2σ (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2σ (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2σ | Disc. (%) |
| Orogneis granítico CH21-02 (Capitán Luis Ángel Vidal). Continuación | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 25 | SC | NZ | 79.54 | 3.393 | 4.116 | 0.05 | 22809 | 0.305038 | 12.09 | 0.042660 | 5.44 | 0.051860 | 10.80 | 0.45 | 270 | 33 | 269 | 15 | 279 | 247 | 4 |
| 26 | N | NZ | 2120 | 336 | 28.99 | 0.01 | 42248 | 1.543352 | 4.12 | 0.158480 | 3.50 | 0.070630 | 2.18 | 0.85 | 948 | 39 | 948 | 33 | 947 | 45 | 0 |
| 27 | SC | ZI | 108 | 4.408 | 22.8 | 0.21 | 1361 | 0.287604 | 11.75 | 0.040820 | 3.58 | 0.051100 | 11.19 | 0.3 | 257 | 30 | 258 | 9.2 | 245 | 258 | -5 |
| 28 | N | ZI | 107 | 20.55 | 50.19 | 0.47 | 138151 | 2.322692 | 4.30 | 0.192040 | 3.52 | 0.087720 | 2.46 | 0.82 | 1219 | 52 | 1132 | 40 | 1376 | 47 | 18 |
| 29 | SC | ZI | 26.26 | 4.152 | 9.395 | 0.36 | 1288 | 1.540064 | 5.74 | 0.158120 | 3.67 | 0.070640 | 4.42 | 0.64 | 947 | 54 | 946 | 35 | 947 | 90 | 0 |
| 30 | SC | ZI | 28.43 | 4.283 | 2.315 | 0.08 | 28791 | 1.470826 | 5.14 | 0.150670 | 3.60 | 0.070800 | 3.67 | 0.7 | 918 | 47 | 905 | 33 | 952 | 75 | 5 |
| 31 | X | ZI | 35.25 | 5.042 | 14.5 | 0.41 | 5955 | 1.333127 | 5.27 | 0.143050 | 3.61 | 0.067590 | 3.85 | 0.68 | 860 | 45 | 862 | 31 | 856 | 80 | -1 |
| 32 | N/SC | ZD | 489.9 | 78.26 | 405.1 | 0.83 | 22404 | 1.764750 | 4.18 | 0.159750 | 3.51 | 0.080120 | 2.27 | 0.84 | 1033 | 43 | 955 | 33 | 1200 | 45 | 20 |
| 33 | SC | NZ | 113.9 | 4.603 | 3.058 | 0.03 | 2273 | 0.287198 | 5.77 | 0.040430 | 3.56 | 0.051520 | 4.54 | 0.62 | 256 | 15 | 255 | 9.1 | 264 | 104 | 3 |
| 34 | N | NZ | 242 | 47.4 | 56.12 | 0.23 | 318599 | 2.275535 | 4.22 | 0.195890 | 3.50 | 0.084250 | 2.35 | 0.83 | 1205 | 51 | 1153 | 40 | 1298 | 46 | 11 |
| 35 | SC | ZI | 29.69 | 4.654 | 2.612 | 0.09 | 31287 | 1.533616 | 5.36 | 0.156770 | 3.62 | 0.070950 | 3.95 | 0.68 | 944 | 51 | 939 | 34 | 956 | 81 | 2 |
| 36 | N | ZI | 721.6 | 168.8 | 96.88 | 0.13 | 1134682 | 2.923724 | 4.35 | 0.233920 | 3.52 | 0.090650 | 2.56 | 0.81 | 1388 | 60 | 1355 | 48 | 1439 | 49 | 6 |
| 37 | SC | ZI | 88.69 | 23.61 | 32.1 | 0.36 | 25325 | 3.471041 | 4.37 | 0.266170 | 3.53 | 0.094580 | 2.58 | 0.81 | 1521 | 67 | 1521 | 54 | 1520 | 49 | 0 |
| 38 | SC | ZI | 30.69 | 6.039 | 6.898 | 0.22 | 40595 | 2.306105 | 4.79 | 0.196770 | 3.57 | 0.085000 | 3.20 | 0.74 | 1214 | 58 | 1158 | 41 | 1316 | 62 | 12 |
| Amphibolite CH19-52a (Monterrey area) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | X | ZI | 50 | 7 | 43 | 0.85 | 1119 | 1.387053 | 3.63 | 0.142390 | 2.35 | 0.070650 | 2.77 | 0.65 | 883 | 32 | 858 | 20 | 947 | 57 | 9 |
| 2 | N | NZ | 129 | 20 | 88 | 0.68 | 47779 | 1.521457 | 2.88 | 0.155330 | 2.11 | 0.071040 | 1.96 | 0.73 | 939 | 27 | 931 | 20 | 959 | 40 | 3 |
| 3 | SC | NZ | 49 | 7 | 53 | 1.09 | 17430 | 1.437939 | 4.19 | 0.149390 | 2.54 | 0.069810 | 3.32 | 0.61 | 905 | 38 | 898 | 23 | 923 | 68 | 3 |
| 4 | N | NZ | 272 | 42 | 265 | 0.97 | 100953 | 1.510344 | 2.51 | 0.155730 | 2.00 | 0.070340 | 1.51 | 0.80 | 935 | 23 | 933 | 19 | 938 | 31 | 1 |
| 5 | SC | NZ | 41 | 6 | 32 | 0.78 | 330 | 1.410225 | 4.26 | 0.143590 | 2.58 | 0.071230 | 3.40 | 0.60 | 893 | 38 | 865 | 22 | 964 | 69 | 10 |
| 6 | N | NZ | 53 | 4 | 51 | 0.96 | 9886 | 0.766647 | 8.30 | 0.078880 | 4.13 | 0.070490 | 7.19 | 0.50 | 578 | 48 | 489 | 20 | 943 | 147 | 48 |
| 7 | N | ZI | 42 | 7 | 39 | 0.92 | 16041 | 1.551854 | 3.54 | 0.160010 | 2.32 | 0.070340 | 2.67 | 0.66 | 951 | 34 | 957 | 22 | 938 | 55 | -2 |
| 8 | N | ZI | 103 | 16 | 52 | 0.50 | 5841 | 1.501569 | 3.90 | 0.154430 | 2.46 | 0.070520 | 3.02 | 0.63 | 931 | 36 | 926 | 23 | 944 | 62 | 2 |
| 9 | SC | NZ | 36 | 5 | 37 | 1.01 | 1060 | 1.483615 | 3.44 | 0.151830 | 2.28 | 0.070870 | 2.58 | 0.66 | 924 | 32 | 911 | 21 | 954 | 53 | 4 |
| 10 | N | ZM | 272 | 65 | 67 | 0.25 | 154771 | 2.975537 | 2.47 | 0.238460 | 2.00 | 0.090500 | 1.45 | 0.81 | 1401 | 35 | 1379 | 28 | 1436 | 28 | 4 |
| 11 | SC | NZ | 50 | 8 | 44 | 0.89 | 1850 | 1.520182 | 3.31 | 0.155770 | 2.23 | 0.070780 | 2.44 | 0.67 | 939 | 31 | 933 | 21 | 951 | 50 | 2 |
| 12 | N | ZI | 194 | 29 | 83 | 0.43 | 3750 | 1.447831 | 2.58 | 0.147980 | 2.01 | 0.070960 | 1.62 | 0.78 | 909 | 23 | 890 | 18 | 956 | 33 | 7 |
| 13 | SC | ZI | 66 | 9 | 55 | 0.84 | 4874 | 1.312905 | 4.30 | 0.135430 | 2.57 | 0.070310 | 3.44 | 0.60 | 851 | 37 | 819 | 21 | 937 | 71 | 13 |
| 14 | N | ZI | 1079 | 167 | 112 | 0.10 | 398173 | 1.500730 | 2.43 | 0.154300 | 1.97 | 0.070540 | 1.42 | 0.81 | 931 | 23 | 925 | 18 | 944 | 29 | 2 |
| 15 | SC | ZI | 56 | 8 | 49 | 0.87 | 20300 | 1.469252 | 3.26 | 0.151450 | 2.22 | 0.070360 | 2.39 | 0.68 | 918 | 30 | 909 | 20 | 939 | 49 | 3 |
| 16 | N | ZD | 83 | 20 | 126 | 1.52 | 5854 | 2.834791 | 3.44 | 0.236130 | 2.35 | 0.087070 | 2.50 | 0.69 | 1365 | 47 | 1367 | 32 | 1362 | 48 | 0 |
| 17 | SC | NZ | 15 | 2 | 5 | 0.34 | 823 | 1.421787 | 5.91 | 0.145770 | 3.14 | 0.070740 | 5.00 | 0.53 | 898 | 53 | 877 | 28 | 950 | 102 | 8 |
| 18 | N | ZD | 354 | 55 | 146 | 0.41 | 130878 | 1.496244 | 2.70 | 0.154320 | 2.05 | 0.070320 | 1.76 | 0.76 | 929 | 25 | 925 | 19 | 938 | 36 | 1 |
| 19 | SC | NZ | 48 | 7 | 45 | 0.94 | 1962 | 1.344156 | 4.26 | 0.138280 | 2.57 | 0.070500 | 3.39 | 0.60 | 865 | 37 | 835 | 21 | 943 | 69 | 11 |
| 20 | N | ZD | 110 | 19 | 66 | 0.60 | 45186 | 1.733925 | 3.08 | 0.171470 | 2.17 | 0.073340 | 2.18 | 0.71 | 1021 | 31 | 1020 | 22 | 1023 | 44 | 0 |
| 21 | SC | ZI | 86 | 13 | 72 | 0.84 | 31871 | 1.517792 | 3.22 | 0.155240 | 2.20 | 0.070910 | 2.36 | 0.68 | 938 | 30 | 930 | 20 | 955 | 48 | 3 |
| 22 | N | ZD | 129 | 20 | 69 | 0.54 | 48162 | 1.510960 | 2.95 | 0.155860 | 2.12 | 0.070310 | 2.05 | 0.72 | 935 | 28 | 934 | 20 | 937 | 42 | 0 |
| 23 | SC | ZI | 36 | 6 | 33 | 0.90 | 14024 | 1.573424 | 5.45 | 0.160930 | 3.02 | 0.070910 | 4.54 | 0.55 | 960 | 52 | 962 | 29 | 955 | 93 | -1 |
| 24 | N | NZ | 155 | 25 | 78 | 0.50 | 59924 | 1.581300 | 3.44 | 0.161190 | 2.28 | 0.071150 | 2.57 | 0.66 | 963 | 33 | 963 | 22 | 962 | 53 | 0 |
| 25 | SC | ZI | 40 | 6 | 34 | 0.86 | 286 | 1.527918 | 3.63 | 0.155880 | 2.34 | 0.071090 | 2.79 | 0.64 | 942 | 34 | 934 | 22 | 960 | 57 | 3 |

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U [ppm] | Pb [ppm] | Th [ppm] | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|--|-------------------|----------------------|---------|----------|----------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|--------------------------------------|--------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|-----------|
| | | | | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2σ (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2σ (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2σ (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2σ | Disc. (%) |
| Amphibolite CH19-52a (Monterrey area). Continuación | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 26 | N | NZ | 157 | 24 | 132 | 0.85 | 1336 | 1.504973 | 2.76 | 0.155110 | 2.05 | 0.070370 | 1.85 | 0.74 | 932 | 26 | 930 | 19 | 939 | 38 | 1 |
| 27 | SC | ZI | 27 | 4 | 22 | 0.82 | 9763 | 1.458937 | 5.06 | 0.149600 | 2.86 | 0.070730 | 4.17 | 0.57 | 914 | 46 | 899 | 26 | 950 | 85 | 5 |
| 28 | N | NZ | 143 | 18 | 113 | 0.79 | 43933 | 1.248892 | 2.91 | 0.128080 | 2.09 | 0.070720 | 2.02 | 0.72 | 823 | 24 | 777 | 16 | 949 | 41 | 18 |
| 29 | SC | ZI | 70 | 8 | 47 | 0.67 | 19203 | 1.106084 | 4.27 | 0.113950 | 2.54 | 0.070400 | 3.42 | 0.60 | 756 | 32 | 696 | 18 | 940 | 70 | 26 |
| 30 | SC | ZI | 52 | 8 | 41 | 0.78 | 2808 | 1.545019 | 3.74 | 0.157780 | 2.37 | 0.071020 | 2.89 | 0.63 | 949 | 35 | 944 | 22 | 958 | 59 | 1 |
| Anfibolita CH19-22 (El Vergel) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | X | NZ | 3 | 0 | 0 | 0.16 | 2593 | 1.686824 | 12.32 | 0.163120 | 4.29 | 0.075000 | 11.55 | 0.35 | 1004 | 124 | 974 | 42 | 1069 | 232 | 9 |
| 2 | N | NZ | 221 | 33 | 56 | 0.25 | 180807 | 1.534648 | 5.15 | 0.147480 | 2.77 | 0.075470 | 4.35 | 0.54 | 944 | 49 | 887 | 25 | 1081 | 87 | 18 |
| 3 | SC | ZD | 45 | 8 | 27 | 0.60 | 44087 | 1.865840 | 4.46 | 0.177520 | 2.67 | 0.076230 | 3.57 | 0.60 | 1069 | 48 | 1053 | 28 | 1101 | 71 | 4 |
| 4 | N | ZD | 281 | 46 | 48 | 0.17 | 257583 | 1.790830 | 3.79 | 0.165330 | 2.58 | 0.078560 | 2.77 | 0.68 | 1042 | 39 | 986 | 25 | 1161 | 55 | 15 |
| 5 | SC | NZ | 53 | 12 | 25 | 0.47 | 63870 | 2.403126 | 9.85 | 0.216780 | 3.83 | 0.080400 | 9.08 | 0.39 | 1244 | 123 | 1265 | 48 | 1207 | 179 | -5 |
| 6 | N | ZI | 13 | 2 | 1 | 0.08 | 10307 | 1.400912 | 6.42 | 0.148500 | 2.95 | 0.068420 | 5.70 | 0.46 | 889 | 57 | 893 | 26 | 881 | 118 | -1 |
| 7 | N | ZC | 719 | 113 | 150 | 0.21 | 625264 | 1.547327 | 3.43 | 0.156670 | 2.53 | 0.071630 | 2.32 | 0.74 | 949 | 33 | 938 | 24 | 975 | 47 | 4 |
| 8 | SC | ZI | 46 | 3 | 4 | 0.08 | 14431 | 0.562713 | 6.01 | 0.056440 | 2.87 | 0.072310 | 5.28 | 0.48 | 453 | 27 | 354 | 10 | 995 | 107 | 64 |
| 9 | N | ZM | 610 | 112 | 32 | 0.05 | 620747 | 2.069504 | 3.32 | 0.183400 | 2.51 | 0.081840 | 2.17 | 0.76 | 1139 | 38 | 1086 | 27 | 1242 | 43 | 13 |
| 10 | SC | ZD | 51 | 2 | 0 | 0.00 | 57 | 0.288011 | 7.26 | 0.040790 | 2.94 | 0.051210 | 6.64 | 0.41 | 257 | 19 | 258 | 8 | 250 | 153 | -3 |
| 11 | N | ZM | 523 | 76 | 32 | 0.06 | 3819 | 1.369304 | 3.61 | 0.144600 | 2.54 | 0.068680 | 2.56 | 0.70 | 876 | 32 | 871 | 22 | 889 | 53 | 2 |
| 12 | SC | ZS | 100 | 4 | 5 | 0.05 | 21758 | 0.276216 | 8.23 | 0.038990 | 3.08 | 0.051380 | 7.63 | 0.37 | 248 | 20 | 247 | 8 | 258 | 175 | 4 |
| 13 | X | ZD | 148 | 21 | 50 | 0.34 | 116099 | 1.331401 | 4.53 | 0.141670 | 2.65 | 0.068160 | 3.67 | 0.59 | 859 | 39 | 854 | 23 | 873 | 76 | 2 |
| 14 | N | ZS | 73 | 18 | 63 | 0.86 | 101555 | 3.155844 | 4.49 | 0.249900 | 2.71 | 0.091590 | 3.58 | 0.60 | 1446 | 65 | 1438 | 39 | 1459 | 68 | 1 |
| 15 | SC | ZM | 27 | 1 | 1 | 0.03 | 6089 | 0.292327 | 16.08 | 0.041200 | 4.51 | 0.051460 | 15.43 | 0.28 | 260 | 42 | 260 | 12 | 261 | 354 | 0 |
| 16 | N | ZS | 311 | 69 | 222 | 0.71 | 551 | 2.599350 | 3.70 | 0.222840 | 2.56 | 0.084600 | 2.67 | 0.69 | 1300 | 48 | 1297 | 33 | 1306 | 52 | 1 |
| 17 | SC | NZ | 76 | 3 | 7 | 0.09 | 110 | 0.288461 | 11.34 | 0.040600 | 3.60 | 0.051530 | 10.75 | 0.32 | 257 | 29 | 257 | 9 | 265 | 247 | 3 |
| 18 | X | ZI | 11 | 2 | 1 | 0.05 | 63 | 1.328441 | 13.25 | 0.141980 | 4.39 | 0.067860 | 12.50 | 0.33 | 858 | 114 | 856 | 38 | 864 | 259 | 1 |
| 19 | N | ZS | 51 | 13 | 32 | 0.63 | 434 | 3.222905 | 4.39 | 0.247430 | 2.68 | 0.094470 | 3.47 | 0.61 | 1463 | 64 | 1425 | 38 | 1518 | 65 | 6 |
| 20 | SC | ZS | 123 | 5 | 5 | 0.04 | 26375 | 0.272018 | 5.43 | 0.038390 | 2.71 | 0.051390 | 4.71 | 0.50 | 244 | 13 | 243 | 7 | 258 | 108 | 6 |
| 21 | X | ZS | 111 | 4 | 7 | 0.06 | 62 | 0.285760 | 7.09 | 0.039910 | 2.91 | 0.051930 | 6.47 | 0.41 | 255 | 18 | 252 | 7 | 282 | 148 | 11 |
| 22 | N | ZS | 53 | 14 | 41 | 0.76 | 77830 | 3.382496 | 4.04 | 0.261900 | 2.62 | 0.093670 | 3.07 | 0.65 | 1500 | 61 | 1500 | 39 | 1501 | 58 | 0 |
| 23 | SC | ZD | 17 | 3 | 2 | 0.13 | 15178 | 1.563253 | 6.33 | 0.160410 | 2.94 | 0.070680 | 5.60 | 0.46 | 956 | 60 | 959 | 28 | 948 | 115 | -1 |
| 24 | N | ZM | 292 | 11 | 22 | 0.08 | 61506 | 0.266124 | 4.22 | 0.037890 | 2.59 | 0.050940 | 3.34 | 0.61 | 240 | 10 | 240 | 6 | 238 | 77 | -1 |
| 25 | SC | ZS | 122 | 5 | 6 | 0.05 | 25729 | 0.265698 | 5.32 | 0.037770 | 2.70 | 0.051020 | 4.59 | 0.51 | 239 | 13 | 239 | 6 | 242 | 106 | 1 |
| 26 | N | ZS | 105 | 14 | 141 | 1.34 | 78801 | 1.315114 | 5.43 | 0.134700 | 2.79 | 0.070810 | 4.66 | 0.51 | 852 | 46 | 815 | 23 | 952 | 95 | 14 |
| 27 | SC | ZS | 65 | 3 | 4 | 0.07 | 14022 | 0.274447 | 6.58 | 0.038620 | 2.85 | 0.051540 | 5.94 | 0.43 | 246 | 16 | 244 | 7 | 265 | 136 | 8 |
| 28 | X | ZD | 7 | 1 | 0 | 0.04 | 5951 | 1.576685 | 10.60 | 0.160000 | 3.84 | 0.071470 | 9.88 | 0.36 | 961 | 102 | 957 | 37 | 971 | 202 | 1 |
| 29 | N | ZS | 141 | 23 | 74 | 0.53 | 126870 | 1.602179 | 4.20 | 0.161930 | 2.61 | 0.071760 | 3.29 | 0.62 | 971 | 41 | 967 | 25 | 979 | 67 | 1 |
| 30 | SC | NZ | 9 | 1 | 2 | 0.25 | 8322 | 1.553675 | 8.74 | 0.158530 | 3.41 | 0.071080 | 8.05 | 0.39 | 952 | 83 | 949 | 32 | 960 | 164 | 1 |
| 31 | X | ZI | 8 | 1 | 0 | 0.04 | 6563 | 1.527330 | 8.93 | 0.155470 | 3.47 | 0.071250 | 8.22 | 0.39 | 941 | 84 | 932 | 32 | 965 | 168 | 3 |
| 32 | N | ZM | 959 | 186 | 201 | 0.21 | 1037822 | 2.081482 | 3.42 | 0.194190 | 2.51 | 0.077740 | 2.32 | 0.74 | 1143 | 39 | 1144 | 29 | 1140 | 46 | 0 |
| 33 | N | ZM | 375 | 61 | 125 | 0.33 | 4496 | 1.675515 | 4.44 | 0.161940 | 2.64 | 0.075040 | 3.57 | 0.59 | 999 | 44 | 968 | 26 | 1070 | 72 | 10 |
| 34 | SC | NZ | 57 | 9 | 37 | 0.66 | 121 | 1.792508 | 7.02 | 0.167080 | 3.11 | 0.077810 | 6.30 | 0.44 | 1043 | 73 | 996 | 31 | 1142 | 125 | 13 |

