

## Estudios isotópicos de Hf en zircones de granitoides pérmicos en el NW de México: Evidencia de mezcla de magmas generados a partir de la fusión de múltiples fuentes corticales

Harim E. Arvizu<sup>1,\*</sup> y Alexander Iriondo<sup>1,2\*\*</sup>

<sup>1</sup> Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro, Qro., 76230, México.

<sup>2</sup> Department of Geological Sciences, Jackson School of Geosciences, The University of Texas at Austin, Austin, TX 78712, USA.

\* harimarvizu@geociencias.unam.mx

\*\* iriondo@geociencias.unam.mx

### RESUMEN

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

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

Palabras clave: isótopos de Hf, zircones, edades modelo de Hf, mezcla de magmas, fusión, fuentes corticales, granitoides, Pérmico, Sonora, México.

### ABSTRACT

This study presents new Lu-Hf isotopic data for magmatic zircons from Permian granitoids interpreted to be associated with the early stages of subduction in NW Mexico. In-situ microanalyses by LA-MC-ICPMS technique indicate large variations in Hf isotopic compositions of zircons with the same age and from the same granitic rock sample (up to 15 epsilon Hf units). The range of initial epsilon Hf values for these Permian zircons is between -9.0 and -24.9, suggesting a mixture of magmas derived from melting of different crustal sources to generate the precursor magmas that formed the granitoids.

*The Hf crustal model ages for zircons vary in a range between 1.59–2.39 Ga, with most of the values between 1.6–1.8 Ga, indicating that Proterozoic basement rocks, similar to those present in NW Mexico today, were the source of melting to form the predecessor magmas for the Permian granitoids. The Hf isotopic data presented in this study indicates a complex process of crustal magma formation that cannot be revealed from just conventional whole rock geochemical and isotopic studies (e.g., major and trace elements and Sm-Nd isotopes).*

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

*Key words: Hf isotopes, zircons, Hf model ages, magma mixing, melting, crustal sources, granitoids, Permian, Sonora, Mexico.*

## INTRODUCCIÓN

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

En este estudio reportamos las composiciones isotópicas de Hf obtenidas en zircones de granitoides pérmicos y cretácicos de la Sierra Pinta en el NW de México (Figuras 1 y 2) mediante microanálisis *in situ* realizados por la técnica de ablación láser (LA-MC-ICPMS). Esta investigación está basada en estudios analíticos previos de geocronología U-Pb en zircones y geoquímica de elementos mayores y traza realizados en dos conjuntos o “suites” graníticas pérmicas denominadas leucocrática y melanocrática (Arvizu *et al.*, 2009a). Utilizamos el Hf como un trazador isotópico para avanzar en el conocimiento de la petrogénesis de este importante pulso magmático pérmico asociado, tentativamente, al inicio de la subducción y formación del margen continental activo del SW de Norteamérica (Arvizu *et al.*, 2009a).

Nuestros datos isotópicos de Hf revelan una amplia variación en las composiciones isotópicas de Hf en zirco-

nes de edad similar en una misma roca. De acuerdo a esto, los datos obtenidos sugieren que estas variaciones podrían deberse a procesos de mezcla de magmas, evaluando además la posibilidad de la participación de múltiples fuentes de fusión corticales para la generación de los magmas precursores de estos granitoides pérmicos presentes en el NW de México.

## EL ZIRCÓN COMO TRAZADOR ISOTÓPICO

El zircón ( $\text{ZrSiO}_4$ ) es un mineral accesorio común en una amplia variedad de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. La importancia de este mineral es su durabilidad fisicoquímica y su alta resistencia a diversos procesos geológicos, además de su capacidad para albergar altas concentraciones de elementos traza, incluyendo dos radionúclidos de importancia geocronológica, uno el sistema U-Th-Pb y otro el sistema Lu-Hf. Este último está ganando momento como un importante trazador geoquímico (e.g., Heaman *et al.*, 1990; Hoskin y Schaltegger, 2003; Kinny y Maas, 2003).