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U [ppm] | Pb [ppm] | Th [ppm] | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|--|-------------------|----------------------|------------|-------------|-------------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|-----------|-------------------------------------|-----------|--------------------------------------|-----------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|--------------|
| | | | | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2σ (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2σ (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2σ (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2σ | Disc. (%) |
| Anfibolita CH19-22 (El Vergel). Continuación | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 35 | X | NZ | 2 | 0 | 0 | 0.05 | 23 | 1.830554 | 19.12 | 0.176080 | 6.18 | 0.075400 | 18.09 | 0.32 | 1056 | 202 | 1046 | 65 | 1079 | 363 | 3 |
| 36 | N | ZD | 137 | 36 | 11 | 0.08 | 198992 | 3.329647 | 4.05 | 0.259470 | 2.61 | 0.093070 | 3.09 | 0.65 | 1488 | 60 | 1487 | 39 | 1489 | 59 | 0 |
| 37 | SC | ZD | 100 | 4 | 4 | 0.04 | 21558 | 0.275415 | 11.10 | 0.038480 | 3.53 | 0.051910 | 10.52 | 0.32 | 247 | 27 | 243 | 9 | 281 | 241 | 14 |
| 38 | X | ZI | 13 | 2 | 1 | 0.05 | 11957 | 1.586256 | 10.25 | 0.161900 | 3.76 | 0.071060 | 9.54 | 0.37 | 965 | 99 | 967 | 36 | 959 | 195 | -1 |
| 39 | N | ZD | 116 | 15 | 141 | 1.21 | 80973 | 1.200302 | 3.99 | 0.124970 | 2.58 | 0.069660 | 3.04 | 0.65 | 801 | 32 | 759 | 20 | 918 | 63 | 17 |
| 40 | SC | NZ | 33 | 5 | 15 | 0.46 | 4581 | 1.417587 | 4.88 | 0.147360 | 2.69 | 0.069770 | 4.07 | 0.55 | 896 | 44 | 886 | 24 | 922 | 84 | 4 |
| 41 | SC | ZS | 98 | 4 | 9 | 0.09 | 21064 | 0.271118 | 7.25 | 0.038420 | 2.92 | 0.051180 | 6.64 | 0.40 | 244 | 18 | 243 | 7 | 249 | 153 | 2 |
| 42 | N | NZ | 8 | 1 | 1 | 0.10 | 7434 | 1.671685 | 7.86 | 0.161980 | 3.23 | 0.074850 | 7.16 | 0.41 | 998 | 78 | 968 | 31 | 1064 | 144 | 9 |
| 43 | SC | ZI | 65 | 3 | 3 | 0.04 | 14215 | 0.284597 | 14.45 | 0.039100 | 4.19 | 0.052790 | 13.83 | 0.29 | 254 | 37 | 247 | 10 | 320 | 314 | 23 |
| 44 | N | NZ | 126 | 20 | 166 | 1.33 | 308 | 1.636505 | 4.02 | 0.156460 | 2.58 | 0.075860 | 3.08 | 0.64 | 984 | 40 | 937 | 24 | 1091 | 62 | 14 |
| 45 | SC | ZI | 68 | 13 | 55 | 0.81 | 567 | 1.994443 | 5.21 | 0.187590 | 2.77 | 0.077110 | 4.41 | 0.53 | 1114 | 58 | 1108 | 31 | 1124 | 88 | 1 |
| 46 | SC | NZ | 79 | 3 | 5 | 0.07 | 17877 | 0.287234 | 6.86 | 0.040310 | 2.88 | 0.051680 | 6.23 | 0.42 | 256 | 18 | 255 | 7 | 271 | 143 | 6 |
| 47 | N | ZS | 72 | 13 | 60 | 0.84 | 238 | 2.038102 | 3.94 | 0.184910 | 2.57 | 0.079940 | 2.98 | 0.65 | 1128 | 44 | 1094 | 28 | 1196 | 59 | 9 |
| 48 | SC | ZS | 144 | 6 | 11 | 0.07 | 31490 | 0.278045 | 7.31 | 0.039210 | 2.96 | 0.051430 | 6.69 | 0.40 | 249 | 18 | 248 | 7 | 260 | 154 | 5 |
| 49 | N | ZS | 90 | 17 | 67 | 0.75 | 93151 | 2.043552 | 3.84 | 0.185660 | 2.56 | 0.079830 | 2.86 | 0.67 | 1130 | 43 | 1098 | 28 | 1193 | 56 | 8 |
| 50 | N | ZS | 35 | 3 | 2 | 0.06 | 147 | 0.902556 | 5.55 | 0.085680 | 2.80 | 0.076400 | 4.79 | 0.50 | 653 | 36 | 530 | 15 | 1106 | 96 | 52 |
| 51 | X | NZ | 16 | 2 | 1 | 0.04 | 13543 | 1.636913 | 5.93 | 0.155210 | 2.89 | 0.076490 | 5.18 | 0.49 | 985 | 58 | 930 | 27 | 1108 | 103 | 16 |
| 52 | X | ZS | 113 | 4 | 9 | 0.08 | 24561 | 0.278948 | 9.19 | 0.038720 | 3.20 | 0.052250 | 8.61 | 0.35 | 250 | 23 | 245 | 8 | 296 | 197 | 17 |
| 53 | X | ZS | 90 | 3 | 10 | 0.12 | 523 | 0.271683 | 7.04 | 0.038500 | 2.91 | 0.051180 | 6.41 | 0.41 | 244 | 17 | 244 | 7 | 249 | 148 | 2 |
| Gneis cuarzo-feldespático de biotita CH19-53b (Monterrey) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | N | NZ | 425 | 67 | 175 | 0.41 | 25425 | 1.544264 | 2.45 | 0.158260 | 2.02 | 0.070770 | 1.38 | 0.83 | 948 | 23 | 947 | 19 | 951 | 28 | 0 |
| 2 | SC | ZI | 73 | 11 | 98 | 1.33 | 2483 | 1.525252 | 3.20 | 0.156400 | 2.24 | 0.070730 | 2.29 | 0.70 | 941 | 30 | 937 | 21 | 950 | 47 | 1 |
| 3 | X | ZI | 27 | 4 | 10 | 0.38 | 775 | 1.435495 | 4.78 | 0.146040 | 2.78 | 0.071290 | 3.89 | 0.58 | 904 | 43 | 879 | 24 | 966 | 79 | 9 |
| 4 | X | ZI | 32 | 5 | 13 | 0.40 | 847 | 1.510340 | 3.72 | 0.154130 | 2.40 | 0.071070 | 2.84 | 0.65 | 935 | 35 | 924 | 22 | 959 | 58 | 4 |
| 5 | N | NZ | 119 | 19 | 45 | 0.37 | 32754 | 1.528488 | 2.70 | 0.155960 | 2.09 | 0.071080 | 1.72 | 0.77 | 942 | 25 | 934 | 20 | 960 | 35 | 3 |
| 6 | SC | ZD | 198 | 32 | 75 | 0.38 | 1868 | 1.541647 | 3.35 | 0.159320 | 2.30 | 0.070180 | 2.44 | 0.69 | 947 | 32 | 953 | 22 | 934 | 50 | -2 |
| 7 | SC | ZI | 25 | 4 | 16 | 0.62 | 8575 | 1.402962 | 5.34 | 0.143840 | 2.98 | 0.070740 | 4.44 | 0.56 | 890 | 48 | 866 | 26 | 950 | 91 | 9 |
| 8 | N | NZ | 1157 | 132 | 525 | 0.45 | 16952 | 1.062168 | 2.32 | 0.114110 | 1.98 | 0.067510 | 1.21 | 0.85 | 735 | 17 | 697 | 14 | 854 | 25 | 18 |
| 9 | N | NZ | 157 | 24 | 46 | 0.29 | 57592 | 1.521080 | 2.70 | 0.155730 | 2.09 | 0.070840 | 1.71 | 0.77 | 939 | 25 | 933 | 20 | 953 | 35 | 2 |
| 10 | SC | ZI | 28 | 4 | 7 | 0.25 | 706 | 1.538010 | 5.91 | 0.158470 | 3.23 | 0.070390 | 4.94 | 0.55 | 946 | 56 | 948 | 31 | 940 | 101 | -1 |
| 11 | N | ZD | 245 | 40 | 69 | 0.28 | 2005 | 1.628472 | 2.63 | 0.163110 | 2.07 | 0.072410 | 1.62 | 0.79 | 981 | 26 | 974 | 20 | 997 | 33 | 2 |
| 12 | SC | NZ | 129 | 21 | 109 | 0.85 | 1413 | 1.618191 | 2.63 | 0.162890 | 2.06 | 0.072050 | 1.62 | 0.79 | 977 | 26 | 973 | 20 | 987 | 33 | 1 |
| 13 | SC | NZ | 73 | 12 | 40 | 0.55 | 27903 | 1.605363 | 2.99 | 0.161040 | 2.17 | 0.072300 | 2.05 | 0.73 | 972 | 29 | 963 | 21 | 994 | 42 | 3 |
| 14 | N | NZ | 70 | 5 | 64 | 0.91 | 335 | 0.623107 | 3.70 | 0.068660 | 2.33 | 0.065820 | 2.87 | 0.63 | 492 | 18 | 428 | 10 | 801 | 60 | 47 |
| 15 | SC | NZ | 9 | 1 | 2 | 0.27 | 76 | 1.165843 | 7.64 | 0.120380 | 3.61 | 0.070240 | 6.73 | 0.47 | 785 | 60 | 733 | 26 | 935 | 138 | 22 |
| 16 | N | ZD | 70 | 11 | 46 | 0.66 | 26030 | 1.681747 | 2.89 | 0.158220 | 2.15 | 0.077090 | 1.93 | 0.74 | 1002 | 29 | 947 | 20 | 1124 | 39 | 16 |
| 17 | SC | ZI | 41 | 6 | 20 | 0.48 | 14020 | 1.371760 | 4.15 | 0.145240 | 2.53 | 0.068500 | 3.28 | 0.61 | 877 | 36 | 874 | 22 | 884 | 68 | 1 |
| 18 | N | ZD | 111 | 23 | 81 | 0.73 | 54076 | 2.309464 | 3.30 | 0.206890 | 2.31 | 0.080960 | 2.36 | 0.70 | 1215 | 40 | 1212 | 28 | 1220 | 46 | 1 |
| 19 | SC | ZI | 25 | 5 | 10 | 0.40 | 11189 | 2.051947 | 4.12 | 0.192350 | 2.58 | 0.077370 | 3.22 | 0.63 | 1133 | 47 | 1134 | 29 | 1131 | 64 | 0 |
| 20 | X | ZD | 28 | 4 | 17 | 0.61 | 9795 | 1.403147 | 3.97 | 0.147980 | 2.43 | 0.068770 | 3.14 | 0.61 | 890 | 35 | 890 | 22 | 892 | 65 | 0 |

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U [ppm] | Pb [ppm] | Th [ppm] | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|--|-------------------|----------------------|------------|-------------|-------------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|-----------|-------------------------------------|-----------|--------------------------------------|-----------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|--------------|
| | | | | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2σ (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2σ (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2σ (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2σ | Disc. (%) |
| Gneis cuarzo-feldespático de biotita CH19-53b (Monterrey). Continuación | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 21 | N | NZ | 1240 | 194 | 121 | 0.10 | 10907 | 1.515849 | 2.34 | 0.156120 | 1.97 | 0.070420 | 1.25 | 0.84 | 937 | 22 | 935 | 18 | 941 | 26 | 1 |
| 22 | SC | ZI | 36 | 5 | 25 | 0.68 | 379 | 1.441693 | 8.51 | 0.146650 | 4.38 | 0.071300 | 7.29 | 0.51 | 906 | 77 | 882 | 39 | 966 | 149 | 9 |
| 23 | N | NZ | 423 | 60 | 104 | 0.25 | 141764 | 1.379260 | 2.46 | 0.141570 | 2.01 | 0.070660 | 1.43 | 0.81 | 880 | 22 | 854 | 17 | 948 | 29 | 10 |
| 24 | SC | ZI | 31 | 5 | 16 | 0.51 | 11491 | 1.538552 | 3.73 | 0.157920 | 2.39 | 0.070660 | 2.86 | 0.64 | 946 | 35 | 945 | 23 | 948 | 59 | 0 |
| 25 | N | ZD | 78 | 19 | 104 | 1.33 | 44203 | 2.934011 | 2.76 | 0.240310 | 2.13 | 0.088550 | 1.76 | 0.77 | 1391 | 38 | 1388 | 30 | 1394 | 34 | 0 |
| 26 | SC | NZ | 29 | 4 | 17 | 0.61 | 425 | 1.462392 | 5.96 | 0.150700 | 3.24 | 0.070380 | 5.00 | 0.54 | 915 | 55 | 905 | 29 | 939 | 103 | 4 |
| 27 | N | ZD | 226 | 35 | 65 | 0.29 | 84184 | 1.541311 | 2.62 | 0.157180 | 2.05 | 0.071120 | 1.63 | 0.78 | 947 | 25 | 941 | 19 | 961 | 33 | 2 |
| 28 | SC | ZI | 35 | 5 | 24 | 0.67 | 11895 | 1.381792 | 5.18 | 0.141850 | 2.93 | 0.070650 | 4.27 | 0.57 | 881 | 46 | 855 | 25 | 947 | 88 | 10 |
| 29 | X | ZS | 124 | 30 | 35 | 0.28 | 2266 | 2.959746 | 2.73 | 0.239390 | 2.11 | 0.089670 | 1.73 | 0.77 | 1397 | 38 | 1384 | 29 | 1419 | 33 | 2 |
| 30 | X | ZD | 27 | 4 | 15 | 0.54 | 480 | 1.394477 | 3.87 | 0.147710 | 2.42 | 0.068470 | 3.02 | 0.63 | 887 | 34 | 888 | 22 | 883 | 63 | -1 |
| 31 | N | NZ | 242 | 29 | 88 | 0.36 | 70084 | 1.193558 | 2.56 | 0.122060 | 2.03 | 0.070920 | 1.55 | 0.79 | 798 | 20 | 742 | 15 | 955 | 32 | 22 |
| 32 | SC | NZ | 15 | 2 | 9 | 0.60 | 5173 | 1.419272 | 6.47 | 0.149160 | 3.41 | 0.069010 | 5.51 | 0.53 | 897 | 58 | 896 | 31 | 899 | 114 | 0 |
| 33 | SC | NZ | 71 | 10 | 33 | 0.47 | 3107 | 1.399976 | 2.98 | 0.147710 | 2.15 | 0.068740 | 2.07 | 0.72 | 889 | 27 | 888 | 19 | 891 | 43 | 0 |
| 34 | N | NZ | 86 | 12 | 51 | 0.59 | 27773 | 1.334454 | 2.96 | 0.136200 | 2.14 | 0.071060 | 2.04 | 0.72 | 861 | 25 | 823 | 18 | 959 | 42 | 14 |
| 35 | SC | ZI | 5 | 1 | 2 | 0.54 | 416 | 1.495063 | 10.62 | 0.153870 | 5.02 | 0.070470 | 9.37 | 0.47 | 928 | 99 | 923 | 46 | 942 | 192 | 2 |
| 36 | X | NZ | 38 | 5 | 10 | 0.28 | 11640 | 1.273261 | 4.93 | 0.129790 | 2.84 | 0.071150 | 4.03 | 0.58 | 834 | 41 | 787 | 22 | 962 | 82 | 18 |
| 37 | N | ZD | 73 | 14 | 72 | 0.99 | 33033 | 2.057934 | 4.37 | 0.190620 | 2.71 | 0.078300 | 3.44 | 0.62 | 1135 | 50 | 1125 | 30 | 1154 | 68 | 3 |
| 38 | SC | ZD | 70 | 8 | 26 | 0.38 | 19026 | 1.078590 | 3.25 | 0.114400 | 2.22 | 0.068380 | 2.37 | 0.68 | 743 | 24 | 698 | 16 | 880 | 49 | 21 |
| 39 | N | ZD | 306 | 53 | 144 | 0.47 | 2399 | 1.759614 | 2.68 | 0.173090 | 2.07 | 0.073730 | 1.71 | 0.77 | 1031 | 28 | 1029 | 21 | 1034 | 35 | 0 |
| 40 | SC | ZI | 67 | 10 | 66 | 0.98 | 23777 | 1.415348 | 3.18 | 0.149050 | 2.20 | 0.068870 | 2.29 | 0.69 | 895 | 28 | 896 | 20 | 895 | 47 | 0 |
| 41 | N | NZ | 106 | 9 | 63 | 0.60 | 853 | 0.839406 | 3.31 | 0.087120 | 2.25 | 0.069880 | 2.43 | 0.68 | 619 | 21 | 538 | 12 | 925 | 50 | 42 |
| 42 | SC | NZ | 64 | 3 | 40 | 0.63 | 827 | 0.448105 | 4.32 | 0.054040 | 2.48 | 0.060140 | 3.54 | 0.57 | 376 | 16 | 339 | 8 | 609 | 77 | 44 |
| 43 | X | ZD | 696 | 159 | 34 | 0.05 | 379306 | 2.736623 | 2.61 | 0.228320 | 2.05 | 0.086930 | 1.61 | 0.79 | 1338 | 35 | 1326 | 27 | 1359 | 31 | 2 |
| 44 | N | NZ | 320 | 73 | 79 | 0.25 | 13182 | 2.787833 | 2.89 | 0.228260 | 2.16 | 0.088580 | 1.92 | 0.75 | 1352 | 39 | 1325 | 29 | 1395 | 37 | 5 |
| 45 | SC | ZI | 29 | 5 | 18 | 0.61 | 11129 | 1.558500 | 5.67 | 0.160490 | 3.12 | 0.070430 | 4.74 | 0.55 | 954 | 54 | 959 | 30 | 941 | 97 | -2 |
| 46 | N | ZD | 10 | 1 | 3 | 0.27 | 3182 | 1.322543 | 9.78 | 0.134210 | 4.62 | 0.071470 | 8.62 | 0.47 | 856 | 84 | 812 | 38 | 971 | 176 | 16 |
| 47 | SC | NZ | 86 | 10 | 28 | 0.32 | 1079 | 1.137426 | 3.05 | 0.114830 | 2.16 | 0.071840 | 2.16 | 0.71 | 771 | 24 | 701 | 15 | 981 | 44 | 29 |
| 48 | SC | ZI | 53 | 7 | 24 | 0.45 | 565 | 1.213060 | 3.33 | 0.123810 | 2.25 | 0.071060 | 2.46 | 0.67 | 807 | 27 | 752 | 17 | 959 | 50 | 22 |
| 49 | N | ZD | 160 | 38 | 11 | 0.07 | 13987 | 3.050428 | 3.36 | 0.236340 | 2.35 | 0.093610 | 2.39 | 0.70 | 1420 | 48 | 1368 | 32 | 1500 | 45 | 9 |
| 50 | SC | NZ | 69 | 9 | 56 | 0.81 | 19662 | 1.232465 | 3.34 | 0.126110 | 2.25 | 0.070880 | 2.47 | 0.67 | 815 | 27 | 766 | 17 | 954 | 50 | 20 |
| Gneis cuarzo-feldespático de biotita CH19-63b (Monterrey) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | N | ZI | 1764 | 189 | 80 | 0.05 | 448351 | 1.016265 | 2.28 | 0.107350 | 1.94 | 0.068660 | 1.21 | 0.85 | 712 | 16 | 657 | 13 | 889 | 25 | 26 |
| 2 | SC | ZI | 53 | 2 | 11 | 0.21 | 882 | 0.298705 | 19.05 | 0.040600 | 5.57 | 0.053360 | 18.22 | 0.29 | 265 | 51 | 257 | 14 | 344 | 412 | 25 |
| 3 | N | ZI | 585 | 54 | 59 | 0.10 | 9889 | 0.872355 | 2.38 | 0.092770 | 1.96 | 0.068200 | 1.35 | 0.82 | 637 | 15 | 572 | 11 | 875 | 28 | 35 |
| 4 | SC | ZI | 134 | 17 | 314 | 2.35 | 624 | 1.264828 | 3.08 | 0.127870 | 2.17 | 0.071740 | 2.19 | 0.70 | 830 | 26 | 776 | 17 | 979 | 45 | 21 |
| 5 | N | ZD | 149 | 20 | 71 | 0.48 | 5761 | 1.344776 | 2.69 | 0.135650 | 2.05 | 0.071900 | 1.74 | 0.76 | 865 | 23 | 820 | 17 | 983 | 35 | 17 |
| 6 | SC | ZI | 34 | 5 | 84 | 2.48 | 212 | 1.518067 | 9.19 | 0.155290 | 4.65 | 0.070900 | 7.93 | 0.51 | 938 | 86 | 931 | 43 | 955 | 162 | 3 |
| 7 | X | NZ | 280 | 39 | 111 | 0.39 | 91861 | 1.351438 | 2.44 | 0.138440 | 1.98 | 0.070800 | 1.43 | 0.81 | 868 | 21 | 836 | 17 | 952 | 29 | 12 |
| 8 | N | ZI | 161 | 21 | 178 | 1.10 | 5346 | 1.246903 | 2.60 | 0.128640 | 2.02 | 0.070300 | 1.64 | 0.78 | 822 | 21 | 780 | 16 | 937 | 34 | 17 |
| 9 | SC | ZI | 65 | 10 | 108 | 1.66 | 3011 | 1.535461 | 6.35 | 0.156210 | 3.43 | 0.071290 | 5.34 | 0.54 | 945 | 60 | 936 | 32 | 966 | 109 | 3 |

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U [ppm] | Pb [ppm] | Th [ppm] | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|--|-------------------|----------------------|------------|-------------|-------------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|-----------|-------------------------------------|-----------|--------------------------------------|-----------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|--------------|
| | | | | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2σ (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2σ (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2σ (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2σ | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2σ | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2σ | Disc. (%) |
| Gneis cuarzo-feldespático de biotita CH19-63b (Monterrey). Continuación | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 10 | N | NZ | 602 | 95 | 61 | 0.10 | 12457 | 1.682646 | 2.69 | 0.158120 | 2.06 | 0.077180 | 1.72 | 0.77 | 1002 | 27 | 946 | 20 | 1126 | 34 | 16 |
| 11 | SC | ZI | 81 | 12 | 90 | 1.12 | 2447 | 1.380437 | 2.88 | 0.143560 | 2.10 | 0.069740 | 1.96 | 0.73 | 881 | 25 | 865 | 18 | 921 | 40 | 6 |
| 12 | N | NZ | 525 | 103 | 69 | 0.13 | 20244 | 2.347993 | 2.61 | 0.195200 | 2.05 | 0.087240 | 1.62 | 0.79 | 1227 | 32 | 1149 | 24 | 1366 | 31 | 16 |
| 13 | SC | ZI | 53 | 2 | 22 | 0.41 | 5068 | 0.284892 | 10.74 | 0.040160 | 2.69 | 0.051450 | 10.40 | 0.25 | 255 | 27 | 254 | 7 | 261 | 239 | 3 |
| 14 | N | NZ | 140 | 17 | 338 | 2.41 | 629 | 1.166091 | 3.58 | 0.119100 | 2.33 | 0.071010 | 2.72 | 0.65 | 785 | 28 | 725 | 17 | 958 | 56 | 24 |
| 15 | SC | ZI | 67 | 6 | 45 | 0.68 | 1074 | 0.865369 | 3.78 | 0.093480 | 2.35 | 0.067140 | 2.96 | 0.62 | 633 | 24 | 576 | 14 | 842 | 62 | 32 |
| 16 | N | NZ | 340 | 69 | 37 | 0.11 | 8615 | 2.383643 | 2.82 | 0.202980 | 2.12 | 0.085170 | 1.86 | 0.75 | 1238 | 35 | 1191 | 25 | 1319 | 36 | 10 |
| 17 | SC | ZI | 49 | 5 | 23 | 0.46 | 393 | 0.963560 | 4.18 | 0.102080 | 2.51 | 0.068460 | 3.35 | 0.60 | 685 | 29 | 627 | 16 | 883 | 69 | 29 |
| 18 | N | ZI | 190 | 45 | 42 | 0.22 | 7769 | 2.907916 | 3.77 | 0.238820 | 2.51 | 0.088310 | 2.81 | 0.67 | 1384 | 52 | 1381 | 35 | 1389 | 54 | 1 |
| 19 | SC | ZI | 47 | 7 | 99 | 2.11 | 17287 | 1.512880 | 3.22 | 0.155770 | 2.21 | 0.070440 | 2.34 | 0.69 | 936 | 30 | 933 | 21 | 941 | 48 | 1 |
| 20 | SC | ZI | 50 | 7 | 60 | 1.21 | 17347 | 1.429756 | 4.74 | 0.146670 | 2.75 | 0.070700 | 3.86 | 0.58 | 901 | 43 | 882 | 24 | 949 | 79 | 7 |
| 21 | N | ZI | 112 | 17 | 171 | 1.52 | 10716 | 1.471266 | 2.70 | 0.152940 | 2.05 | 0.069770 | 1.75 | 0.76 | 919 | 25 | 917 | 19 | 922 | 36 | 0 |
| 22 | SC | ZI | 170 | 7 | 39 | 0.23 | 15826 | 0.277379 | 4.07 | 0.039200 | 2.24 | 0.051320 | 3.39 | 0.55 | 249 | 10 | 248 | 6 | 255 | 78 | 3 |
| 23 | N | ZI | 257 | 52 | 137 | 0.53 | 122670 | 2.446572 | 3.47 | 0.201250 | 2.38 | 0.088170 | 2.53 | 0.68 | 1256 | 44 | 1182 | 28 | 1386 | 49 | 15 |
| 24 | SC | ZD | 47 | 7 | 50 | 1.08 | 16957 | 1.506123 | 6.46 | 0.153570 | 3.48 | 0.071130 | 5.44 | 0.54 | 933 | 60 | 921 | 32 | 961 | 111 | 4 |
| 25 | N | ZI | 287 | 45 | 93 | 0.33 | 106929 | 1.527282 | 2.49 | 0.157030 | 1.99 | 0.070540 | 1.50 | 0.80 | 941 | 23 | 940 | 19 | 944 | 31 | 0 |
| 26 | SC | ZI | 68 | 5 | 39 | 0.57 | 10959 | 0.553071 | 3.99 | 0.067450 | 2.34 | 0.059470 | 3.23 | 0.59 | 447 | 18 | 421 | 10 | 584 | 70 | 28 |
| 27 | N | ZD | 632 | 121 | 59 | 0.09 | 286766 | 2.300520 | 2.37 | 0.191100 | 1.96 | 0.087310 | 1.34 | 0.83 | 1212 | 29 | 1127 | 22 | 1367 | 26 | 18 |
| 28 | SC | ZI | 62 | 3 | 12 | 0.19 | 179 | 0.294816 | 6.78 | 0.041310 | 2.61 | 0.051760 | 6.26 | 0.39 | 262 | 18 | 261 | 7 | 275 | 143 | 5 |
| 29 | SC | ZI | 69 | 3 | 17 | 0.25 | 183 | 0.287259 | 5.43 | 0.040470 | 2.57 | 0.051480 | 4.78 | 0.47 | 256 | 14 | 256 | 7 | 262 | 110 | 3 |
| 30 | N | ZD | 665 | 123 | 50 | 0.08 | 30209 | 2.201627 | 2.82 | 0.184790 | 2.11 | 0.086410 | 1.86 | 0.75 | 1182 | 33 | 1093 | 23 | 1347 | 36 | 19 |
| 31 | SC | ZI | 86 | 3 | 27 | 0.31 | 1926 | 0.280002 | 7.18 | 0.039440 | 3.85 | 0.051490 | 6.06 | 0.54 | 251 | 18 | 249 | 10 | 263 | 139 | 5 |
| 32 | N | NZ | 1170 | 166 | 67 | 0.06 | 11286 | 1.679028 | 2.48 | 0.142260 | 2.00 | 0.085600 | 1.47 | 0.80 | 1001 | 25 | 857 | 17 | 1329 | 28 | 35 |
| 33 | SC | ZI | 79 | 11 | 172 | 2.18 | 1181 | 1.404376 | 2.99 | 0.144250 | 2.14 | 0.070610 | 2.10 | 0.71 | 891 | 27 | 869 | 19 | 946 | 43 | 8 |
| 34 | SC | ZI | 107 | 4 | 17 | 0.16 | 406 | 0.277568 | 5.79 | 0.039120 | 2.45 | 0.051460 | 5.25 | 0.42 | 249 | 14 | 247 | 6 | 261 | 120 | 5 |
| 35 | N | NZ | 742 | 116 | 75 | 0.10 | 275494 | 1.525211 | 2.75 | 0.156440 | 2.07 | 0.070710 | 1.81 | 0.75 | 941 | 26 | 937 | 19 | 949 | 37 | 1 |
| 36 | SC | ZD | 66 | 10 | 81 | 1.22 | 24528 | 1.505623 | 3.86 | 0.155420 | 2.43 | 0.070260 | 3.00 | 0.63 | 933 | 36 | 931 | 23 | 936 | 62 | 1 |
| 37 | SC | ZI | 100 | 16 | 143 | 1.43 | 37092 | 1.527685 | 3.51 | 0.156340 | 2.32 | 0.070870 | 2.64 | 0.66 | 942 | 33 | 936 | 22 | 954 | 54 | 2 |

^a Abreviaciones del área del zircón analizada: N, núcleo; SC, sobrecrecimiento; B, borde; X, cristal; M, manto

^b Abreviaciones de textura del zircón: NZ, no zonado; ZD, zonamiento débil; ZI, zonamiento irregular; ZS, zonamiento por sector; ZM, zonamiento magmático u oscilatorio; ZC, zonamiento convoluto. Texturas descritas son las definidas por Corfu et al. (2003) y Wu y Zheng (2004).

Tabla 18. Datos de geocronología de U-Pb obtenidos a través de LA-ICPMS para las rocas de la Unidad Custepec

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U | Pb | Th | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|---|-------------------|----------------------|-------|-------|-------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|--------------------------------------|--------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|-----------|
| | | | [ppm] | [ppm] | [ppm] | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2s (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2s (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2s (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Disc. (%) |
| Anfibolita CH19-21 (San Antonio Miramar) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | N | ZC | 270 | 69 | 60 | 0.22 | 429521 | 3.274114 | 0.114 | 0.255940 | 0.006 | 0.721567 | 0.093 | 0.0022 | 1475 | 51 | 1469 | 37 | 1483 | 46 | 1.0 |
| 2 | B | NZ | 78 | 8 | 74 | 0.95 | 281 | 0.969749 | 0.040 | 0.109060 | 0.003 | 0.621857 | 0.064 | 0.0021 | 688 | 29 | 667 | 17 | 758 | 69 | 11.9 |
| 3 | N | ZC | 789 | 174 | 47 | 0.06 | 1078918 | 2.812832 | 0.095 | 0.220380 | 0.006 | 0.738016 | 0.093 | 0.0021 | 1359 | 46 | 1284 | 32 | 1479 | 43 | 13.2 |
| 4 | SC | NZ | 75 | 3 | 4 | 0.05 | 18191 | 0.278063 | 0.017 | 0.038910 | 0.001 | 0.437757 | 0.052 | 0.0029 | 249 | 16 | 246 | 7 | 278 | 128 | 11.5 |
| 5 | N | ZM | 516 | 86 | 185 | 0.36 | 536007 | 1.753718 | 0.063 | 0.167600 | 0.004 | 0.705413 | 0.076 | 0.0019 | 1029 | 37 | 999 | 25 | 1092 | 51 | 8.5 |
| 6 | SC | NZ | 72 | 3 | 18 | 0.25 | 95 | 0.289494 | 0.019 | 0.041000 | 0.001 | 0.422614 | 0.051 | 0.0030 | 258 | 17 | 259 | 7 | 250 | 135 | -3.5 |
| 7 | N | ZM? | 228 | 38 | 80 | 0.35 | 236297 | 2.039389 | 0.070 | 0.167490 | 0.004 | 0.735486 | 0.088 | 0.0020 | 1129 | 38 | 998 | 25 | 1389 | 44 | 28.1 |
| 8 | SC | NZ | 113 | 16 | 231 | 2.04 | 102164 | 1.376635 | 0.054 | 0.145820 | 0.004 | 0.652407 | 0.068 | 0.0020 | 879 | 35 | 877 | 23 | 883 | 62 | 0.6 |
| 9 | N | ZC | 391 | 71 | 207 | 0.53 | 3420 | 2.145520 | 0.072 | 0.182040 | 0.005 | 0.746533 | 0.085 | 0.0019 | 1164 | 39 | 1078 | 27 | 1326 | 43 | 18.7 |
| 10 | SC | NZ | 56 | 2 | 17 | 0.31 | 14293 | 0.292908 | 0.021 | 0.041170 | 0.001 | 0.394969 | 0.052 | 0.0034 | 261 | 19 | 260 | 7 | 268 | 153 | 2.9 |
| 11 | SC | NZ | 328 | 48 | 43 | 0.13 | 299915 | 1.459778 | 0.050 | 0.147620 | 0.004 | 0.734668 | 0.072 | 0.0017 | 914 | 31 | 888 | 22 | 978 | 47 | 9.2 |
| 12 | SC | NZ | 156 | 6 | 59 | 0.38 | 39338 | 0.296921 | 0.014 | 0.040670 | 0.001 | 0.564114 | 0.053 | 0.0020 | 264 | 12 | 257 | 7 | 327 | 87 | 21.3 |
| 13 | N | NZ | 431 | 65 | 342 | 0.79 | 6578 | 1.444945 | 0.049 | 0.151070 | 0.004 | 0.739505 | 0.069 | 0.0016 | 908 | 31 | 907 | 23 | 910 | 47 | 0.3 |
| 14 | N/SC | NZ | 117 | 3 | 11 | 0.09 | 192 | 0.208652 | 0.016 | 0.029350 | 0.001 | 0.392737 | 0.052 | 0.0036 | 192 | 15 | 186 | 6 | 266 | 161 | 29.9 |
| 15 | X | ZM | 28 | 1 | 7 | 0.26 | 7020 | 0.287291 | 0.031 | 0.040240 | 0.001 | 0.294564 | 0.052 | 0.0053 | 256 | 27 | 254 | 8 | 276 | 233 | 7.8 |
| 16 | N | ZM | 121 | 31 | 127 | 1.05 | 190323 | 3.247617 | 0.122 | 0.254830 | 0.007 | 0.682545 | 0.092 | 0.0025 | 1469 | 55 | 1463 | 38 | 1476 | 52 | 0.9 |
| 17 | SC | ZM | 91 | 4 | 34 | 0.37 | 23045 | 0.286872 | 0.018 | 0.040740 | 0.001 | 0.431844 | 0.051 | 0.0029 | 256 | 16 | 257 | 7 | 244 | 130 | -5.5 |
| 18 | X | ZD | 400 | 80 | 136 | 0.34 | 34140 | 2.451181 | 0.082 | 0.200900 | 0.005 | 0.748327 | 0.088 | 0.0020 | 1258 | 42 | 1180 | 29 | 1393 | 42 | 15.3 |
| 19 | N | ZS | 243 | 37 | 52 | 0.21 | 1317 | 1.654558 | 0.057 | 0.150640 | 0.004 | 0.724811 | 0.080 | 0.0019 | 991 | 34 | 905 | 23 | 1189 | 47 | 23.9 |
| 20 | SC | NZ | 450 | 71 | 178 | 0.40 | 1834 | 1.730812 | 0.070 | 0.157070 | 0.004 | 0.643083 | 0.080 | 0.0025 | 1020 | 41 | 940 | 24 | 1195 | 61 | 21.3 |
| 21 | SC | NZ | 63 | 3 | 11 | 0.18 | 20592 | 0.459808 | 0.029 | 0.052600 | 0.002 | 0.451564 | 0.063 | 0.0036 | 384 | 25 | 330 | 10 | 722 | 121 | 54.2 |
| 22 | N | ZI | 611 | 91 | 35 | 0.06 | 188460 | 1.526370 | 0.061 | 0.149740 | 0.004 | 0.644652 | 0.074 | 0.0023 | 941 | 38 | 900 | 23 | 1040 | 62 | 13.5 |
| 23 | SC | ZM | 154 | 20 | 55 | 0.36 | 126277 | 1.386261 | 0.072 | 0.132710 | 0.004 | 0.532632 | 0.076 | 0.0033 | 883 | 46 | 803 | 22 | 1089 | 88 | 26.2 |
| 24 | N | ZS | 2516 | 310 | 61 | 0.02 | 9519 | 1.155263 | 0.038 | 0.123000 | 0.003 | 0.753205 | 0.068 | 0.0015 | 780 | 26 | 748 | 19 | 872 | 45 | 14.3 |
| 25 | SC | NZ | 496 | 70 | 147 | 0.30 | 623 | 1.400523 | 0.059 | 0.140550 | 0.004 | 0.617058 | 0.072 | 0.0024 | 889 | 38 | 848 | 22 | 994 | 68 | 14.7 |
| 26 | SC | NZ | 39 | 3 | 24 | 0.63 | 16289 | 0.575836 | 0.034 | 0.067820 | 0.002 | 0.481530 | 0.062 | 0.0031 | 462 | 27 | 423 | 12 | 660 | 109 | 35.9 |
| 27 | N | ZM | 547 | 60 | 127 | 0.23 | 1671 | 1.029127 | 0.035 | 0.110120 | 0.003 | 0.732248 | 0.068 | 0.0016 | 718 | 25 | 673 | 17 | 862 | 48 | 21.9 |
| 28 | SC | ZM | 104 | 4 | 35 | 0.34 | 25573 | 0.282296 | 0.018 | 0.039740 | 0.001 | 0.425821 | 0.052 | 0.0029 | 252 | 16 | 251 | 7 | 264 | 130 | 4.9 |
| 29 | SC | NZ | 73 | 3 | 23 | 0.32 | 2848 | 0.286454 | 0.025 | 0.040030 | 0.001 | 0.317466 | 0.052 | 0.0043 | 256 | 22 | 253 | 7 | 281 | 188 | 10.0 |
| 30 | N | NZ | 332 | 63 | 79 | 0.24 | 31342 | 2.315965 | 0.079 | 0.191070 | 0.005 | 0.737888 | 0.088 | 0.0020 | 1217 | 41 | 1127 | 28 | 1381 | 44 | 18.4 |
| 31 | SC | NZ | 59 | 7 | 14 | 0.24 | 1542 | 1.319451 | 0.056 | 0.118980 | 0.003 | 0.621296 | 0.080 | 0.0027 | 854 | 36 | 725 | 19 | 1208 | 65 | 40.0 |
| 32 | N | NZ | 727 | 184 | 166 | 0.23 | 5746 | 3.227707 | 0.109 | 0.253350 | 0.006 | 0.744508 | 0.092 | 0.0021 | 1464 | 49 | 1456 | 37 | 1476 | 43 | 1.3 |
| 33 | SC | NZ | 59 | 2 | 11 | 0.18 | 14154 | 0.273737 | 0.023 | 0.038610 | 0.001 | 0.342391 | 0.051 | 0.0040 | 246 | 20 | 244 | 7 | 260 | 180 | 6.0 |
| 34 | N | ZM | 536 | 110 | 73 | 0.14 | 678741 | 2.501128 | 0.084 | 0.205040 | 0.005 | 0.742630 | 0.088 | 0.0020 | 1272 | 43 | 1202 | 30 | 1393 | 43 | 13.7 |
| 35 | SC | ZM | 60 | 2 | 17 | 0.29 | 14753 | 0.285528 | 0.020 | 0.039970 | 0.001 | 0.390746 | 0.052 | 0.0034 | 255 | 18 | 253 | 7 | 277 | 151 | 8.8 |
| 36 | N | ZD | 512 | 74 | 209 | 0.41 | 3409 | 1.427954 | 0.050 | 0.145110 | 0.004 | 0.719010 | 0.071 | 0.0017 | 901 | 32 | 873 | 22 | 968 | 50 | 9.8 |
| 37 | SC | ZM | 44 | 2 | 17 | 0.38 | 11275 | 0.293876 | 0.043 | 0.041250 | 0.002 | 0.291296 | 0.052 | 0.0072 | 262 | 38 | 261 | 11 | 271 | 321 | 3.8 |
| 38 | N | NZ | 235 | 51 | 82 | 0.35 | 314414 | 2.737471 | 0.095 | 0.217340 | 0.005 | 0.726278 | 0.091 | 0.0022 | 1339 | 46 | 1268 | 32 | 1454 | 45 | 12.8 |