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

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

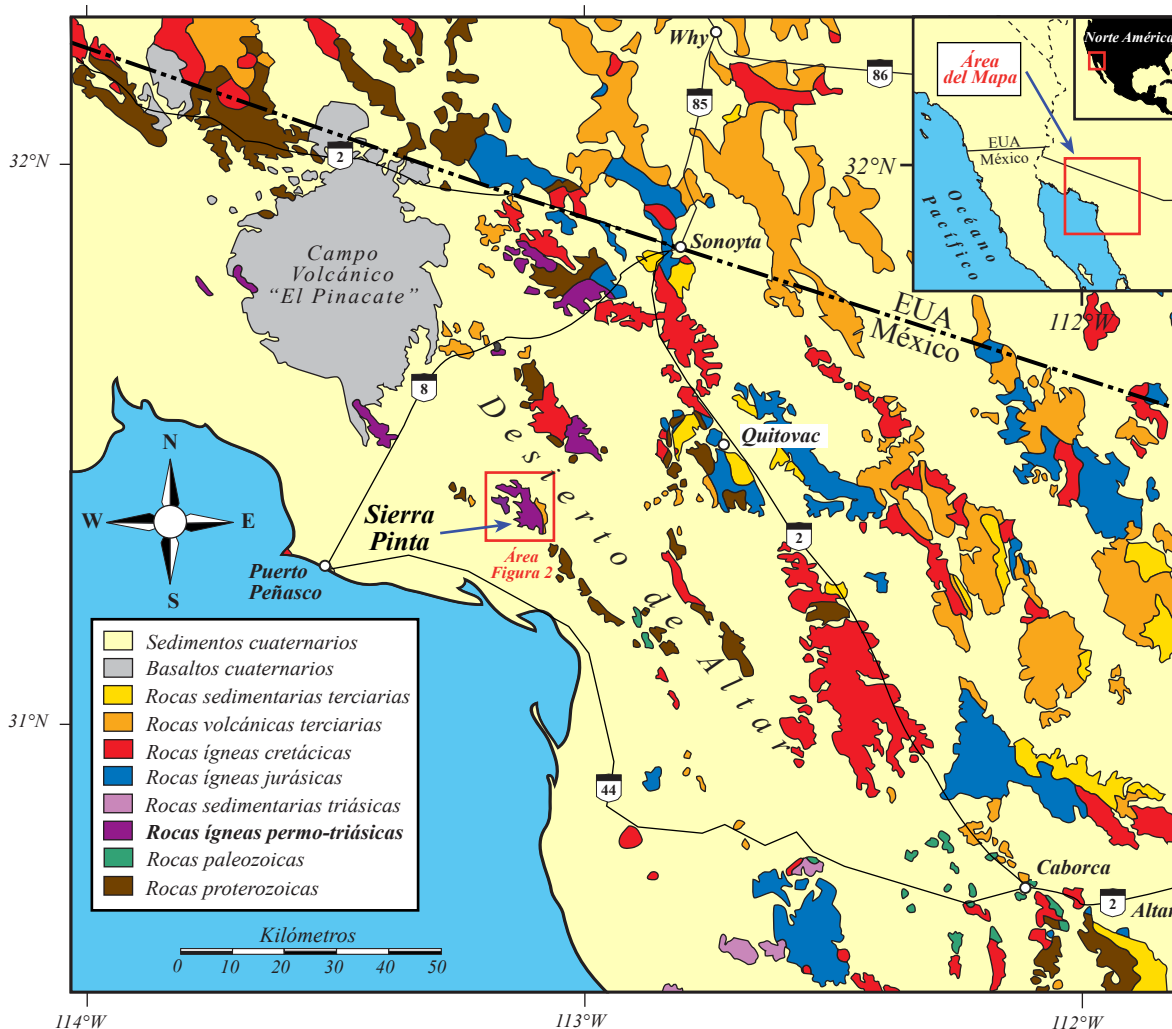


Figura 1. Mapa geológico regional del NW de Sonora y SW de Arizona modificado de Iriondo *et al.*, (2005), mostrando los afloramientos de granitoides pérmicos.