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U | | | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|---|-------------------|----------------------|-------|-------|-------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|-----------|-------------------------------------|-----------|--------------------------------------|-----------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|--------------|
| | | | [ppm] | [ppm] | [ppm] | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2s (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2s (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2s (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Disc. (%) |
| Anfibolita CH19-21 (San Antonio Miramar). Continuación | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 39 | N/SC | NZ | 79 | 9 | 35 | 0.44 | 57237 | 1.259859 | 0.051 | 0.118130 | 0.003 | 0.640873 | 0.077 | 0.0024 | 828 | 33 | 720 | 19 | 1130 | 62 | 36.3 |
| 40 | N | NZ | 213 | 33 | 105 | 0.50 | 201170 | 1.488408 | 0.054 | 0.153490 | 0.004 | 0.700609 | 0.070 | 0.0018 | 926 | 34 | 920 | 23 | 938 | 53 | 1.9 |
| 41 | SC | NZ | 38 | 2 | 12 | 0.31 | 9784 | 0.303466 | 0.049 | 0.041590 | 0.001 | 0.187911 | 0.053 | 0.0084 | 269 | 43 | 263 | 8 | 325 | 360 | 19.3 |
| 42 | SC | NZ | 41 | 2 | 10 | 0.24 | 10370 | 0.286234 | 0.035 | 0.040570 | 0.001 | 0.245362 | 0.051 | 0.0060 | 256 | 31 | 256 | 8 | 248 | 269 | -3.2 |
| 43 | N | ZS | 96 | 14 | 153 | 1.60 | 83785 | 1.374353 | 0.054 | 0.141930 | 0.004 | 0.660267 | 0.070 | 0.0021 | 878 | 34 | 856 | 22 | 935 | 60 | 8.5 |
| 44 | N | ZM | 566 | 68 | 101 | 0.18 | 11784 | 1.164981 | 0.041 | 0.120600 | 0.003 | 0.724533 | 0.070 | 0.0017 | 784 | 27 | 734 | 19 | 930 | 49 | 21.1 |
| 45 | SC | ZD | 53 | 2 | 1 | 0.02 | 1402 | 0.264273 | 0.026 | 0.037450 | 0.001 | 0.289498 | 0.051 | 0.0049 | 238 | 24 | 237 | 7 | 249 | 219 | 4.8 |
| 46 | N | ZM | 190 | 52 | 90 | 0.48 | 1961 | 3.834270 | 0.168 | 0.274790 | 0.007 | 0.614370 | 0.101 | 0.0035 | 1600 | 70 | 1565 | 42 | 1646 | 64 | 4.9 |
| 47 | SC/N | ZM | 237 | 70 | 85 | 0.36 | 15898 | 4.168411 | 0.144 | 0.293830 | 0.007 | 0.728957 | 0.103 | 0.0024 | 1668 | 58 | 1661 | 42 | 1677 | 44 | 1.0 |
| 48 | SC/N | ZM | 86 | 18 | 11 | 0.12 | 1100 | 2.729877 | 0.144 | 0.215440 | 0.006 | 0.537097 | 0.092 | 0.0041 | 1337 | 71 | 1258 | 36 | 1465 | 85 | 14.2 |
| 49 | N | ZM | 293 | 65 | 145 | 0.50 | 4045 | 2.824464 | 0.112 | 0.222300 | 0.006 | 0.658269 | 0.092 | 0.0027 | 1362 | 54 | 1294 | 34 | 1470 | 56 | 12.0 |
| 50 | SC/N | ZM | 33 | 5 | 82 | 2.52 | 172 | 1.440654 | 0.069 | 0.143940 | 0.004 | 0.564658 | 0.073 | 0.0029 | 906 | 43 | 867 | 23 | 1003 | 80 | 13.5 |
| 51 | N | ZS | 131 | 15 | 28 | 0.22 | 95339 | 1.110033 | 0.043 | 0.118480 | 0.003 | 0.660859 | 0.068 | 0.0020 | 758 | 29 | 722 | 19 | 867 | 60 | 16.7 |
| 52 | SC/N | NZ | 46 | 2 | 16 | 0.35 | 183 | 0.284231 | 0.049 | 0.039850 | 0.001 | 0.170167 | 0.052 | 0.0087 | 254 | 43 | 252 | 7 | 273 | 386 | 7.9 |
| 53 | SC/N | NZ | 56 | 2 | 5 | 0.09 | 13434 | 0.303648 | 0.026 | 0.039270 | 0.001 | 0.374818 | 0.056 | 0.0044 | 269 | 23 | 248 | 8 | 456 | 173 | 45.5 |
| Gneis anfibólico CH19-16 (Las Palmas) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | N | ZD | 299 | 12 | 329 | 1.10 | 63857 | 0.278245 | 0.012 | 0.039330 | 0.001 | 0.515833 | 0.051 | 0.0018 | 249 | 10 | 249 | 5 | 255 | 82 | 2.4 |
| 2 | N | ZD | 262 | 10 | 352 | 1.34 | 618 | 0.289528 | 0.012 | 0.038650 | 0.001 | 0.499339 | 0.054 | 0.0020 | 258 | 11 | 244 | 5 | 385 | 83 | 36.5 |
| 3 | SC | ZS | 67 | 3 | 35 | 0.52 | 1176 | 0.291453 | 0.019 | 0.040340 | 0.001 | 0.376118 | 0.052 | 0.0032 | 260 | 17 | 255 | 6 | 303 | 139 | 15.8 |
| 4 | X | Zm | 201 | 8 | 216 | 1.07 | 43568 | 0.283582 | 0.013 | 0.039890 | 0.001 | 0.471335 | 0.052 | 0.0021 | 253 | 12 | 252 | 5 | 266 | 93 | 5.2 |
| 5 | SC | ZD | 80 | 11 | 22 | 0.27 | 675 | 1.295534 | 0.066 | 0.132470 | 0.003 | 0.460451 | 0.071 | 0.0032 | 844 | 43 | 802 | 19 | 955 | 92 | 16.1 |
| 6 | N | ZP | 56 | 7 | 11 | 0.19 | 403 | 1.202175 | 0.069 | 0.121350 | 0.003 | 0.428547 | 0.072 | 0.0037 | 802 | 46 | 738 | 18 | 982 | 105 | 24.8 |
| 7 | SC | ZD | 38 | 6 | 8 | 0.22 | 528 | 1.579709 | 0.134 | 0.158840 | 0.005 | 0.362356 | 0.072 | 0.0057 | 962 | 82 | 950 | 29 | 990 | 161 | 4.0 |
| 8 | N | ZD | 111 | 19 | 36 | 0.32 | 2067 | 1.672133 | 0.098 | 0.167460 | 0.004 | 0.425772 | 0.072 | 0.0039 | 998 | 59 | 998 | 25 | 998 | 108 | 0.0 |
| 9 | N | ZD | 261 | 42 | 82 | 0.31 | 227592 | 1.590633 | 0.051 | 0.160450 | 0.003 | 0.632487 | 0.072 | 0.0018 | 967 | 31 | 959 | 20 | 983 | 51 | 2.4 |
| 10 | B | ZD | 57 | 2 | 5 | 0.09 | 210 | 0.282764 | 0.023 | 0.039860 | 0.001 | 0.312646 | 0.051 | 0.0040 | 253 | 21 | 252 | 6 | 261 | 179 | 3.5 |
| 11 | N | NZ | 1110 | 130 | 206 | 0.19 | 703756 | 1.112044 | 0.034 | 0.116770 | 0.002 | 0.666838 | 0.069 | 0.0016 | 759 | 23 | 712 | 14 | 901 | 47 | 21.0 |
| 12 | SC | ZD | 146 | 6 | 83 | 0.57 | 1804 | 0.289847 | 0.024 | 0.040970 | 0.001 | 0.269324 | 0.051 | 0.0041 | 258 | 22 | 259 | 6 | 255 | 185 | -1.6 |
| 13 | X | ZM | 731 | 29 | 1201 | 1.64 | 52309 | 0.281622 | 0.012 | 0.039530 | 0.001 | 0.499286 | 0.052 | 0.0019 | 252 | 10 | 250 | 5 | 271 | 83 | 7.7 |
| 14 | N | ZI | 42 | 8 | 46 | 1.10 | 5298 | 1.938273 | 0.082 | 0.185140 | 0.004 | 0.523047 | 0.076 | 0.0027 | 1094 | 46 | 1095 | 24 | 1093 | 72 | -0.2 |
| 15 | N | NZ | 330 | 54 | 70 | 0.21 | 7521 | 1.702753 | 0.058 | 0.163700 | 0.003 | 0.612905 | 0.075 | 0.0020 | 1010 | 34 | 977 | 20 | 1080 | 54 | 9.5 |
| 16 | SC | ZI | 61 | 7 | 20 | 0.33 | 1681 | 1.224275 | 0.057 | 0.118280 | 0.003 | 0.488285 | 0.075 | 0.0030 | 812 | 38 | 721 | 16 | 1070 | 81 | 32.7 |
| 17 | N | NZ | 118 | 18 | 31 | 0.27 | 98715 | 1.494888 | 0.054 | 0.153460 | 0.003 | 0.584104 | 0.071 | 0.0021 | 928 | 33 | 920 | 19 | 947 | 60 | 2.8 |
| 18 | SC | ZI | 188 | 29 | 67 | 0.36 | 2843 | 1.523924 | 0.052 | 0.155560 | 0.003 | 0.604118 | 0.071 | 0.0019 | 940 | 32 | 932 | 19 | 959 | 56 | 2.8 |
| 19 | B/SC | NZ | 73 | 4 | 15 | 0.21 | 21410 | 0.472856 | 0.026 | 0.054050 | 0.001 | 0.426147 | 0.063 | 0.0031 | 393 | 22 | 339 | 8 | 723 | 105 | 53.1 |
| 20 | X | ZP | 57 | 2 | 52 | 0.91 | 12673 | 0.292232 | 0.040 | 0.040940 | 0.001 | 0.186184 | 0.052 | 0.0069 | 260 | 36 | 259 | 7 | 275 | 307 | 6.0 |
| 21 | N | ZC | 829 | 176 | 55 | 0.07 | 5354 | 2.629605 | 0.085 | 0.212830 | 0.004 | 0.638989 | 0.090 | 0.0022 | 1309 | 42 | 1244 | 26 | 1417 | 47 | 12.2 |
| 22 | N | ZD | 337 | 70 | 86 | 0.25 | 380725 | 2.306940 | 0.088 | 0.207690 | 0.004 | 0.565967 | 0.081 | 0.0025 | 1214 | 46 | 1216 | 26 | 1211 | 62 | -0.5 |
| 23 | N/SC | ZD | 171 | 7 | 32 | 0.18 | 1057 | 0.281811 | 0.014 | 0.039200 | 0.001 | 0.449342 | 0.052 | 0.0024 | 252 | 13 | 248 | 6 | 292 | 104 | 15.0 |
| 24 | X | ZS | 228 | 9 | 199 | 0.87 | 2299 | 0.289610 | 0.013 | 0.040370 | 0.001 | 0.478730 | 0.052 | 0.0021 | 258 | 12 | 255 | 6 | 287 | 91 | 11.0 |

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U [ppm] | Pb [ppm] | Th [ppm] | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|--|-------------------|----------------------|------------|-------------|-------------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|-----------|-------------------------------------|-----------|--------------------------------------|-----------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|--------------|
| | | | | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2s (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2s (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2s (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Disc. (%) |
| Gneis anfibolítico CH19-16 (Las Palmas). Continuación | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 25 | X | ZI | 11 | 2 | 15 | 1.46 | 11006 | 2.073097 | 0.221 | 0.192000 | 0.007 | 0.350700 | 0.078 | 0.0078 | 1140 | 122 | 1132 | 42 | 1155 | 198 | 2.0 |
| 26 | X | ZM | 378 | 15 | 425 | 1.12 | 81395 | 0.280193 | 0.013 | 0.039590 | 0.001 | 0.467387 | 0.051 | 0.0021 | 251 | 11 | 250 | 5 | 256 | 92 | 2.1 |
| 27 | N/SC | ZI | 317 | 51 | 95 | 0.30 | 279359 | 1.736721 | 0.055 | 0.162360 | 0.003 | 0.640912 | 0.078 | 0.0019 | 1022 | 33 | 970 | 20 | 1136 | 49 | 14.6 |
| 28 | SC | NZ | 81 | 12 | 26 | 0.32 | 67054 | 1.483009 | 0.090 | 0.152370 | 0.004 | 0.416801 | 0.071 | 0.0039 | 923 | 56 | 914 | 23 | 946 | 113 | 3.3 |
| 29 | X | ZM | 95 | 4 | 78 | 0.82 | 3655 | 0.290370 | 0.018 | 0.040640 | 0.001 | 0.382156 | 0.052 | 0.0030 | 259 | 16 | 257 | 6 | 277 | 131 | 7.5 |
| 30 | SC | NZ | 105 | 4 | 10 | 0.10 | 626 | 0.299326 | 0.017 | 0.039500 | 0.001 | 0.413338 | 0.055 | 0.0028 | 266 | 15 | 250 | 6 | 411 | 115 | 39.2 |
| 31 | N | ZI | 112 | 5 | 14 | 0.12 | 24980 | 0.292055 | 0.017 | 0.040860 | 0.001 | 0.411199 | 0.052 | 0.0027 | 260 | 15 | 258 | 6 | 278 | 119 | 7.3 |
| 32 | X | ZS | 164 | 6 | 197 | 1.20 | 35236 | 0.276997 | 0.019 | 0.039500 | 0.001 | 0.319547 | 0.051 | 0.0034 | 248 | 17 | 250 | 6 | 234 | 152 | -6.5 |
| 33 | X | ZS | 31 | 1 | 19 | 0.61 | 408 | 0.290522 | 0.032 | 0.041210 | 0.001 | 0.279036 | 0.051 | 0.0054 | 259 | 28 | 260 | 8 | 247 | 242 | -5.5 |
| 34 | N | NZ | 8587 | 347 | 2499 | 0.29 | 60856 | 0.283909 | 0.009 | 0.040430 | 0.001 | 0.658671 | 0.051 | 0.0012 | 254 | 8 | 255 | 5 | 238 | 53 | -7.5 |
| 35 | SC | ZD | 273 | 11 | 162 | 0.59 | 58825 | 0.282339 | 0.012 | 0.039600 | 0.001 | 0.496049 | 0.052 | 0.0019 | 253 | 11 | 250 | 5 | 273 | 85 | 8.2 |
| 36 | X | ZI | 68 | 3 | 11 | 0.16 | 435 | 0.278757 | 0.022 | 0.039410 | 0.001 | 0.316749 | 0.051 | 0.0038 | 250 | 20 | 249 | 6 | 254 | 171 | 2.0 |
| 37 | B | NZ | 86 | 3 | 6 | 0.07 | 18469 | 0.305972 | 0.019 | 0.039360 | 0.001 | 0.391997 | 0.056 | 0.0032 | 271 | 17 | 249 | 6 | 467 | 124 | 46.8 |
| 38 | SC | NZ | 296 | 12 | 253 | 0.86 | 66001 | 0.292338 | 0.019 | 0.041050 | 0.001 | 0.343115 | 0.052 | 0.0031 | 260 | 17 | 259 | 6 | 270 | 138 | 3.9 |
| 39 | N | ZC | 207 | 9 | 104 | 0.50 | 46539 | 0.290265 | 0.018 | 0.041230 | 0.001 | 0.376999 | 0.051 | 0.0029 | 259 | 16 | 260 | 6 | 244 | 129 | -6.9 |
| 40 | N | NZ | 48 | 9 | 48 | 1.01 | 860 | 2.086414 | 0.085 | 0.194500 | 0.004 | 0.534752 | 0.078 | 0.0027 | 1144 | 47 | 1146 | 25 | 1142 | 68 | -0.3 |
| 41 | SC | ZS | 146 | 6 | 1 | 0.01 | 31069 | 0.282863 | 0.025 | 0.038980 | 0.001 | 0.257425 | 0.053 | 0.0045 | 253 | 22 | 247 | 6 | 313 | 193 | 21.2 |
| 42 | N | ZI | 487 | 56 | 226 | 0.46 | 305249 | 1.077434 | 0.035 | 0.115170 | 0.002 | 0.624242 | 0.068 | 0.0017 | 742 | 24 | 703 | 14 | 864 | 53 | 18.7 |
| 43 | N | ZI | 2643 | 403 | 673 | 0.25 | 2191999 | 1.462480 | 0.045 | 0.152420 | 0.003 | 0.650928 | 0.070 | 0.0016 | 915 | 28 | 915 | 18 | 916 | 48 | 0.2 |
| 44 | SC | ZI | 59 | 9 | 22 | 0.37 | 46906 | 1.404723 | 0.059 | 0.145960 | 0.003 | 0.519692 | 0.070 | 0.0025 | 891 | 37 | 878 | 19 | 922 | 74 | 4.8 |
| 45 | N | ZP | 148 | 19 | 106 | 0.71 | 1053 | 1.193153 | 0.044 | 0.125160 | 0.003 | 0.570406 | 0.069 | 0.0021 | 797 | 29 | 760 | 16 | 903 | 63 | 15.8 |
| 46 | SC | NZ | 191 | 8 | 12 | 0.06 | 41235 | 0.281826 | 0.023 | 0.039720 | 0.001 | 0.276666 | 0.051 | 0.0040 | 252 | 20 | 251 | 6 | 261 | 177 | 4.0 |
| 47 | N | ZD | 261 | 10 | 479 | 1.84 | 929 | 0.281125 | 0.017 | 0.039240 | 0.001 | 0.358112 | 0.052 | 0.0029 | 252 | 15 | 248 | 5 | 284 | 128 | 12.5 |
| 48 | N | NZ | 140 | 22 | 237 | 1.70 | 119643 | 1.534929 | 0.057 | 0.157370 | 0.003 | 0.564892 | 0.071 | 0.0022 | 944 | 35 | 942 | 20 | 950 | 63 | 0.8 |
| 49 | SC | ZS | 81 | 3 | 5 | 0.07 | 17659 | 0.278997 | 0.019 | 0.039840 | 0.001 | 0.347722 | 0.051 | 0.0033 | 250 | 17 | 252 | 6 | 231 | 150 | -8.9 |
| 50 | X | ZD | 198 | 8 | 189 | 0.95 | 583 | 0.297693 | 0.014 | 0.039500 | 0.001 | 0.469175 | 0.055 | 0.0022 | 265 | 12 | 250 | 5 | 398 | 92 | 37.3 |
| 51 | N | ZM | 90 | 4 | 42 | 0.47 | 1621 | 0.291711 | 0.019 | 0.040970 | 0.001 | 0.364068 | 0.052 | 0.0032 | 260 | 17 | 259 | 6 | 270 | 140 | 4.0 |
| 52 | SC | ZD | 494 | 20 | 112 | 0.23 | 106743 | 0.281974 | 0.011 | 0.039710 | 0.001 | 0.530664 | 0.052 | 0.0017 | 252 | 10 | 251 | 5 | 263 | 78 | 4.6 |
| 53 | N | ZM | 179 | 45 | 117 | 0.65 | 246722 | 3.232570 | 0.144 | 0.253430 | 0.006 | 0.514582 | 0.093 | 0.0035 | 1465 | 65 | 1456 | 33 | 1478 | 73 | 1.5 |
| 54 | SC | ZC | 1252 | 46 | 415 | 0.33 | 9629 | 0.267194 | 0.010 | 0.036730 | 0.001 | 0.535876 | 0.053 | 0.0017 | 240 | 9 | 233 | 5 | 318 | 74 | 27.0 |
| 55 | B | NZ | 71 | 3 | 18 | 0.25 | 14656 | 0.271076 | 0.023 | 0.037830 | 0.001 | 0.299087 | 0.052 | 0.0041 | 244 | 20 | 239 | 6 | 284 | 181 | 15.7 |
| Gneis anfibolítico CH19-46a (San Antonio Miramar) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | N | ZS | 50 | 2 | 38 | 0.76 | 4822 | 0.286054 | 0.017 | 0.040230 | 0.001 | 0.464125 | 0.052 | 0.0027 | 255 | 15 | 254 | 7 | 266 | 122 | 4.6 |
| 2 | B | ZI | 28 | 1 | 12 | 0.43 | 2733 | 0.291347 | 0.059 | 0.041030 | 0.002 | 0.222081 | 0.052 | 0.0103 | 260 | 53 | 259 | 12 | 263 | 457 | 1.5 |
| 3 | N | NZ | 327 | 13 | 510 | 1.56 | 1777 | 0.285398 | 0.009 | 0.040200 | 0.001 | 0.722046 | 0.051 | 0.0011 | 255 | 8 | 254 | 6 | 263 | 48 | 3.3 |
| 4 | SC | ZI | 47 | 2 | 34 | 0.73 | 123 | 0.285302 | 0.024 | 0.040210 | 0.001 | 0.350136 | 0.051 | 0.0040 | 255 | 21 | 254 | 7 | 261 | 180 | 2.8 |
| 5 | X | ZI | 78 | 3 | 89 | 1.15 | 303 | 0.285461 | 0.022 | 0.040170 | 0.001 | 0.332095 | 0.052 | 0.0038 | 255 | 20 | 254 | 7 | 265 | 169 | 4.2 |
| 6 | N | ZS | 118 | 5 | 138 | 1.17 | 4308 | 0.282903 | 0.012 | 0.039810 | 0.001 | 0.574661 | 0.052 | 0.0018 | 253 | 11 | 252 | 6 | 265 | 79 | 5.1 |
| 7 | SC | ZI | 24 | 1 | 13 | 0.56 | 2423 | 0.294432 | 0.031 | 0.041610 | 0.001 | 0.328871 | 0.051 | 0.0051 | 262 | 28 | 263 | 9 | 255 | 228 | -3.0 |
| 8 | N | ZI | 78 | 13 | 41 | 0.52 | 871 | 1.574488 | 0.083 | 0.161540 | 0.005 | 0.576389 | 0.071 | 0.0030 | 960 | 51 | 965 | 29 | 948 | 88 | -1.8 |

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U | Pb | Th | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|--|-------------------|----------------------|-------|-------|-------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|--------------------------------------|--------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|-----------|
| | | | [ppm] | [ppm] | [ppm] | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2s (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2s (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2s (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Disc. (%) |
| Gneis anfibolítico CH19-46a (San Antonio Miramar). Continuación | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 49 | SC | ZI | 38 | 1 | 10 | 0.25 | 134 | 0.280395 | 0.060 | 0.035640 | 0.001 | 0.148313 | 0.057 | 0.0122 | 251 | 54 | 226 | 7 | 494 | 470 | 54.3 |
| 50 | N | ZI | 66 | 7 | 49 | 0.75 | 16480 | 1.001959 | 0.047 | 0.101820 | 0.003 | 0.587875 | 0.071 | 0.0027 | 705 | 33 | 625 | 17 | 968 | 78 | 35.4 |
| 51 | SC | NZ | 42 | 2 | 25 | 0.59 | 4104 | 0.281590 | 0.028 | 0.039710 | 0.001 | 0.314449 | 0.051 | 0.0048 | 252 | 25 | 251 | 8 | 260 | 213 | 3.5 |

^a Abreviaciones del área del zircón analizada: N, núcleo; SC, sobrecrecimiento; B, borde; X, cristal; M, manto

^b Abreviaciones de textura del zircón: NZ, no zonado; ZD, zonamiento débil; ZI, zonamiento irregular; ZS, zonamiento por sector; ZM, zonamiento magmático u oscilatorio; ZC, zonamiento convoluto. Texturas descritas son las definidas por Corfu et al. (2003) y Wu y Zheng (2004).

Tabla 19. Datos de geocronología de U-Pb obtenidos a través de LA-ICPMS para granitos Permo-Triásicos

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U | Pb | Th | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|---|-------------------|----------------------|-------|-------|-------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|--------------------------------------|--------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|-----------|
| | | | [ppm] | [ppm] | [ppm] | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2s (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2s (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2s (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Disc. (%) |
| Granito milonitizado CH19-04 (Los Cacaos) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | N | ZI | 87 | 12 | 32 | 0.37 | 90844 | 1.487535 | 0.100 | 0.142650 | 0.005 | 0.519515 | 0.076 | 0.0044 | 925 | 62 | 860 | 30 | 1085 | 116 | 20.8 |
| 2 | SC | NZ | 495 | 79 | 90 | 0.18 | 578608 | 1.569601 | 0.059 | 0.160110 | 0.005 | 0.820629 | 0.071 | 0.0015 | 958 | 36 | 957 | 30 | 960 | 44 | 0.3 |
| 3 | SC | ZI | 58 | 8 | 4 | 0.07 | 246 | 1.352340 | 0.129 | 0.138220 | 0.006 | 0.415574 | 0.071 | 0.0062 | 869 | 83 | 835 | 33 | 956 | 178 | 12.7 |
| 4 | X | ZM | 380 | 15 | 328 | 0.86 | 110861 | 0.279732 | 0.012 | 0.039890 | 0.001 | 0.735472 | 0.051 | 0.0015 | 250 | 11 | 252 | 8 | 234 | 67 | -7.5 |
| 5 | N | ZC | 518 | 21 | 8 | 0.01 | 571 | 0.281181 | 0.012 | 0.039660 | 0.001 | 0.758794 | 0.051 | 0.0014 | 252 | 10 | 251 | 8 | 260 | 62 | 3.5 |
| 6 | SC | ZC | 128 | 5 | 68 | 0.54 | 255 | 0.287330 | 0.028 | 0.040480 | 0.001 | 0.326871 | 0.051 | 0.0048 | 256 | 25 | 256 | 8 | 262 | 213 | 2.5 |
| 7 | N | ZD | 161 | 26 | 39 | 0.24 | 5045 | 1.538616 | 0.068 | 0.158330 | 0.005 | 0.719012 | 0.070 | 0.0022 | 946 | 42 | 947 | 30 | 942 | 63 | -0.5 |
| 8 | SC | ZM | 360 | 13 | 3 | 0.01 | 2443 | 0.249124 | 0.023 | 0.035200 | 0.001 | 0.342509 | 0.051 | 0.0045 | 226 | 21 | 223 | 7 | 256 | 201 | 12.8 |
| 9 | X | MD | 178 | 7 | 125 | 0.70 | 278 | 0.286823 | 0.015 | 0.040440 | 0.001 | 0.612729 | 0.051 | 0.0021 | 256 | 13 | 256 | 8 | 261 | 94 | 1.9 |
| 10 | N | ZD | 180 | 30 | 40 | 0.22 | 219265 | 1.661327 | 0.065 | 0.166700 | 0.005 | 0.797353 | 0.072 | 0.0017 | 994 | 39 | 994 | 31 | 994 | 48 | 0.0 |
| 11 | SC | ZM | 1159 | 45 | 374 | 0.32 | 330758 | 0.278206 | 0.012 | 0.038960 | 0.001 | 0.729627 | 0.052 | 0.0015 | 249 | 11 | 246 | 8 | 276 | 67 | 10.8 |
| 12 | N | NZ | 1787 | 264 | 200 | 0.11 | 5695 | 1.393447 | 0.052 | 0.147860 | 0.005 | 0.830497 | 0.068 | 0.0014 | 886 | 33 | 889 | 28 | 879 | 43 | -1.1 |
| 13 | SC | ZD | 194 | 13 | 48 | 0.25 | 92787 | 0.499387 | 0.032 | 0.065330 | 0.002 | 0.522359 | 0.055 | 0.0030 | 411 | 26 | 408 | 14 | 430 | 121 | 5.1 |
| 14 | N | ZM | 91 | 4 | 88 | 0.97 | 541 | 0.278695 | 0.015 | 0.039340 | 0.001 | 0.587945 | 0.051 | 0.0023 | 250 | 14 | 249 | 8 | 258 | 103 | 3.6 |
| 15 | SC | ZM | 310 | 12 | 121 | 0.39 | 89195 | 0.280348 | 0.023 | 0.039260 | 0.001 | 0.371663 | 0.052 | 0.0040 | 251 | 21 | 248 | 8 | 276 | 178 | 10.1 |
| 16 | N | ZI | 73 | 11 | 30 | 0.40 | 79902 | 1.451886 | 0.071 | 0.148520 | 0.005 | 0.659627 | 0.071 | 0.0026 | 911 | 44 | 893 | 29 | 955 | 75 | 6.5 |
| 17 | SC | ZM | 823 | 32 | 160 | 0.19 | 236897 | 0.277471 | 0.011 | 0.039190 | 0.001 | 0.752280 | 0.051 | 0.0014 | 249 | 10 | 248 | 8 | 257 | 63 | 3.4 |
| 18 | N | ZI | 46 | 7 | 15 | 0.32 | 6794 | 1.554361 | 0.071 | 0.158600 | 0.005 | 0.694511 | 0.071 | 0.0023 | 952 | 44 | 949 | 30 | 960 | 67 | 1.1 |
| 19 | SC | ZM | 620 | 23 | 39 | 0.06 | 169443 | 0.263799 | 0.015 | 0.037230 | 0.001 | 0.533274 | 0.051 | 0.0025 | 238 | 14 | 236 | 7 | 258 | 114 | 8.8 |
| 20 | N | ZM | 157 | 6 | 120 | 0.77 | 4346 | 0.291234 | 0.014 | 0.041030 | 0.001 | 0.659328 | 0.051 | 0.0019 | 260 | 12 | 259 | 8 | 262 | 83 | 1.2 |
| 21 | SC | ZM | 354 | 14 | 180 | 0.51 | 106214 | 0.292767 | 0.013 | 0.040810 | 0.001 | 0.684089 | 0.052 | 0.0017 | 261 | 12 | 258 | 8 | 287 | 76 | 10.1 |
| 22 | N | ZS | 75 | 13 | 26 | 0.35 | 92504 | 1.666098 | 0.080 | 0.167480 | 0.005 | 0.666900 | 0.072 | 0.0026 | 996 | 48 | 998 | 32 | 990 | 73 | -0.8 |
| 23 | X | ZM | 1556 | 62 | 652 | 0.42 | 457165 | 0.284118 | 0.011 | 0.039950 | 0.001 | 0.771565 | 0.052 | 0.0013 | 254 | 10 | 253 | 8 | 267 | 59 | 5.4 |
| 24 | N | ZS | 60 | 2 | 35 | 0.58 | 18201 | 0.290229 | 0.018 | 0.041040 | 0.001 | 0.535577 | 0.051 | 0.0027 | 259 | 16 | 259 | 9 | 254 | 120 | -2.1 |
| 25 | SC | ZM | 1244 | 49 | 386 | 0.31 | 1110 | 0.281528 | 0.012 | 0.039410 | 0.001 | 0.721322 | 0.052 | 0.0015 | 252 | 11 | 249 | 8 | 277 | 68 | 10.1 |
| 26 | N | ZS | 70 | 11 | 85 | 1.23 | 81109 | 1.540655 | 0.065 | 0.158360 | 0.005 | 0.741458 | 0.071 | 0.0020 | 947 | 40 | 948 | 30 | 945 | 58 | -0.3 |
| 27 | N | ZD | 105 | 16 | 42 | 0.40 | 117377 | 1.513033 | 0.062 | 0.151820 | 0.005 | 0.764970 | 0.072 | 0.0019 | 936 | 38 | 911 | 28 | 994 | 53 | 8.3 |
| 28 | SC | ZM | 558 | 22 | 108 | 0.19 | 652 | 0.277259 | 0.012 | 0.038760 | 0.001 | 0.714279 | 0.052 | 0.0016 | 248 | 11 | 245 | 8 | 280 | 71 | 12.5 |
| 29 | X | ZD | 384 | 15 | 425 | 1.11 | 113546 | 0.283659 | 0.013 | 0.040150 | 0.001 | 0.708874 | 0.051 | 0.0016 | 254 | 11 | 254 | 8 | 252 | 72 | -0.8 |
| 30 | N | ZI | 682 | 113 | 257 | 0.38 | 835334 | 1.639093 | 0.062 | 0.166240 | 0.005 | 0.816033 | 0.072 | 0.0016 | 985 | 37 | 991 | 31 | 972 | 44 | -2.0 |
| 31 | SC | NZ | 566 | 25 | 78 | 0.14 | 183890 | 0.338272 | 0.014 | 0.044070 | 0.001 | 0.766385 | 0.056 | 0.0014 | 296 | 12 | 278 | 9 | 439 | 58 | 36.7 |
| 32 | N | ZD | 186 | 25 | 78 | 0.42 | 185882 | 1.343198 | 0.078 | 0.135190 | 0.005 | 0.576462 | 0.072 | 0.0034 | 865 | 50 | 817 | 27 | 988 | 96 | 17.2 |
| 33 | N | ZS | 441 | 58 | 98 | 0.22 | 428560 | 1.280072 | 0.051 | 0.131650 | 0.004 | 0.778849 | 0.071 | 0.0018 | 837 | 33 | 797 | 25 | 944 | 51 | 15.5 |
| 34 | SC | ZM | 830 | 34 | 533 | 0.64 | 253335 | 0.295344 | 0.012 | 0.041360 | 0.001 | 0.739269 | 0.052 | 0.0015 | 263 | 11 | 261 | 8 | 276 | 65 | 5.4 |
| 35 | N | ZM | 138 | 14 | 20 | 0.14 | 3021 | 0.889973 | 0.037 | 0.102880 | 0.003 | 0.746392 | 0.063 | 0.0017 | 646 | 27 | 631 | 20 | 699 | 59 | 9.7 |
| 36 | SC | NZ | 429 | 17 | 143 | 0.33 | 127750 | 0.286103 | 0.012 | 0.040370 | 0.001 | 0.721408 | 0.051 | 0.0015 | 255 | 11 | 255 | 8 | 259 | 69 | 1.4 |
| 37 | N | ZI | 230 | 38 | 77 | 0.34 | 282074 | 1.637550 | 0.072 | 0.166130 | 0.005 | 0.711258 | 0.071 | 0.0022 | 985 | 44 | 991 | 31 | 971 | 63 | -2.0 |
| 38 | N | ZD | 247 | 39 | 73 | 0.30 | 1769 | 1.546429 | 0.061 | 0.157370 | 0.005 | 0.787944 | 0.071 | 0.0017 | 949 | 37 | 942 | 29 | 965 | 49 | 2.4 |

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U | | | Th | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | |
|--|-------------------|----------------------|-------|-------|-------|------|--------|--------------------------------------|-------------------------------------|----------|-------------------------------------|----------|--------------------------------------|--------|-----------------------|-------------------------------------|------|-------------------------------------|------|--------------------------------------|------|
| | | | [ppm] | [ppm] | [ppm] | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2s (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2s (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2s (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s |
| Granito milonitizado CH19-04 (Los Cacaos). Continuación | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 39 | SC | NZ | 73 | 10 | 13 | 0.17 | 5486 | 1.398495 | 0.069 | 0.141640 | 0.005 | 0.647701 | 0.072 | 0.0027 | 888 | 44 | 854 | 27 | 975 | 77 | 12.4 |
| 40 | SC | ZM | 242 | 9 | 13 | 0.05 | 68070 | 0.271965 | 0.020 | 0.038020 | 0.001 | 0.427768 | 0.052 | 0.0035 | 244 | 18 | 241 | 8 | 280 | 153 | 14.1 |
| 41 | N | NZ | 79 | 8 | 25 | 0.32 | 380 | 0.939666 | 0.042 | 0.104510 | 0.003 | 0.708246 | 0.065 | 0.0020 | 673 | 30 | 641 | 20 | 781 | 66 | 18.0 |
| 42 | N | ZD | 143 | 21 | 112 | 0.78 | 2614 | 1.404397 | 0.056 | 0.145780 | 0.005 | 0.772641 | 0.070 | 0.0018 | 891 | 36 | 877 | 27 | 925 | 52 | 5.1 |
| 43 | SC | ZM | 920 | 37 | 286 | 0.31 | 275915 | 0.286943 | 0.012 | 0.040520 | 0.001 | 0.761355 | 0.051 | 0.0014 | 256 | 10 | 256 | 8 | 257 | 61 | 0.4 |
| 44 | N | ZS | 411 | 65 | 100 | 0.24 | 2409 | 1.552151 | 0.060 | 0.158620 | 0.005 | 0.799571 | 0.071 | 0.0016 | 951 | 37 | 949 | 29 | 957 | 47 | 0.8 |
| 45 | SC | ZS | 85 | 13 | 20 | 0.24 | 9294 | 1.529174 | 0.064 | 0.156780 | 0.005 | 0.746942 | 0.071 | 0.0020 | 942 | 39 | 939 | 29 | 950 | 57 | 1.2 |
| 46 | N | ZD | 70 | 11 | 11 | 0.16 | 713 | 1.573132 | 0.068 | 0.160020 | 0.005 | 0.724423 | 0.071 | 0.0021 | 960 | 41 | 957 | 30 | 966 | 61 | 0.9 |
| 47 | N | SD | 244 | 17 | 115 | 0.47 | 884 | 0.554515 | 0.025 | 0.069580 | 0.002 | 0.697591 | 0.058 | 0.0019 | 448 | 20 | 434 | 14 | 522 | 71 | 17.0 |
| 48 | SC | ZM | 1229 | 48 | 261 | 0.21 | 619 | 0.278145 | 0.013 | 0.039270 | 0.001 | 0.669437 | 0.051 | 0.0018 | 249 | 12 | 248 | 8 | 257 | 81 | 3.6 |
| 49 | N | ZC | 215 | 26 | 54 | 0.25 | 192614 | 1.171966 | 0.049 | 0.120720 | 0.004 | 0.747236 | 0.070 | 0.0019 | 788 | 33 | 735 | 23 | 940 | 56 | 21.9 |
| 50 | X | ZM | 769 | 32 | 517 | 0.67 | 4968 | 0.298182 | 0.012 | 0.041960 | 0.001 | 0.747266 | 0.052 | 0.0014 | 265 | 11 | 265 | 8 | 265 | 63 | 0.0 |
| 51 | N | ZI | 27 | 2 | 9 | 0.32 | 15631 | 0.676674 | 0.042 | 0.079310 | 0.003 | 0.538344 | 0.062 | 0.0032 | 525 | 32 | 492 | 16 | 670 | 111 | 26.6 |
| 52 | N | NZ | 368 | 61 | 165 | 0.45 | 453154 | 1.665744 | 0.068 | 0.165790 | 0.005 | 0.760744 | 0.073 | 0.0019 | 996 | 40 | 989 | 31 | 1010 | 53 | 2.1 |
| 53 | SC | NZ | 48 | 8 | 16 | 0.32 | 60347 | 1.691045 | 0.099 | 0.168470 | 0.006 | 0.568705 | 0.073 | 0.0035 | 1005 | 59 | 1004 | 33 | 1008 | 98 | 0.5 |
| Dique granítico CH19-20b (Las Golondrinas) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | N | ZS | 175 | 28 | 49 | 0.28 | 199485 | 1.546532 | 0.062 | 0.157890 | 0.005 | 0.794415 | 0.071 | 0.0017 | 949 | 38 | 945 | 30 | 959 | 49 | 1.4 |
| 2 | SC | ZM | 219 | 9 | 1 | 0.00 | 61810 | 0.279029 | 0.014 | 0.039000 | 0.001 | 0.694397 | 0.052 | 0.0018 | 250 | 12 | 247 | 8 | 281 | 80 | 12.1 |
| 3 | N | ZD | 94 | 15 | 26 | 0.28 | 107238 | 1.542862 | 0.065 | 0.158340 | 0.005 | 0.760607 | 0.071 | 0.0019 | 948 | 40 | 948 | 30 | 948 | 56 | 0.0 |
| 4 | N | ZD | 136 | 22 | 45 | 0.33 | 772 | 1.569601 | 0.063 | 0.160110 | 0.005 | 0.788431 | 0.071 | 0.0018 | 958 | 39 | 957 | 30 | 960 | 51 | 0.3 |
| 5 | SC | ZM | 291 | 12 | 105 | 0.36 | 83698 | 0.284731 | 0.018 | 0.039820 | 0.001 | 0.500958 | 0.052 | 0.0029 | 254 | 16 | 252 | 8 | 279 | 127 | 9.9 |
| 6 | N | ZI | 36 | 6 | 9 | 0.25 | 42079 | 1.582835 | 0.076 | 0.161120 | 0.005 | 0.679787 | 0.071 | 0.0025 | 963 | 46 | 963 | 31 | 965 | 72 | 0.2 |
| 7 | SC | ZM | 1867 | 71 | 273 | 0.15 | 3544 | 0.266442 | 0.010 | 0.038160 | 0.001 | 0.813121 | 0.051 | 0.0011 | 240 | 9 | 241 | 8 | 224 | 52 | -7.5 |
| 8 | X | ZD | 128 | 14 | 32 | 0.25 | 99745 | 1.025923 | 0.043 | 0.107540 | 0.003 | 0.760288 | 0.069 | 0.0019 | 717 | 30 | 658 | 21 | 904 | 56 | 27.2 |
| 9 | N | ZS | 94 | 15 | 20 | 0.21 | 106524 | 1.530413 | 0.064 | 0.157620 | 0.005 | 0.766368 | 0.070 | 0.0019 | 943 | 39 | 944 | 30 | 941 | 55 | -0.3 |
| 10 | SC | NZ | 669 | 27 | 194 | 0.29 | 196149 | 0.288670 | 0.021 | 0.040590 | 0.001 | 0.458555 | 0.052 | 0.0033 | 258 | 19 | 256 | 8 | 267 | 147 | 3.9 |
| 11 | N | NZ | 146 | 23 | 49 | 0.34 | 23817 | 1.568159 | 0.063 | 0.158580 | 0.005 | 0.783604 | 0.072 | 0.0018 | 958 | 39 | 949 | 30 | 978 | 51 | 3.0 |
| 12 | SC | NZ | 57 | 9 | 11 | 0.20 | 64754 | 1.561705 | 0.070 | 0.158170 | 0.005 | 0.714646 | 0.072 | 0.0023 | 955 | 43 | 947 | 31 | 975 | 64 | 2.9 |
| 13 | SC | ZD | 69 | 11 | 21 | 0.30 | 486 | 1.575343 | 0.071 | 0.161240 | 0.005 | 0.715928 | 0.071 | 0.0022 | 961 | 43 | 964 | 31 | 953 | 64 | -1.1 |
| 14 | SC | NZ | 59 | 10 | 104 | 1.77 | 702 | 1.790738 | 0.081 | 0.175580 | 0.006 | 0.710748 | 0.074 | 0.0024 | 1042 | 47 | 1043 | 34 | 1041 | 64 | -0.2 |
| 15 | N | ZI | 738 | 119 | 85 | 0.12 | 857214 | 1.571657 | 0.060 | 0.160840 | 0.005 | 0.819351 | 0.071 | 0.0016 | 959 | 37 | 961 | 30 | 954 | 45 | -0.8 |
| 16 | N | ZS | 54 | 9 | 15 | 0.27 | 64407 | 1.607649 | 0.072 | 0.163600 | 0.005 | 0.715088 | 0.071 | 0.0022 | 973 | 44 | 977 | 31 | 965 | 64 | -1.2 |
| 17 | SC | ZI | 416 | 17 | 168 | 0.40 | 121094 | 0.284633 | 0.012 | 0.040280 | 0.001 | 0.731061 | 0.051 | 0.0015 | 254 | 11 | 255 | 8 | 252 | 68 | -1.0 |
| 18 | SC | ZM | 416 | 17 | 168 | 0.40 | 121094 | 0.284633 | 0.012 | 0.040280 | 0.001 | 0.731061 | 0.051 | 0.0015 | 254 | 11 | 255 | 8 | 252 | 68 | -1.0 |
| 19 | N | NZ | 121 | 19 | 33 | 0.27 | 137929 | 1.555596 | 0.094 | 0.157200 | 0.005 | 0.565747 | 0.072 | 0.0036 | 953 | 58 | 941 | 32 | 979 | 102 | 3.9 |
| 20 | SC | NZ | 125 | 20 | 28 | 0.22 | 145190 | 1.584410 | 0.068 | 0.160380 | 0.005 | 0.746309 | 0.072 | 0.0020 | 964 | 41 | 959 | 31 | 976 | 58 | 1.8 |
| 21 | N | ZI | 44 | 7 | 2 | 0.05 | 50842 | 1.541774 | 0.070 | 0.158700 | 0.005 | 0.706048 | 0.070 | 0.0023 | 947 | 43 | 950 | 31 | 942 | 66 | -0.8 |
| 22 | SC | NZ | 104 | 12 | 15 | 0.15 | 84620 | 1.017460 | 0.044 | 0.112250 | 0.004 | 0.741003 | 0.066 | 0.0019 | 713 | 31 | 686 | 22 | 798 | 61 | 14.1 |
| 23 | SC | ZM | 2216 | 87 | 1203 | 0.54 | 25457 | 0.278261 | 0.011 | 0.039340 | 0.001 | 0.803026 | 0.051 | 0.0012 | 249 | 10 | 249 | 8 | 254 | 54 | 2.2 |
| 24 | N | ZD | 207 | 33 | 48 | 0.23 | 239913 | 1.579859 | 0.063 | 0.160210 | 0.005 | 0.792214 | 0.072 | 0.0017 | 962 | 38 | 958 | 30 | 972 | 50 | 1.5 |

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U | Pb | Th | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|---|-------------------|----------------------|-------|-------|-------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|-----------|-------------------------------------|-----------|--------------------------------------|-----------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|--------------|
| | | | [ppm] | [ppm] | [ppm] | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2s (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2s (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2s (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Disc. (%) |
| Dique granítico CH19-20b (Las Golondrinas). Continuación | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 25 | SC | ZM | 789 | 31 | 287 | 0.36 | 220611 | 0.275033 | 0.011 | 0.038710 | 0.001 | 0.776005 | 0.052 | 0.0013 | 247 | 10 | 245 | 8 | 265 | 59 | 7.5 |
| 26 | N | ZI | 55 | 6 | 14 | 0.26 | 455 | 1.052945 | 0.052 | 0.106390 | 0.003 | 0.661757 | 0.072 | 0.0027 | 730 | 36 | 652 | 21 | 980 | 75 | 33.5 |
| 27 | SC | ZM | 612 | 24 | 383 | 0.63 | 1778 | 0.274104 | 0.012 | 0.038790 | 0.001 | 0.719800 | 0.051 | 0.0016 | 246 | 11 | 245 | 8 | 252 | 71 | 2.7 |
| 28 | N | ZP | 361 | 58 | 149 | 0.41 | 1137 | 1.577829 | 0.062 | 0.159870 | 0.005 | 0.799859 | 0.072 | 0.0017 | 962 | 38 | 956 | 30 | 974 | 48 | 1.8 |
| 29 | SC | ZI | 156 | 6 | 38 | 0.25 | 44649 | 0.307935 | 0.036 | 0.039690 | 0.001 | 0.307389 | 0.056 | 0.0063 | 273 | 32 | 251 | 9 | 463 | 249 | 45.8 |
| 30 | N | NZ | 141 | 14 | 92 | 0.66 | 405 | 0.806183 | 0.035 | 0.097580 | 0.003 | 0.740267 | 0.060 | 0.0017 | 600 | 26 | 600 | 19 | 601 | 63 | 0.1 |
| 31 | SC | ZM | 299 | 12 | 104 | 0.35 | 1762 | 0.281386 | 0.013 | 0.040000 | 0.001 | 0.667753 | 0.051 | 0.0018 | 252 | 12 | 253 | 8 | 242 | 82 | -4.6 |
| 32 | N | ZD | 127 | 20 | 42 | 0.33 | 144432 | 1.542257 | 0.064 | 0.157720 | 0.005 | 0.768400 | 0.071 | 0.0019 | 947 | 39 | 944 | 30 | 955 | 54 | 1.2 |
| 33 | SC | ZM | 1286 | 52 | 798 | 0.62 | 1517 | 0.286205 | 0.013 | 0.040550 | 0.001 | 0.701845 | 0.051 | 0.0016 | 256 | 11 | 256 | 8 | 249 | 74 | -2.7 |
| 34 | X | ZM | 170 | 28 | 48 | 0.28 | 198742 | 1.601315 | 0.065 | 0.161550 | 0.005 | 0.777983 | 0.072 | 0.0018 | 971 | 40 | 965 | 31 | 983 | 52 | 1.8 |
| 35 | N | ZI | 78 | 12 | 23 | 0.29 | 88345 | 1.519585 | 0.066 | 0.156150 | 0.005 | 0.739053 | 0.071 | 0.0021 | 938 | 41 | 935 | 30 | 945 | 60 | 1.1 |
| 36 | SC | ZM | 495 | 20 | 105 | 0.21 | 142900 | 0.282521 | 0.012 | 0.039950 | 0.001 | 0.729676 | 0.051 | 0.0015 | 253 | 11 | 253 | 8 | 254 | 69 | 0.5 |
| 37 | N | ZS | 122 | 19 | 26 | 0.22 | 1634 | 1.567620 | 0.066 | 0.158880 | 0.005 | 0.754896 | 0.072 | 0.0020 | 957 | 40 | 951 | 30 | 973 | 56 | 2.4 |
| 38 | SC | ZM | 128 | 13 | 97 | 0.75 | 91489 | 0.822733 | 0.055 | 0.098890 | 0.003 | 0.518642 | 0.060 | 0.0034 | 610 | 40 | 608 | 21 | 616 | 122 | 1.3 |
| 39 | SC | ZI | 1270 | 49 | 849 | 0.67 | 354413 | 0.277783 | 0.012 | 0.038610 | 0.001 | 0.726394 | 0.052 | 0.0016 | 249 | 11 | 244 | 8 | 293 | 68 | 16.7 |
| 40 | N | ZI | 894 | 144 | 268 | 0.30 | 1039297 | 1.568535 | 0.061 | 0.160770 | 0.005 | 0.805228 | 0.071 | 0.0016 | 958 | 37 | 961 | 30 | 950 | 47 | -1.1 |
| 41 | X | ZI | 25 | 4 | 7 | 0.29 | 29514 | 1.576743 | 0.085 | 0.160230 | 0.005 | 0.617304 | 0.071 | 0.0030 | 961 | 52 | 958 | 32 | 968 | 86 | 1.0 |

^a Abreviaciones del área del zircón analizada: N, núcleo; SC, sobrecrecimiento; B, borde; X, cristal; M, manto

^b Abreviaciones de textura del zircón: NZ, no zonado; ZD, zonamiento débil; ZI, zonamiento irregular; ZS, zonamiento por sector; ZM, zonamiento magmático u oscilatorio; ZC, zonamiento convoluto. Texturas descritas son las definidas por Corfu et al. (2003) y Wu y Zheng (2004).