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

El hafnio funciona como un trazador isotópico en los procesos corticales y mantélicos (*e.g.*, Taylor y McLennan, 1985; Vervoort y Blichert-Toft, 1999) y su sistemática en los zircones es relativamente inmune a eventos tectonotérmicos (Kinny *et al.*, 1991; Kinny y Maas, 2003) proporcionando valiosa información sobre edades de formación cortical para las fuentes de las rocas ígneas (Stevenson y Patchett, 1990). Por lo tanto, la composición isotópica de Hf en zircones es una poderosa herramienta para caracterizar las fuentes de las rocas magmáticas y la proveniencia de sedimentos, incluso, han sido usadas para definir la composición y edad de formación de la corteza más antigua de la Tierra (Patchett *et al.*, 1981; Amelin *et al.*, 1999; Griffin *et al.*, 2004; Davis *et al.*, 2005; Harrison *et al.*, 2005; Nebel-Jacobsen *et al.*, 2005; Schmidberger *et al.*, 2005; Hawkesworth y Kemp,

2006a). El zircón proporciona un registro único de la historia petrogenética de las rocas graníticas que simplemente no es similar al obtenido a partir de técnicas de geoquímica convencional (*e.g.*, elementos mayores y traza) e isotópica de roca total, como en el caso del Sm-Nd, ya que el sistema isotópico Lu-Hf en zircones tiene como ventaja una mayor resolución en comparación con el sistema isotópico Sm-Nd.

## MARCO GEOLÓGICO DEL MAGMATISMO PÉRMICO EN EL NW DE MÉXICO

La Sierra Pinta se localiza en el NW del Estado de Sonora, México (Figuras 1 y 2) y representa geológica y espacialmente uno de los principales afloramientos de rocas graníticas de edad pérmica reportados en esa región. Este magmatismo pérmico asociado a subducción y al inicio de la convergencia a lo largo del margen continental activo del SW de Norteamérica (Arvizu *et al.*, 2009a) es de vital