Tabla 20. Datos de geocronología de U-Pb obtenidos a través de LA-ICPMS para las rocas del Triásico Tardío - Jurásico Temprano

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U [ppm] | Pb [ppm] | Th [ppm] | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|--|-------------------|----------------------|---------|----------|----------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|--------------------------------------|--------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|------|-----------|
| | | | | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2s (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2s (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2s (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Disc. (%) |
| Granito con biotita CH19-09a (Buenos Aires) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | N | NZ | 71 | 3 | 28 | 0.40 | 24818 | 0.349880 | 0.020 | 0.048390 | 0.002 | 0.052440 | 0.002 | 0.58 | 305 | 17 | 305 | 10 | 305 | 105 | 0 |
| 2 | SC | ZI | 22 | 1 | 7 | 0.31 | 124 | 0.288041 | 0.049 | 0.040930 | 0.002 | 0.051040 | 0.008 | 0.29 | 257 | 43 | 259 | 13 | 243 | 371 | -7 |
| 3 | N | ZS | 207 | 9 | 67 | 0.32 | 351 | 0.305961 | 0.018 | 0.043130 | 0.001 | 0.051450 | 0.003 | 0.55 | 271 | 16 | 272 | 9 | 261 | 115 | -4 |
| 4 | N | ZD | 410 | 20 | 714 | 1.74 | 147666 | 0.358876 | 0.017 | 0.049710 | 0.002 | 0.052360 | 0.002 | 0.69 | 311 | 14 | 313 | 10 | 301 | 76 | -4 |
| 5 | SC | ZI | 94 | 3 | 35 | 0.37 | 24642 | 0.251332 | 0.016 | 0.036110 | 0.001 | 0.050480 | 0.003 | 0.52 | 228 | 14 | 229 | 8 | 217 | 125 | -5 |
| 6 | N | ZD | 211 | 20 | 105 | 0.50 | 5652 | 0.793181 | 0.034 | 0.094260 | 0.003 | 0.061030 | 0.002 | 0.74 | 593 | 25 | 581 | 18 | 640 | 61 | 9 |
| 7 | SC | ZD | 161 | 6 | 56 | 0.35 | 42275 | 0.253406 | 0.016 | 0.036200 | 0.001 | 0.050770 | 0.003 | 0.52 | 229 | 15 | 229 | 8 | 230 | 128 | 1 |
| 8 | N | NZ | 102 | 6 | 14 | 0.14 | 45063 | 0.596927 | 0.034 | 0.061140 | 0.002 | 0.070810 | 0.003 | 0.58 | 475 | 27 | 383 | 13 | 952 | 96 | 60 |
| 9 | SC | ZI | 141 | 5 | 17 | 0.12 | 34385 | 0.235854 | 0.018 | 0.033600 | 0.001 | 0.050910 | 0.003 | 0.46 | 215 | 16 | 213 | 7 | 237 | 152 | 10 |
| 10 | N | NZ | 137 | 10 | 67 | 0.49 | 74176 | 0.581753 | 0.026 | 0.074770 | 0.002 | 0.056430 | 0.002 | 0.71 | 466 | 21 | 465 | 15 | 469 | 70 | 1 |
| 11 | SC | ZD | 140 | 5 | 54 | 0.39 | 210 | 0.232589 | 0.013 | 0.033200 | 0.001 | 0.050810 | 0.002 | 0.58 | 212 | 12 | 211 | 7 | 232 | 106 | 9 |
| 12 | X | ZD | 295 | 10 | 99 | 0.34 | 73995 | 0.240040 | 0.011 | 0.034680 | 0.001 | 0.050200 | 0.002 | 0.71 | 218 | 10 | 220 | 7 | 204 | 72 | -8 |
| 13 | N | ZI | 764 | 57 | 486 | 0.64 | 22794 | 0.578911 | 0.022 | 0.074550 | 0.002 | 0.056320 | 0.001 | 0.80 | 464 | 18 | 464 | 14 | 465 | 51 | 0 |
| 14 | SC | ZD | 94 | 3 | 23 | 0.25 | 24136 | 0.246154 | 0.014 | 0.035380 | 0.001 | 0.050460 | 0.002 | 0.56 | 223 | 13 | 224 | 7 | 216 | 113 | -4 |
| 15 | X | ZM | 94 | 3 | 22 | 0.24 | 22094 | 0.225237 | 0.014 | 0.032380 | 0.001 | 0.050450 | 0.003 | 0.54 | 206 | 13 | 205 | 7 | 216 | 120 | 5 |
| 16 | X | ZM | 181 | 6 | 33 | 0.18 | 40125 | 0.213227 | 0.021 | 0.030690 | 0.001 | 0.050390 | 0.005 | 0.39 | 196 | 19 | 195 | 7 | 213 | 210 | 9 |
| 17 | X | ZM | 79 | 3 | 11 | 0.14 | 20113 | 0.269639 | 0.016 | 0.035370 | 0.001 | 0.055290 | 0.003 | 0.55 | 242 | 14 | 224 | 7 | 424 | 111 | 47 |
| 18 | B | NZ | 676 | 1 | 241 | 0.36 | 6405 | 0.008368 | 0.002 | 0.001310 | 0.000 | 0.046330 | 0.011 | 0.13 | 8 | 2 | 8 | 0 | 15 | 566 | 43 |
| 19 | X | ZI | 118 | 4 | 52 | 0.44 | 25377 | 0.208024 | 0.013 | 0.029870 | 0.001 | 0.050510 | 0.003 | 0.54 | 192 | 12 | 190 | 6 | 219 | 119 | 13 |
| 20 | N/SC | NZ/ZS | 24 | 1 | 9 | 0.38 | 22 | 0.452256 | 0.056 | 0.054450 | 0.002 | 0.060240 | 0.007 | 0.35 | 379 | 47 | 342 | 15 | 612 | 251 | 44 |
| 21 | SC | ZS | 184 | 6 | 52 | 0.29 | 45211 | 0.237605 | 0.012 | 0.034050 | 0.001 | 0.050610 | 0.002 | 0.65 | 216 | 11 | 216 | 7 | 223 | 86 | 3 |
| 22 | N | NZ | 246 | 25 | 174 | 0.71 | 6623 | 0.855442 | 0.035 | 0.102010 | 0.003 | 0.060820 | 0.002 | 0.77 | 628 | 25 | 626 | 20 | 633 | 55 | 1 |
| 23 | SC | ZI | 166 | 5 | 49 | 0.29 | 39177 | 0.227147 | 0.018 | 0.032590 | 0.001 | 0.050550 | 0.004 | 0.44 | 208 | 16 | 207 | 7 | 220 | 165 | 6 |
| 24 | N | ZI | 36 | 4 | 9 | 0.25 | 30202 | 1.459325 | 0.127 | 0.116500 | 0.005 | 0.090850 | 0.007 | 0.45 | 914 | 80 | 710 | 28 | 1443 | 148 | 51 |
| 25 | SC | ZD | 102 | 0 | 55 | 0.54 | 988 | 0.008599 | 0.007 | 0.001340 | 0.000 | 0.046540 | 0.038 | 0.07 | 9 | 7 | 9 | 1 | 26 | 1941 | 66 |
| 26 | N | ZI | 201 | 33 | 82 | 0.41 | 2571 | 1.632740 | 0.067 | 0.163560 | 0.005 | 0.072400 | 0.002 | 0.77 | 983 | 40 | 977 | 31 | 997 | 53 | 2 |
| 27 | SC | ZD | 87 | 3 | 26 | 0.30 | 19780 | 0.220229 | 0.019 | 0.031610 | 0.001 | 0.050530 | 0.004 | 0.41 | 202 | 18 | 201 | 7 | 219 | 185 | 9 |
| 28 | SC | ZD | 131 | 4 | 45 | 0.34 | 31191 | 0.229544 | 0.014 | 0.032960 | 0.001 | 0.050510 | 0.003 | 0.54 | 210 | 13 | 209 | 7 | 219 | 122 | 4 |
| 29 | N | NZ | 361 | 15 | 101 | 0.28 | 849 | 0.284856 | 0.013 | 0.040430 | 0.001 | 0.051100 | 0.002 | 0.72 | 255 | 11 | 255 | 8 | 245 | 70 | -4 |
| 30 | SC | ZC | 153 | 5 | 40 | 0.26 | 37758 | 0.238910 | 0.013 | 0.034210 | 0.001 | 0.050650 | 0.002 | 0.59 | 218 | 12 | 217 | 7 | 225 | 103 | 4 |
| 31 | X | ZM | 60 | 2 | 24 | 0.41 | 126 | 0.250487 | 0.017 | 0.035790 | 0.001 | 0.050760 | 0.003 | 0.51 | 227 | 15 | 227 | 8 | 230 | 131 | 1 |
| 32 | N | ZD | 383 | 63 | 202 | 0.53 | 1602 | 1.634777 | 0.066 | 0.164880 | 0.005 | 0.071910 | 0.002 | 0.78 | 984 | 40 | 984 | 31 | 983 | 51 | 0 |
| 33 | SC | ZD | 173 | 28 | 225 | 1.30 | 201217 | 1.587603 | 0.064 | 0.161560 | 0.005 | 0.071270 | 0.002 | 0.78 | 965 | 39 | 965 | 30 | 965 | 52 | 0 |
| 34 | B | NZ | 91 | 0 | 8 | 0.09 | 889 | 0.010143 | 0.011 | 0.001360 | 0.000 | 0.054090 | 0.060 | 0.11 | 10 | 11 | 9 | 1 | 375 | 2482 | 98 |
| Granito con granate CH19-14 (Las Palmas) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | N | ZM | 1236 | 141 | 224 | 0.18 | 881278 | 1.091387 | 0.046 | 0.113810 | 0.003 | 0.069550 | 0.002 | 0.62 | 749 | 31 | 695 | 18 | 915 | 67 | 24 |
| 2 | B | ZS | 27 | 1 | 32 | 1.21 | 19 | 0.288045 | 0.036 | 0.040510 | 0.002 | 0.051570 | 0.006 | 0.31 | 257 | 32 | 256 | 10 | 266 | 276 | 4 |
| 3 | X | ZS | 13 | 0 | 10 | 0.78 | 2715 | 0.231157 | 0.097 | 0.033490 | 0.001 | 0.050060 | 0.021 | 0.09 | 211 | 89 | 212 | 8 | 198 | 974 | -7 |

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U [ppm] | Pb [ppm] | Th [ppm] | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|---|-------------------|----------------------|---------|----------|----------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|--------------------------------------|--------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|-----------|
| | | | | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2s (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2s (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2s (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Disc. (%) |
| Granito con granate CH19-14 (Las Palmas). Continuación | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4 | X | ZM | 101 | 4 | 52 | 0.51 | 26111 | 0.291187 | 0.024 | 0.041280 | 0.001 | 0.051160 | 0.004 | 0.32 | 259 | 21 | 261 | 7 | 248 | 180 | -5 |
| 5 | N | ZS | 94 | 21 | 34 | 0.36 | 134059 | 2.697464 | 0.136 | 0.228710 | 0.006 | 0.085540 | 0.004 | 0.55 | 1328 | 67 | 1328 | 37 | 1328 | 81 | 0 |
| 6 | B | ZM | 166 | 5 | 4 | 0.03 | 210 | 0.238061 | 0.036 | 0.033070 | 0.001 | 0.052210 | 0.008 | 0.18 | 217 | 33 | 210 | 6 | 295 | 338 | 29 |
| 7 | X | ZM | 260 | 40 | 166 | 0.64 | 2065 | 1.471154 | 0.052 | 0.153060 | 0.004 | 0.069710 | 0.002 | 0.72 | 919 | 32 | 918 | 23 | 920 | 50 | 0 |
| 8 | N | ZM | 83 | 3 | 46 | 0.55 | 21268 | 0.288081 | 0.017 | 0.040760 | 0.001 | 0.051260 | 0.003 | 0.47 | 257 | 15 | 258 | 7 | 253 | 118 | -2 |
| 9 | B | | 20 | 1 | 26 | 1.29 | 58 | 0.243692 | 0.032 | 0.034950 | 0.001 | 0.050570 | 0.006 | 0.30 | 221 | 29 | 221 | 9 | 221 | 289 | 0 |
| 10 | N | ZM | 543 | 78 | 239 | 0.44 | 9701 | 1.357480 | 0.049 | 0.144170 | 0.004 | 0.068290 | 0.002 | 0.71 | 871 | 31 | 868 | 22 | 877 | 53 | 1 |
| 11 | B | | 7 | 0 | 5 | 0.69 | 1590 | 0.244644 | 0.059 | 0.034520 | 0.002 | 0.051400 | 0.012 | 0.29 | 222 | 54 | 219 | 15 | 259 | 534 | 15 |
| 12 | B | | 1057 | 37 | 1 | 0.00 | 229020 | 0.240936 | 0.010 | 0.034630 | 0.001 | 0.050460 | 0.002 | 0.63 | 219 | 9 | 219 | 6 | 216 | 72 | -1 |
| 13 | B | | 11 | 0 | 8 | 0.77 | 2686 | 0.277310 | 0.083 | 0.038970 | 0.002 | 0.051610 | 0.015 | 0.13 | 249 | 75 | 246 | 10 | 268 | 682 | 8 |
| 14 | N | ZM | 142 | 19 | 70 | 0.49 | 117421 | 1.272478 | 0.047 | 0.131860 | 0.003 | 0.069990 | 0.002 | 0.70 | 833 | 31 | 798 | 20 | 928 | 54 | 14 |
| 15 | B | | 65 | 2 | 42 | 0.65 | 4556 | 0.233697 | 0.020 | 0.033730 | 0.001 | 0.050250 | 0.004 | 0.36 | 213 | 19 | 214 | 7 | 207 | 188 | -4 |
| 16 | N | | 61 | 3 | 41 | 0.67 | 191 | 0.294711 | 0.035 | 0.041690 | 0.001 | 0.051270 | 0.006 | 0.24 | 262 | 31 | 263 | 8 | 253 | 265 | -4 |
| 17 | B | | 115 | 4 | 2 | 0.02 | 155 | 0.234200 | 0.024 | 0.033870 | 0.001 | 0.050150 | 0.005 | 0.26 | 214 | 22 | 215 | 6 | 202 | 230 | -6 |
| 18 | N | ZM | 127 | 11 | 38 | 0.30 | 1619 | 0.818310 | 0.032 | 0.089530 | 0.002 | 0.066290 | 0.002 | 0.65 | 607 | 24 | 553 | 14 | 816 | 62 | 32 |
| 19 | B | ZM | 401 | 15 | 2 | 0.00 | 93652 | 0.263556 | 0.010 | 0.037290 | 0.001 | 0.051260 | 0.002 | 0.66 | 238 | 9 | 236 | 6 | 253 | 68 | 7 |
| 20 | N | ZM | 212 | 9 | 124 | 0.58 | 219 | 0.296157 | 0.013 | 0.041530 | 0.001 | 0.051720 | 0.002 | 0.60 | 263 | 11 | 262 | 7 | 273 | 79 | 4 |
| 21 | B | ZM | 63 | 3 | 57 | 0.90 | 984 | 0.282728 | 0.021 | 0.040120 | 0.001 | 0.051110 | 0.003 | 0.40 | 253 | 18 | 254 | 7 | 246 | 154 | -3 |
| 22 | N | ZM | 114 | 5 | 73 | 0.64 | 114 | 0.290456 | 0.019 | 0.041040 | 0.001 | 0.051330 | 0.003 | 0.44 | 259 | 17 | 259 | 7 | 256 | 132 | -1 |
| 23 | B | ZM | 81 | 3 | 61 | 0.75 | 17047 | 0.235067 | 0.026 | 0.033600 | 0.001 | 0.050740 | 0.005 | 0.26 | 214 | 23 | 213 | 6 | 229 | 244 | 7 |
| 24 | N | | 110 | 17 | 69 | 0.62 | 6776 | 1.434328 | 0.056 | 0.149960 | 0.004 | 0.069370 | 0.002 | 0.66 | 903 | 35 | 901 | 23 | 910 | 60 | 1 |
| 25 | B | | 7 | 0 | 4 | 0.65 | 1679 | 0.279267 | 0.053 | 0.039660 | 0.002 | 0.051070 | 0.009 | 0.29 | 250 | 48 | 251 | 14 | 244 | 420 | -3 |
| 26 | X | ZM | 60 | 2 | 34 | 0.57 | 171 | 0.238834 | 0.017 | 0.034260 | 0.001 | 0.050560 | 0.003 | 0.41 | 217 | 15 | 217 | 6 | 221 | 146 | 2 |
| 27 | X | ZM | 185 | 6 | 130 | 0.70 | 38990 | 0.234790 | 0.016 | 0.033760 | 0.001 | 0.050440 | 0.003 | 0.39 | 214 | 14 | 214 | 6 | 215 | 143 | 1 |
| 28 | X | ZM | 76 | 3 | 13 | 0.17 | 95 | 0.245131 | 0.026 | 0.035310 | 0.001 | 0.050350 | 0.005 | 0.26 | 223 | 24 | 224 | 6 | 211 | 240 | -6 |
| 29 | N | ZM | 415 | 64 | 75 | 0.18 | 402888 | 1.496280 | 0.056 | 0.155140 | 0.004 | 0.069950 | 0.002 | 0.67 | 929 | 35 | 930 | 23 | 927 | 58 | 0 |
| 30 | SC | | 136 | 21 | 33 | 0.24 | 131803 | 1.496481 | 0.058 | 0.155050 | 0.004 | 0.070000 | 0.002 | 0.70 | 929 | 36 | 929 | 25 | 928 | 57 | 0 |
| 31 | B | ZM | 183 | 6 | 70 | 0.38 | 38780 | 0.233177 | 0.011 | 0.033830 | 0.001 | 0.049990 | 0.002 | 0.55 | 213 | 10 | 214 | 6 | 195 | 91 | -10 |
| 32 | N | | 234 | 16 | 401 | 1.71 | 102623 | 0.598242 | 0.024 | 0.070140 | 0.002 | 0.061860 | 0.002 | 0.64 | 476 | 19 | 437 | 11 | 669 | 66 | 35 |
| 33 | B | ZS | 10 | 0 | 10 | 1.04 | 2088 | 0.235215 | 0.043 | 0.034010 | 0.002 | 0.050160 | 0.009 | 0.26 | 214 | 39 | 216 | 10 | 202 | 405 | -7 |
| 34 | X | ZS | 33 | 6 | 33 | 1.00 | 40464 | 2.110098 | 0.146 | 0.193990 | 0.006 | 0.078890 | 0.005 | 0.45 | 1152 | 80 | 1143 | 36 | 1169 | 122 | 2 |
| Granito Rosa CH19-71 (Monterrey-Jaltenango) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | X | ZM | 407 | 12 | 395 | 0.97 | 74465 | 0.195575 | 0.009 | 0.028420 | 0.001 | 0.049910 | 0.001 | 0.78 | 181 | 9 | 181 | 7 | 191 | 69 | 95 |
| 2 | N | ZI | 61 | 2 | 70 | 1.15 | 11525 | 0.201581 | 0.021 | 0.029240 | 0.001 | 0.050000 | 0.005 | 0.40 | 186 | 20 | 186 | 8 | 195 | 225 | 95 |
| 3 | SC | ZI | 83 | 2 | 56 | 0.68 | 15256 | 0.199954 | 0.016 | 0.028480 | 0.001 | 0.050920 | 0.004 | 0.48 | 185 | 15 | 181 | 7 | 237 | 165 | 76 |
| 4 | N | ZD | 75 | 2 | 80 | 1.07 | 993 | 0.194820 | 0.015 | 0.028470 | 0.001 | 0.049630 | 0.003 | 0.52 | 181 | 14 | 181 | 7 | 178 | 149 | 102 |
| 5 | N | ZD | 116 | 3 | 123 | 1.06 | 2339 | 0.201101 | 0.021 | 0.029270 | 0.001 | 0.049830 | 0.005 | 0.37 | 186 | 19 | 186 | 7 | 187 | 226 | 99 |
| 6 | SC | ZM | 932 | 27 | 1378 | 1.48 | 15710 | 0.203211 | 0.010 | 0.029260 | 0.001 | 0.050370 | 0.002 | 0.74 | 188 | 10 | 186 | 7 | 212 | 80 | 88 |
| 7 | X | ZM | 187 | 6 | 139 | 0.75 | 1771 | 0.202933 | 0.011 | 0.029830 | 0.001 | 0.049340 | 0.002 | 0.71 | 188 | 10 | 189 | 7 | 164 | 89 | 116 |
| 8 | N | ZD | 297 | 9 | 176 | 0.59 | 1745 | 0.206668 | 0.011 | 0.030050 | 0.001 | 0.049880 | 0.002 | 0.73 | 191 | 10 | 191 | 7 | 189 | 83 | 101 |

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U [ppm] | Pb [ppm] | Th [ppm] | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|--|-------------------|----------------------|---------|----------|----------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|--------------------------------------|--------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|-----------|
| | | | | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2s (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2s (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2s (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Disc. (%) |
| Granito Rosa CH19-71 (Monterrey-Jaltenango). Continuación | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 9 | SC | ZM | 1013 | 30 | 1142 | 1.13 | 190402 | 0.199421 | 0.009 | 0.029160 | 0.001 | 0.049600 | 0.001 | 0.82 | 185 | 8 | 185 | 7 | 176 | 60 | 105 |
| 10 | X | ZM | 103 | 3 | 106 | 1.03 | 2309 | 0.194375 | 0.013 | 0.028240 | 0.001 | 0.049920 | 0.003 | 0.59 | 180 | 12 | 180 | 7 | 191 | 125 | 94 |
| 11 | N | NZ | 94 | 18 | 70 | 0.74 | 113452 | 1.978984 | 0.108 | 0.186620 | 0.007 | 0.076910 | 0.003 | 0.71 | 1108 | 61 | 1103 | 43 | 1119 | 77 | 99 |
| 12 | SC | ZM | 662 | 19 | 335 | 0.51 | 3354 | 0.194987 | 0.011 | 0.028380 | 0.001 | 0.049830 | 0.002 | 0.70 | 181 | 10 | 180 | 7 | 187 | 90 | 96 |
| 13 | X | ZI | 44 | 1 | 38 | 0.85 | 166 | 0.201080 | 0.032 | 0.029220 | 0.001 | 0.049910 | 0.008 | 0.25 | 186 | 30 | 186 | 7 | 191 | 360 | 97 |
| 14 | X | ZI | 383 | 11 | 204 | 0.53 | 69130 | 0.191317 | 0.010 | 0.027930 | 0.001 | 0.049680 | 0.002 | 0.74 | 178 | 9 | 178 | 7 | 180 | 79 | 99 |
| 15 | X | ZM | 71 | 2 | 70 | 0.99 | 318 | 0.202958 | 0.024 | 0.029270 | 0.001 | 0.050290 | 0.006 | 0.32 | 188 | 23 | 186 | 7 | 208 | 264 | 89 |
| 16 | N | ZD | 48 | 1 | 40 | 0.83 | 8874 | 0.194769 | 0.016 | 0.028520 | 0.001 | 0.049530 | 0.004 | 0.47 | 181 | 15 | 181 | 7 | 173 | 173 | 105 |
| 17 | N | ZM | 68 | 2 | 54 | 0.79 | 1718 | 0.196007 | 0.014 | 0.028540 | 0.001 | 0.049810 | 0.003 | 0.53 | 182 | 13 | 181 | 7 | 186 | 145 | 97 |
| 18 | N | NZ | 1389 | 205 | 206 | 0.15 | 1326757 | 1.406318 | 0.061 | 0.147820 | 0.006 | 0.069000 | 0.002 | 0.86 | 892 | 39 | 889 | 33 | 899 | 45 | 99 |
| 19 | X | ZI | 41 | 1 | 35 | 0.85 | 206 | 0.202133 | 0.026 | 0.029180 | 0.002 | 0.050240 | 0.006 | 0.43 | 187 | 24 | 185 | 10 | 206 | 270 | 90 |
| 20 | N | ZI | 45 | 1 | 47 | 1.06 | 317 | 0.204231 | 0.017 | 0.029660 | 0.001 | 0.049940 | 0.004 | 0.54 | 189 | 16 | 188 | 9 | 192 | 167 | 98 |
| 21 | SC | ZM | 797 | 23 | 823 | 1.03 | 1981 | 0.197160 | 0.011 | 0.028400 | 0.001 | 0.050350 | 0.002 | 0.71 | 183 | 10 | 181 | 7 | 211 | 88 | 85 |
| 22 | N | ZM | 393 | 11 | 1142 | 2.91 | 7824 | 0.200185 | 0.010 | 0.029090 | 0.001 | 0.049910 | 0.002 | 0.75 | 185 | 9 | 185 | 7 | 191 | 78 | 97 |
| 23 | SC | NZ | 938 | 27 | 952 | 1.01 | 176351 | 0.199647 | 0.009 | 0.029070 | 0.001 | 0.049810 | 0.001 | 0.82 | 185 | 8 | 185 | 7 | 186 | 61 | 99 |
| 24 | SC | ZM | 1222 | 34 | 1425 | 1.17 | 1606 | 0.209453 | 0.012 | 0.027640 | 0.001 | 0.054960 | 0.003 | 0.63 | 193 | 11 | 176 | 7 | 411 | 103 | 43 |
| Leucosoma CH19-43c (San Antonio Miramar) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | N | ZD | 33 | 1 | 11 | 0.34 | 189 | 0.273469 | 0.028 | 0.038670 | 0.002 | 0.051290 | 0.005 | 0.40 | 245 | 25 | 245 | 10 | 254 | 214 | 4 |
| 2 | SC | ZD | 124 | 4 | 43 | 0.35 | 25526 | 0.210037 | 0.039 | 0.029770 | 0.001 | 0.051170 | 0.009 | 0.23 | 194 | 36 | 189 | 8 | 248 | 420 | 24 |
| 3 | SC | ZM | 388 | 11 | 6 | 0.02 | 1895 | 0.202448 | 0.010 | 0.029360 | 0.001 | 0.050010 | 0.002 | 0.71 | 187 | 9 | 187 | 7 | 195 | 83 | 5 |
| 4 | N | ZD | 274 | 44 | 82 | 0.30 | 7282 | 1.600778 | 0.076 | 0.160580 | 0.006 | 0.072300 | 0.002 | 0.77 | 971 | 46 | 960 | 35 | 994 | 62 | 3 |
| 5 | SC | ZM | 310 | 8 | 8 | 0.03 | 54272 | 0.174032 | 0.014 | 0.025320 | 0.001 | 0.049850 | 0.004 | 0.44 | 163 | 13 | 161 | 6 | 188 | 173 | 14 |
| 6 | SC | NZ | 693 | 120 | 356 | 0.51 | 76965 | 1.766640 | 0.073 | 0.172890 | 0.006 | 0.074110 | 0.002 | 0.86 | 1033 | 43 | 1028 | 37 | 1044 | 43 | 2 |
| 7 | M | ZI | 28 | 4 | 3 | 0.12 | 28291 | 1.442856 | 0.078 | 0.147430 | 0.005 | 0.070980 | 0.003 | 0.68 | 907 | 49 | 887 | 33 | 957 | 81 | 7 |
| 8 | B | NZ | 98 | 4 | 3 | 0.03 | 3619 | 0.272357 | 0.031 | 0.038200 | 0.001 | 0.051710 | 0.006 | 0.32 | 245 | 28 | 242 | 9 | 273 | 249 | 11 |
| 9 | N | ZC | 1803 | 255 | 261 | 0.14 | 19545 | 1.485264 | 0.061 | 0.141200 | 0.005 | 0.076290 | 0.002 | 0.86 | 924 | 38 | 851 | 30 | 1103 | 42 | 23 |
| 10 | SC | ZM | 152 | 2 | 48 | 0.31 | 166 | 0.081988 | 0.010 | 0.011580 | 0.000 | 0.051350 | 0.006 | 0.30 | 80 | 10 | 74 | 3 | 257 | 278 | 71 |
| 11 | N | NZ | 299 | 73 | 179 | 0.60 | 506780 | 3.063225 | 0.131 | 0.245000 | 0.009 | 0.090680 | 0.002 | 0.84 | 1424 | 61 | 1413 | 51 | 1440 | 44 | 2 |
| 12 | M | NZ | 75 | 11 | 44 | 0.59 | 77838 | 1.568987 | 0.102 | 0.150840 | 0.006 | 0.075440 | 0.004 | 0.59 | 958 | 62 | 906 | 35 | 1080 | 105 | 16 |
| 13 | SC | NZ | 86 | 6 | 4 | 0.05 | 44009 | 0.642238 | 0.031 | 0.074420 | 0.003 | 0.062590 | 0.002 | 0.74 | 504 | 25 | 463 | 17 | 694 | 70 | 33 |
| 14 | B | ZM | 596 | 23 | 4 | 0.01 | 158155 | 0.270658 | 0.015 | 0.038460 | 0.001 | 0.051040 | 0.002 | 0.67 | 243 | 13 | 243 | 9 | 243 | 95 | 0 |
| 15 | N | NZ | 94 | 21 | 56 | 0.59 | 142281 | 2.749972 | 0.170 | 0.219100 | 0.008 | 0.091030 | 0.004 | 0.63 | 1342 | 83 | 1277 | 49 | 1447 | 92 | 12 |
| 16 | M | NZ | 39 | 4 | 21 | 0.55 | 1022 | 1.054235 | 0.054 | 0.110780 | 0.004 | 0.069020 | 0.002 | 0.71 | 731 | 38 | 677 | 25 | 899 | 74 | 25 |
| 17 | SC | NZ | 58 | 5 | 47 | 0.82 | 31897 | 0.753316 | 0.038 | 0.079760 | 0.003 | 0.068500 | 0.002 | 0.72 | 570 | 29 | 495 | 18 | 884 | 73 | 44 |
| 18 | M | NZ | 76 | 13 | 44 | 0.58 | 88970 | 1.740234 | 0.079 | 0.168780 | 0.006 | 0.074780 | 0.002 | 0.80 | 1024 | 46 | 1005 | 36 | 1063 | 55 | 5 |
| 19 | SC | NZ | 23 | 4 | 11 | 0.48 | 24844 | 1.563753 | 0.088 | 0.158910 | 0.006 | 0.071370 | 0.003 | 0.66 | 956 | 54 | 951 | 35 | 968 | 86 | 2 |
| 20 | N | ZM | 202 | 33 | 93 | 0.46 | 225312 | 1.596858 | 0.069 | 0.161640 | 0.006 | 0.071650 | 0.002 | 0.83 | 969 | 42 | 966 | 35 | 976 | 49 | 1 |
| 21 | M | ZI | 20 | 3 | 3 | 0.16 | 792 | 1.432756 | 0.083 | 0.145700 | 0.005 | 0.071320 | 0.003 | 0.65 | 903 | 52 | 877 | 33 | 967 | 90 | 9 |
| 22 | B | NZ | 95 | 4 | 4 | 0.04 | 766 | 0.278408 | 0.025 | 0.039330 | 0.002 | 0.051340 | 0.004 | 0.46 | 249 | 23 | 249 | 10 | 256 | 185 | 3 |

| Spot No. | Área ^a | Textura ^b | U [ppm] | Pb [ppm] | Th [ppm] | Th/U | Relaciones isotópicas | | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | | |
|---|-------------------|----------------------|---------|----------|----------|------|--------------------------------------|-------------------------------------|--------|-------------------------------------|--------|--------------------------------------|--------|-----------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|-----------|
| | | | | | | | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | 2s (%) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | 2s (%) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | 2s (%) | rho | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Disc. (%) |
| Leucosoma CH19-43c (San Antonio Miramar). Continuación | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 23 | B | NZ | 67 | 3 | 2 | 0.03 | 704 | 0.279384 | 0.052 | 0.038840 | 0.001 | 0.052170 | 0.010 | 0.20 | 250 | 47 | 246 | 9 | 293 | 418 | 16 |
| 24 | N | ZI | 20 | 2 | 7 | 0.36 | 11943 | 0.851056 | 0.066 | 0.087280 | 0.003 | 0.070720 | 0.005 | 0.51 | 625 | 49 | 539 | 22 | 949 | 137 | 43 |
| 28 | SC | ZM | 552 | 16 | 20 | 0.04 | 7062 | 0.199824 | 0.012 | 0.029020 | 0.001 | 0.049940 | 0.002 | 0.65 | 185 | 11 | 184 | 7 | 192 | 102 | 4 |
| 29 | N | ZC | 167 | 25 | 62 | 0.37 | 87099 | 1.457371 | 0.069 | 0.147110 | 0.005 | 0.071850 | 0.002 | 0.77 | 913 | 43 | 885 | 32 | 982 | 62 | 10 |
| 30 | SC | ZD | 202 | 6 | 160 | 0.79 | 40556 | 0.198641 | 0.015 | 0.029140 | 0.001 | 0.049440 | 0.003 | 0.50 | 184 | 14 | 185 | 7 | 169 | 154 | -10 |
| 25 | M | NZ | 69 | 3 | 12 | 0.17 | 1947 | 0.279501 | 0.029 | 0.039400 | 0.002 | 0.051450 | 0.005 | 0.38 | 250 | 26 | 249 | 10 | 261 | 217 | 5 |
| 26 | B | ZI | 19 | 1 | 0 | 0.01 | 2449 | 0.264362 | 0.085 | 0.037780 | 0.002 | 0.050750 | 0.016 | 0.13 | 238 | 76 | 239 | 10 | 229 | 733 | -4 |
| 27 | N | NZ | 63 | 2 | 35 | 0.56 | 1057 | 0.264082 | 0.017 | 0.037270 | 0.001 | 0.051390 | 0.003 | 0.58 | 238 | 15 | 236 | 9 | 258 | 121 | 9 |
| 31 | N | ZI | 59 | 2 | 33 | 0.56 | 6170 | 0.279228 | 0.021 | 0.039670 | 0.002 | 0.051050 | 0.003 | 0.50 | 250 | 19 | 251 | 9 | 243 | 149 | -3 |
| 32 | SC | ZM | 212 | 6 | 4 | 0.02 | 634 | 0.204920 | 0.012 | 0.029940 | 0.001 | 0.049640 | 0.002 | 0.66 | 189 | 11 | 190 | 7 | 178 | 102 | -7 |
| 33 | N | NZ | 183 | 24 | 67 | 0.37 | 166903 | 1.257664 | 0.055 | 0.132830 | 0.005 | 0.068670 | 0.002 | 0.83 | 827 | 36 | 804 | 29 | 889 | 51 | 10 |
| 34 | SC | NZ | 347 | 13 | 40 | 0.12 | 5151 | 0.268668 | 0.017 | 0.038350 | 0.001 | 0.050810 | 0.003 | 0.57 | 242 | 15 | 243 | 9 | 232 | 121 | -4 |
| 35 | N | NZ | 234 | 9 | 31 | 0.13 | 64729 | 0.283189 | 0.015 | 0.040280 | 0.001 | 0.050990 | 0.002 | 0.70 | 253 | 13 | 255 | 9 | 240 | 86 | -6 |
| 36 | M/SC | NZ | 90 | 4 | 6 | 0.07 | 397 | 0.279266 | 0.016 | 0.039590 | 0.001 | 0.051160 | 0.002 | 0.63 | 250 | 15 | 250 | 9 | 248 | 105 | -1 |
| 37 | N | NZ | 111 | 18 | 55 | 0.49 | 4804 | 1.931477 | 0.085 | 0.157380 | 0.006 | 0.089010 | 0.002 | 0.82 | 1092 | 48 | 942 | 34 | 1404 | 48 | 33 |
| 38 | SC | ZI | 31 | 2 | 4 | 0.13 | 588 | 0.619369 | 0.039 | 0.063100 | 0.002 | 0.071190 | 0.004 | 0.61 | 489 | 31 | 394 | 15 | 963 | 102 | 59 |
| 39 | N | ZI | 178 | 7 | 115 | 0.65 | 45842 | 0.264734 | 0.014 | 0.037530 | 0.001 | 0.051160 | 0.002 | 0.71 | 238 | 12 | 238 | 9 | 248 | 84 | 4 |
| 40 | SC | ZD | 103 | 4 | 19 | 0.19 | 6949 | 0.264917 | 0.021 | 0.037600 | 0.001 | 0.051100 | 0.004 | 0.48 | 239 | 19 | 238 | 9 | 245 | 160 | 3 |
| 41 | N | ZC | 1827 | 63 | 2 | 0.00 | 431977 | 0.242910 | 0.013 | 0.034490 | 0.001 | 0.051080 | 0.002 | 0.69 | 221 | 12 | 219 | 8 | 244 | 90 | 11 |
| 42 | SC | ZI | 106 | 4 | 2 | 0.02 | 28163 | 0.276082 | 0.020 | 0.038670 | 0.001 | 0.051780 | 0.003 | 0.52 | 248 | 18 | 245 | 9 | 276 | 144 | 11 |
| 43 | SC | ZI | 715 | 67 | 303 | 0.42 | 456868 | 0.872988 | 0.039 | 0.093330 | 0.003 | 0.067840 | 0.002 | 0.81 | 637 | 28 | 575 | 21 | 864 | 54 | 33 |
| 44 | N | ZI | 99 | 3 | 58 | 0.58 | 20504 | 0.212988 | 0.021 | 0.030100 | 0.001 | 0.051320 | 0.005 | 0.42 | 196 | 19 | 191 | 8 | 255 | 204 | 25 |
| 45 | X | ZI | 61 | 2 | 27 | 0.44 | 231 | 0.303453 | 0.047 | 0.039470 | 0.001 | 0.055760 | 0.008 | 0.24 | 269 | 42 | 250 | 9 | 443 | 335 | 44 |

^a Abreviaciones del área del zircón analizada: N, núcleo; SC, sobrecrecimiento; B, borde; X, cristal; M, manto

^b Abreviaciones de textura del zircón: NZ, no zonado; ZD, zonamiento débil; ZI, zonamiento irregular; ZS, zonamiento por sector; ZM, zonamiento magmático u oscilatorio; ZC, zonamiento convoluto. Texturas descritas son las definidas por Corfu et al. (2003) y Wu y Zheng (2004).

Anexo E

Resultados de los análisis de U-Pb y de O en zircón por SIMS

Tabla 21. Datos de geocronología de U-Pb y de Oxígeno obtenidos a través de SIMS para las rocas del Triásico Tardío - Jurásico Temprano

| Spot No. | Relaciones isotópicas | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | Disc. (%) | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | ± 1 se | |
|-----------------|-----------------------------------|----------------------------------|------------|----------------------------------|------------|-------|----------------------------------|------------|----------------------------------|------------|-----------------------------------|------------|--------------|------------------------------|------------|--|
| | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | ± 1 se | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | ± 1 se | rho | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | ± 1 se | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | ± 1 se | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | ± 1 se | | | | |
| CH19-20b | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 6052 | 0.229390 | 0.006934 | 0.032900 | 0.000433 | 0.372 | 210 | 6 | 209 | 3 | 221 | 65 | 6 | 5.97 | 0.07 | |
| 2 | 1775 | 0.124210 | 0.018427 | 0.018523 | 0.003161 | 0.941 | 119 | 17 | 118 | 20 | 130 | 139 | 9 | 5.70 | 0.18 | |
| 3 | 4159 | 0.252050 | 0.007284 | 0.036803 | 0.000327 | 0.398 | 228 | 6 | 233 | 2 | 180 | 62 | -30 | 5.34 | 0.09 | |
| 4 | 297 | 0.208630 | 0.092374 | 0.031692 | 0.000802 | 0.698 | 192 | 78 | 201 | 5 | 87 | 1010 | -132 | 5.11 | 0.10 | |
| 5 | 17620 | 0.194680 | 0.005697 | 0.028486 | 0.000650 | 0.764 | 181 | 5 | 181 | 4 | 175 | 44 | -4 | 5.47 | 0.21 | |
| 6 | Inf | 0.210180 | 0.007316 | 0.027909 | 0.000431 | 0.260 | 194 | 6 | 177 | 3 | 397 | 77 | 55 | 6.85 | 0.10 | |
| 7 | 8401 | 0.273240 | 0.006172 | 0.038054 | 0.000504 | 0.190 | 245 | 5 | 241 | 3 | 289 | 55 | 17 | 4.52 | 0.12 | |
| 8 | 3721 | 0.035419 | 0.008490 | 0.005647 | 0.001246 | 0.959 | 35 | 8 | 36 | 8 | -1 | 0 | 3730 | 6.79 | 0.22 | |
| 9 | 25640 | 0.235780 | 0.005102 | 0.033570 | 0.000308 | 0.269 | 215 | 4 | 213 | 2 | 238 | 49 | 11 | 5.26 | 0.10 | |
| 10 | 5304 | 0.270920 | 0.015698 | 0.038898 | 0.001004 | 0.772 | 243 | 13 | 246 | 6 | 219 | 96 | -12 | 3.44 | 0.11 | |
| 11 | 2002 | 0.215830 | 0.015358 | 0.032128 | 0.000611 | 0.538 | 198 | 13 | 204 | 4 | 135 | 148 | -52 | 7.35 | 0.09 | |
| 12 | 12550 | 0.070612 | 0.013655 | 0.010144 | 0.001925 | 0.996 | 69 | 13 | 65 | 12 | 217 | 39 | 70 | 5.12 | 0.07 | |
| 13 | 7911 | 0.217750 | 0.008480 | 0.031647 | 0.001179 | 0.737 | 200 | 7 | 201 | 7 | 191 | 64 | -5 | 3.76 | 0.11 | |
| 14 | 3764 | 0.248980 | 0.007249 | 0.034609 | 0.000327 | 0.429 | 226 | 6 | 219 | 2 | 293 | 60 | 25 | 4.58 | 0.11 | |
| 15 | Inf | 0.039225 | 0.005244 | 0.005045 | 0.000901 | 0.912 | 39 | 5 | 32 | 6 | 468 | 175 | 93 | 3.76 | 0.09 | |
| 16 | 7208 | 0.257260 | 0.009617 | 0.036444 | 0.000400 | 0.335 | 233 | 8 | 231 | 2 | 250 | 81 | 8 | 5.02 | 0.10 | |
| 17 | 745 | 0.259260 | 0.014559 | 0.036038 | 0.000441 | 0.194 | 234 | 12 | 228 | 3 | 293 | 126 | 22 | 5.63 | 0.10 | |
| 18 | 62 | 0.653050 | 1.584000 | 0.045293 | 0.009634 | 0.561 | 510 | 973 | 286 | 59 | 1707 | 4260 | 83 | 4.20 | 0.09 | |
| 19 | 380 | 0.191200 | 0.069561 | 0.031001 | 0.000894 | 0.309 | 178 | 59 | 197 | 6 | -1 | 0 | 19780 | 5.06 | 0.13 | |
| 20 | 5162 | 0.190470 | 0.007058 | 0.028205 | 0.000874 | 0.685 | 177 | 6 | 179 | 5 | 147 | 65 | -22 | 6.31 | 0.11 | |

Tabla 21. Datos de geocronología de U-Pb y de Oxígeno obtenidos a través de SIMS para las rocas del Triásico Tardío - Jurásico Temprano. *Continuación*

| Spot | Relaciones isotópicas | | | | | | Edades aparentes [Ma] | | | | | | Disc. (%) | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | ± 1 se |
|----------------|-----------------------------------|----------------------------------|------------|----------------------------------|------------|-------|----------------------------------|------------|----------------------------------|------------|-----------------------------------|------------|--------------|------------------------------|------------|
| | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | ± 1 se | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | ± 1 se | rho | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | ± 1 se | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | ± 1 se | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | ± 1 se | | | |
| No. | | | | | | | | | | | | | | | |
| CH19-14 | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 1846 | 0.217230 | 0.012524 | 0.033573 | 0.000352 | 0.141 | 200 | 10 | 213 | 2 | 46 | 137 | -367 | 5.23 | 0.09 |
| 2 | 1614 | 0.276420 | 0.028447 | 0.033529 | 0.000512 | 0.459 | 248 | 23 | 213 | 3 | 596 | 210 | 64 | 4.53 | 0.11 |
| 3 | 428 | 0.157520 | 0.034858 | 0.029674 | 0.000669 | 0.477 | 149 | 31 | 189 | 4 | -1 | 0 | 18950 | 5.65 | 0.10 |
| 4 | 677 | 0.247080 | 0.019961 | 0.035046 | 0.000394 | 0.548 | 224 | 16 | 222 | 2 | 247 | 173 | 10 | 5.77 | 0.13 |
| 5 | 881 | 0.244500 | 0.016079 | 0.032031 | 0.000318 | 0.384 | 222 | 13 | 203 | 2 | 427 | 140 | 52 | 5.52 | 0.07 |
| 6 | 815 | 0.153200 | 0.024908 | 0.032970 | 0.000431 | 0.404 | 145 | 22 | 209 | 3 | -1 | 0 | 21010 | 4.70 | 0.07 |
| 7 | 1490 | 0.225550 | 0.008903 | 0.032314 | 0.000727 | 0.520 | 207 | 7 | 205 | 5 | 224 | 78 | 8 | 5.33 | 0.12 |
| 8 | 1162 | 0.212870 | 0.027036 | 0.031827 | 0.000477 | 0.414 | 196 | 23 | 202 | 3 | 124 | 286 | -63 | 5.27 | 0.06 |
| 9 | 337 | 0.217380 | 0.032902 | 0.030697 | 0.000360 | 0.660 | 200 | 27 | 195 | 2 | 257 | 331 | 24 | 4.30 | 0.13 |
| 10 | 1610 | 0.234330 | 0.010481 | 0.035895 | 0.000470 | 0.012 | 214 | 9 | 227 | 3 | 67 | 111 | -241 | 4.58 | 0.17 |
| 11 | 134 | 0.231590 | 0.105240 | 0.031466 | 0.000929 | 0.514 | 212 | 87 | 200 | 6 | 345 | 995 | 42 | 5.45 | 0.12 |
| 12 | 1939 | 0.206100 | 0.021128 | 0.030506 | 0.000377 | 0.416 | 190 | 18 | 194 | 2 | 148 | 230 | -31 | 5.09 | 0.15 |
| 13 | 524 | 0.204640 | 0.027784 | 0.032006 | 0.000447 | 0.359 | 189 | 23 | 203 | 3 | 17 | 316 | -1093 | 5.83 | 0.06 |
| 14 | 218 | 0.221390 | 0.039554 | 0.030029 | 0.000642 | 0.328 | 203 | 33 | 191 | 4 | 349 | 391 | 45 | 4.81 | 0.15 |
| 15 | 179 | 0.130290 | 0.071186 | 0.029786 | 0.000864 | 0.532 | 124 | 64 | 189 | 5 | -1 | 0 | 19020 | 5.29 | 0.07 |
| 16 | 1162 | 0.263170 | 0.014433 | 0.034914 | 0.000405 | 0.628 | 237 | 12 | 221 | 3 | 399 | 108 | 45 | 4.83 | 0.08 |
| 19 | 88 | 0.231100 | 0.187200 | 0.036347 | 0.001710 | 0.718 | 211 | 154 | 230 | 11 | 4 | 1870 | -6357 | 6.60 | 0.09 |
| 20 | 1492 | 0.229050 | 0.028967 | 0.033234 | 0.000524 | 0.218 | 209 | 24 | 211 | 3 | 194 | 288 | -8 | 6.07 | 0.16 |

Anexo F

Resultados de las mediciones de Lu-Hf en Zr de las muestras analizadas en esta tesis

Tabla 22. Datos isotópicos Lu-Hf en zircón de las muestras de la Unidad Catarina obtenidos por LA-ICPMS

| Punto | Área del zircón ¹ | $\frac{^{176}\text{Yb} + ^{176}\text{Lu}}{^{176}\text{Hf}}$ (%) | Volts Hf | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | \pm (2s) | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | Edad U-Pb aparente en el zircón (Ma) ² | | | Edad U-Pb cristalización ^a y/o metamorfismo ^b (Ma) | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|----------|-----------------------------------|------------|-----------------------------------|---|------------|---------------------------------------|--|-------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------|----------|------------------|-----------------|----------|------|--------------|
| | | | | | | | Edad | \pm (2s) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (U) | Edad | \pm (2s) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (U) | ϵHf (U) ³ | $T_{\text{DM(Hf)}}$ ^{3,4,5} | | | | | | | |
| Gneis granítico bandeado CH19-12a | 12 | NH | 9.954 | 5.7771 | 0.281685 | 38 | 0.000673 | 1841 | 43 | 0.281661 | 1550 ^a | 30 | 0.281806 | | | | | | | | |
| | 19 | NH | 12.355 | 5.4976 | 0.281664 | 37 | 0.000864 | 1722 | 46 | 0.281635 | | | | | | | | | | | |
| | 20 | NH/I | 9.475 | 6.3860 | 0.281451 | 70 | 0.000617 | 1722 | 46 | 0.281431 | | | | | | | | | | | |
| | 4 | NH | 3.559 | 7.9671 | 0.281858 | 48 | 0.000258 | 1647 | 53 | 0.281850 | | | | | | | | | | | |
| | 1 | M | 0.722 | 7.0624 | 0.281807 | 32 | 0.000038 | 1584 | 43 | 0.281806 | | | | | | | | | | | |
| | 11 | N | 2.373 | 7.3118 | 0.281836 | 33 | 0.000168 | 1556 | 41 | 0.281831 | | | | | | | | | | | |
| | 2 | SC | 7.887 | 6.9726 | 0.281936 | 55 | 0.000572 | 1521 | 41 | 0.281919 | | | | | | | | | | | |
| | 6 | SC | 3.202 | 7.2280 | 0.281945 | 46 | 0.000203 | 1510 | 40 | 0.281939 | | | | | | | | | | | |
| | 3 | SC | 0.077 | 7.5620 | 0.281877 | 54 | 0.000004 | 1503 | 46 | 0.281877 | | | | | | | | | | | |
| | 13 | N | 3.084 | 8.0224 | 0.281937 | 19 | 0.000211 | 1483 | 42 | 0.281931 | | | | | | | | | | | |
| | 7 | X | 0.900 | 7.0109 | 0.281856 | 48 | 0.000057 | 1476 | 46 | 0.281854 | | | | | | | | | | | |
| | 5 | N | 0.672 | 6.9027 | 0.281759 | 38 | 0.000031 | 1456 | 43 | 0.281758 | | | | | | | | | | | |
| | 17 | N | 0.829 | 7.6079 | 0.281704 | 36 | 0.000049 | 1428 | 43 | 0.281703 | | | | | | | | | | | |
| | 8 | N | 0.365 | 7.4176 | 0.281820 | 50 | 0.000018 | 1385 | 41 | 0.281819 | | | | | | | | | | | |
| | 14 | N | 0.094 | 8.1700 | 0.281835 | 26 | 0.000004 | 1344 | 42 | 0.281835 | | | | | | | | | | | |
| | 18 | SC | 0.256 | 8.8675 | 0.281826 | 26 | 0.000013 | 1315 | 44 | 0.281826 | | | | | | | | | | | |
| 9 | N | 2.651 | 7.9731 | 0.281870 | 62 | 0.000128 | 1233 | 42 | 0.281867 | | | | | | | | | | | | |
| 16 | M | 0.127 | 7.6653 | 0.281842 | 34 | 0.000005 | 1209 | 47 | 0.281842 | | | | | | | | | | | | |
| Promedio evento de cristalización calymmiana | | | | | | | | | | | | 0.281856 | 2.04 | 2.09 | ⁴ | | | | | | |
| Gneis granítico bandeado CH21-02 | 10 | B | 0.158 | 7.0554 | 0.281775 | 28 | 0.000007 | 956 | 56 | 0.281775 | 957 ^b | 27 | 0.281775 | | | | | | | | |
| | 15 | B | 0.169 | 8.0022 | 0.281805 | 36 | 0.000008 | 956 | 69 | 0.281805 | | | | | | | | | | | |
| Gneis granítico bandeado CH21-02 | 7 | C | 5.299 | 6.5970 | 0.282020 | 72 | 0.000353 | 1530 | 44 | 0.282010 | 1578 ^a | 48 | 0.282009 | | | | | | | | |
| | 11 | C | 8.610 | 7.1212 | 0.281892 | 49 | 0.000570 | 1403 | 47 | 0.281876 | | | | | | | | | | | |
| | 14 | C | 8.313 | 6.3723 | 0.281895 | 87 | 0.000556 | 1376 | 47 | 0.281881 | | | | | | | | | | | |
| | 17 | C | 13.202 | 6.9061 | 0.281844 | 59 | 0.000939 | 1200 | 45 | 0.281823 | | | | | | | | | | | |
| | 9 | C | 6.690 | 7.6387 | 0.281912 | 56 | 0.000452 | 1019 | 48 | 0.281903 | | | | | | | | | | | |
| | 2 | C | 6.438 | 7.5504 | 0.281979 | 45 | 0.000479 | 1515 | 42 | 0.281965 | | | | | | | | | | | |
| | 10 | C | 6.864 | 6.1953 | 0.281757 | 49 | 0.000455 | 1484 | 46 | 0.281745 | | | | | | | | | | | |
| | 15 | C | 11.276 | 5.9228 | 0.281765 | 46 | 0.000803 | 1298 | 46 | 0.281745 | | | | | | | | | | | |
| | 1 | C | 9.190 | 7.1131 | 0.281860 | 33 | 0.000664 | 1233 | 41 | 0.281845 | | | | | | | | | | | |
| | 4 | C | 7.085 | 6.8811 | 0.281855 | 41 | 0.000472 | 1046 | 45 | 0.281846 | | | | | | | | | | | |
| | Promedio evento de cristalización calymmiana | | | | | | | | | | | | | | | | | 0.281858 | 2.76 | 2.06 | ⁴ |
| | Gneis granítico bandeado CH21-02 | 12 | C | 10.720 | 7.5515 | 0.282177 | 89 | 0.000783 | 947 | 45 | | | | | | 0.282163 | 941 ^b | 21 ^b | 0.282163 | | |
| | | 6 | SC | 5.078 | 6.1460 | 0.282494 | 104 | 0.000452 | 958 | 130 | | | | | | 0.282486 | | | | | |
| | | 5 | SC | 4.608 | 6.8002 | 0.281901 | 32 | 0.000309 | 957 | 93 | | | | | | 0.281896 | | | | | |
| 16 | | SC | 3.078 | 6.6937 | 0.282221 | 96 | 0.000261 | 956 | 81 | 0.282217 | | | | | | | | | | | |
| 8 | | SC | 0.634 | 6.6153 | 0.282051 | 32 | 0.000037 | 954 | 64 | 0.282051 | | | | | | | | | | | |
| 13 | | SC | 0.923 | 6.4866 | 0.281950 | 41 | 0.000060 | 947 | 90 | 0.281949 | | | | | | | | | | | |
| 3 | | SC | 2.641 | 7.0732 | 0.282164 | 81 | 0.000175 | 861 | 88 | 0.282161 | | | | | | | | | | | |
| 18 | | SC | 5.016 | 7.2531 | 0.282310 | 97 | 0.000319 | 255 | 9 | 0.282308 | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | 255 ^b | 4 | 0.282308 | | | | | | | | | |

Tabla 23. Datos isotópicos Lu-Hf en zircón de las muestras de granito del Triásico y Jurásico obtenidos por LA-ICPMS

| Punto | Área del zircón ¹ | $\frac{(^{176}\text{Yb} + ^{176}\text{Lu})}{^{176}\text{Hf}} (\%)$ | Volts Hf | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | \pm (2s) | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | Edad U-Pb aparente en el zircón (Ma) ² | | | Edad U-Pb cristalización ^a y/o metamorfismo ^b (Ma) | | | | | | | | | | | |
|--|-------------------------------------|--|----------|-----------------------------------|------------|-----------------------------------|---|------------|---|--|-------------------|---|--|--------------------------------------|-------------------|-------------------|----------|-------------------|-------------------|--|--|
| | | | | | | | Edad | \pm (2s) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ | Edad | \pm (2s) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ | $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ ³ | $T_{\text{DM(Hf)}}$ ^{3,4,5} | | | | | | | |
| Anfibolita CH19-52a | 3 | N | 7.271 | 6.6398 | 0.281838 | 47 | 0.000499 | 1362 | 48 | 0.281825 | 1504 | 56 ^a | 0.281824 | -0.16 | 2.19 ⁴ | 2.48 ⁵ | | | | | |
| | 5 | N | 4.734 | 6.7681 | 0.282023 | 40 | 0.000312 | 962 | 53 | 0.282017 | 947 ^b | 10 | 0.282017 | | | | | | | | |
| | 11 | N | 4.861 | 4.4829 | 0.282190 | 47 | 0.000333 | 959 | 40 | 0.282184 | | | 0.282184 | | | | | | | | |
| | 8 | N | 4.228 | 4.8086 | 0.282174 | 50 | 0.000292 | 949 | 51 | 0.282169 | | | 0.282169 | | | | | | | | |
| | 15 | N | 5.084 | 6.2487 | 0.282075 | 38 | 0.000349 | 944 | 62 | 0.282069 | | | 0.282069 | | | | | | | | |
| | 13 | N | 4.223 | 5.7394 | 0.282149 | 39 | 0.000287 | 943 | 147 | 0.282144 | | | 0.282144 | | | | | | | | |
| | 6 | N | 1.322 | 6.3975 | 0.282035 | 40 | 0.000071 | 939 | 38 | 0.282034 | | | 0.282034 | | | | | | | | |
| | 1 | N | 8.161 | 6.6923 | 0.281964 | 49 | 0.000566 | 938 | 36 | 0.281954 | | | 0.281954 | | | | | | | | |
| | 12 | N | 8.408 | 7.0394 | 0.282076 | 70 | 0.000544 | 938 | 31 | 0.282066 | | | 0.282066 | | | | | | | | |
| | 9 | SC | 3.559 | 6.6329 | 0.282005 | 42 | 0.000234 | 958 | 59 | 0.282001 | | | 0.282001 | | | | | | | | |
| | 7 | SC | 8.821 | 6.3039 | 0.281925 | 47 | 0.000599 | 950 | 85 | 0.281915 | | | 0.281915 | | | | | | | | |
| | 10 | SC | 5.623 | 5.5329 | 0.282126 | 53 | 0.000367 | 947 | 57 | 0.282119 | | | 0.282119 | | | | | | | | |
| | 2 | SC | 3.296 | 6.0298 | 0.281983 | 65 | 0.000227 | 943 | 69 | 0.281979 | | | 0.281979 | | | | | | | | |
| | 4 | SC | 5.345 | 4.8611 | 0.282098 | 45 | 0.000351 | 939 | 49 | 0.282092 | | | 0.282092 | | | | | | | | |
| | 14 | SC | 4.616 | 6.0235 | 0.282089 | 56 | 0.000301 | 938 | 55 | 0.282084 | | | 0.282084 | | | | | | | | |
| Promedio evento metamórfico toniano | | | | | | | | | | | | | 0.282059 | | | | -4.49 | 2.02 ⁴ | 2.47 ⁵ | | |
| Gneis cuarzo-feldespático CH19-53b | 17 | N | 7.535 | 6.5084 | 0.281850 | 50 | 0.000487 | 1500 | 45 | 0.281836 | 1500 ^c | 45 | 0.281836 | | | | | | | | |
| | 20 | N | 8.281 | 7.4494 | 0.281893 | 32 | 0.000581 | 1419 | 33 | 0.281878 | | | 0.281877 | | | | | | | | |
| | 19 | N | 8.911 | 6.4738 | 0.281906 | 48 | 0.000662 | 1395 | 37 | 0.281889 | | | 0.281887 | | | | | | | | |
| | 11 | N | 17.255 | 7.8684 | 0.281905 | 33 | 0.001293 | 1394 | 34 | 0.281871 | | | 0.281868 | | | | | | | | |
| | 18 | N | 9.183 | 5.9649 | 0.281894 | 42 | 0.000658 | 1359 | 31 | 0.281877 | | | 0.281876 | | | | | | | | |
| | 15 | N | 3.830 | 6.2081 | 0.281884 | 58 | 0.000273 | 997 | 33 | 0.281879 | | | 0.281876 | | | | | | | | |
| | Promedio herencia calymmiana | | | | | | | | | | | | | | | | 0.281870 | 1.39 | 2.09 ⁴ | | |
| | 13 | N | 10.219 | 7.1648 | 0.282023 | 41 | 0.000715 | 961 | 33 | 0.282010 | | | 0.282010 | | | | | | | | |
| | 5 | N | 0.731 | 7.5122 | 0.281981 | 31 | 0.000051 | 959 | 42 | 0.281980 | | | 0.281980 | | | | | | | | |
| | 6 | N | 0.866 | 6.7331 | 0.281944 | 46 | 0.000054 | 955 | 32 | 0.281943 | | | 0.281943 | | | | | | | | |
| | 9 | N | 8.769 | 6.5033 | 0.281939 | 38 | 0.000598 | 948 | 29 | 0.281928 | | | 0.281928 | | | | | | | | |
| | 8 | N | 7.383 | 7.5083 | 0.281962 | 52 | 0.000493 | 941 | 26 | 0.281953 | | | 0.281953 | | | | | | | | |
| | 12 | NH | 4.376 | 6.2770 | 0.281987 | 45 | 0.000279 | 971 | 84 | 0.281982 | | | 0.281982 | | | | | | | | |
| | 7 | N | 8.121 | 6.5444 | 0.281933 | 36 | 0.000556 | 925 | 50 | 0.281924 | | | 0.281923 | | | | | | | | |
| | 16 | N/SC | 7.335 | 6.2436 | 0.281970 | 33 | 0.000544 | 953 | 35 | 0.281960 | | | 0.281960 | | | | | | | | |
| 1 | N | 4.744 | 6.7441 | 0.282011 | 41 | 0.000316 | 960 | 28 | 0.282005 | 0.282006 | | | | | | | | | | | |
| 3 | X | 2.384 | 6.4656 | 0.282010 | 22 | 0.000142 | 966 | 79 | 0.282007 | 0.282007 | | | | | | | | | | | |
| 4 | X | 5.749 | 6.6831 | 0.281957 | 45 | 0.000400 | 962 | 82 | 0.281950 | 0.281950 | | | | | | | | | | | |
| 2 | X | 4.419 | 7.4195 | 0.281992 | 25 | 0.000305 | 959 | 58 | 0.281986 | 0.281986 | | | | | | | | | | | |
| 10 | SC | 12.779 | 6.9960 | 0.281949 | 49 | 0.000885 | 948 | 59 | 0.281933 | 0.281934 | | | | | | | | | | | |
| 14 | SC | 4.821 | 6.6928 | 0.282004 | 58 | 0.000320 | 947 | 88 | 0.281998 | 0.281998 | | | | | | | | | | | |
| Promedio cristalización toniana | | | | | | | | | | | | | 0.281969 | -7.69 | 2.22 ⁴ | | | | | | |

¹ Abreviaciones del área del zircón analizada: N, núcleo; N, núcleo heredado; SC, sobrecrecimiento; B, borde; X, cristal; M, manto; I, inclusión² Edad aparente usada corresponde a ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb para edades aparentes mayores a 900 Ma y ²⁰⁶Pb/²³⁸U para edades menores.

Letras en las edades denotan los eventos de ^a cristalización, ^b el metamorfismo, ^c componente heredado en las correspondientes muestras. Ver sección de geocronología en la sección 4.3.

³ Los valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, $\text{TDM}_{(\text{Hf})}$ fueron calculados sólo para valores promedio de aquellos zircones que representaban un evento con los procedimientos descritos en la sección 3.4.2. Las filas sombreadas no fueron tenidas en cuenta para el este cálculo (ver detalles en la sección 4.4.2.).

⁴ y ⁵ junto a las edades modelo denotan los reservorios de referencia de cortezas promedio y máfica, respectivamente.

Los valores actuales de los reservorios usados para el cálculo de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ y la $\text{TDM}_{(\text{Hf})}$ corresponden a $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ y $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ (Vervoot et al., 2000) para el CHUR; a $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.283224$ (Vervoot et al., 2000) y $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.03836$ (Weber et al., 2018) para el manto empobrecido; $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.015$ (Condie et al., 2005) para la corteza promedio; $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.022$ (Nebel et al., 2007) para la corteza máfica.

Constante de decaimiento usada corresponde a $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Scherer et al., 2001, 2003; Soderlund et al., 2003)