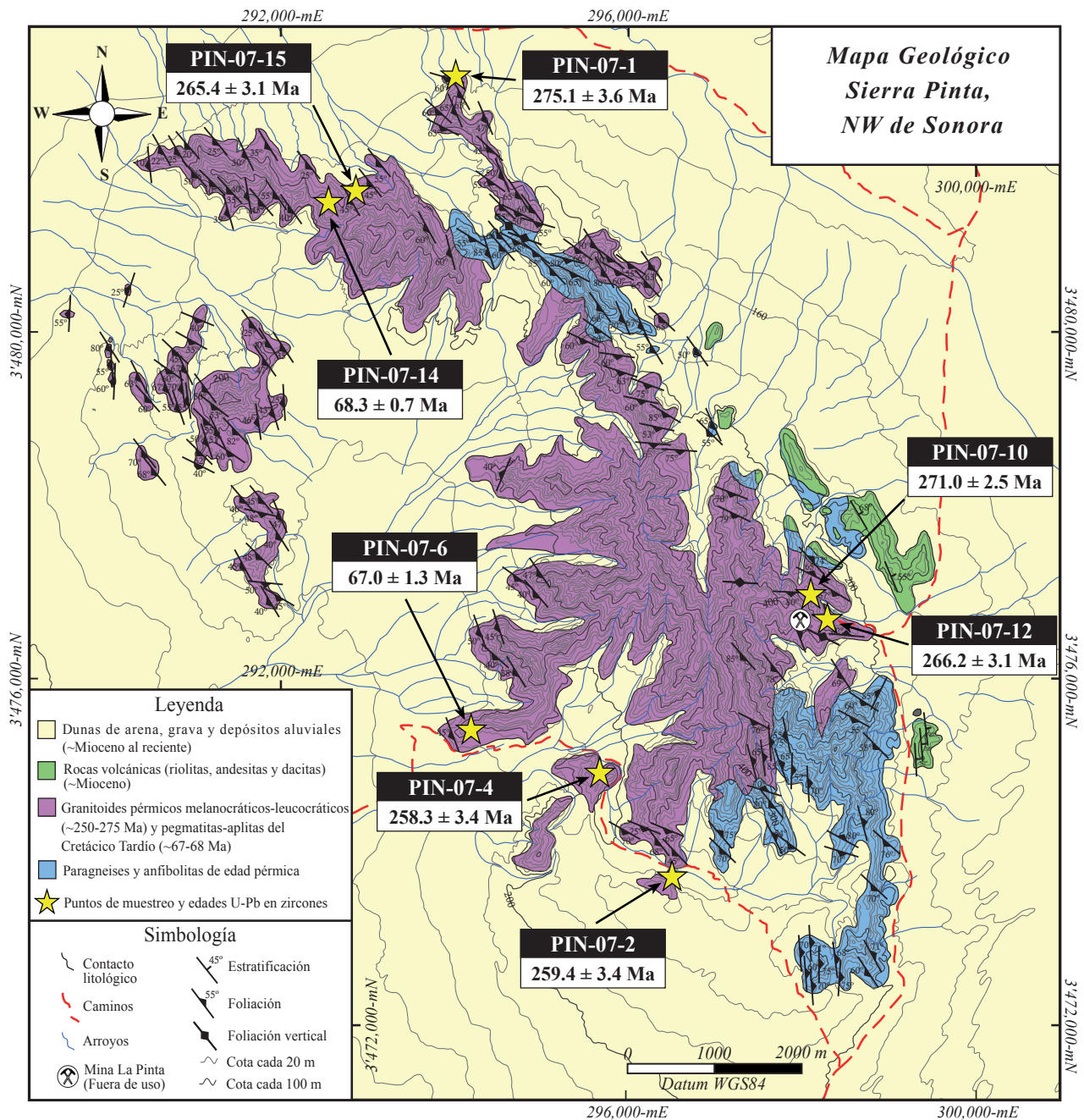


Figura 2. Mapa geológico de la Sierra Pinta, NW de Sonora, México, mostrando las localidades de granitoides pérmicos estudiados. Modificado de Arvizu *et al.* (2009a).

importancia para entender la evolución tectónica del NW de México, ya que la ocurrencia de este magmatismo se asocia tentativamente a una zona de debilidad cortical definida por la ocurrencia de un basamento tipo Yavapai en el NW de Sonora (e.g., Arvizu *et al.*, 2009a; Iriondo y Premo, 2010).

Estudios geológicos recientes de caracterización temporal, geoquímica e isotópica realizados por Arvizu *et al.* (2009a) en el área de estudio indican una amplia variedad litológica de granitoides pérmicos (Tabla 1) que forman dos grupos principales de granitoides; por un lado, granitoides

melanocráticos con edades de cristalización U-Pb en zircones entre 275–258 Ma y, por el otro, un grupo de granitoides leucocráticos con edades en un rango similar entre 266–259 Ma. Claramente, las edades entre los dos tipos de granitoides se traslapan, pero la relación de campo existente entre estos dos grupos revela que los granitoides leucocráticos son más jóvenes ya que intruyen claramente a los melanocráticos, incluso cortando su foliación (Arvizu *et al.*, 2009a).

En el área de estudio también aflora una unidad de paragneises y anfibolitas de edad pérmica de ~259 Ma; fechamiento U-Pb del zircón más joven de una muestra de



Tabla 1. Localización de muestras, clasificación, arreglos minerales, edades y datos isotópicos de Hf y Nd de granitoides pérmicos y cretácicos estudiados en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México.

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

Abreviaturas: Qtz = Cuarzo, Kfs = Feldespato potásico, Pl = Plagioclasa, Bt = Biotita, Ms = Moscovita, Ser = Sericita, Hbl = Hornblenda, Ep = Epidota, Ap = Apatito, Grt = Granate, Ttn = Titanita, Zrn = Zircón, Min. Op. = Minerales opacos, F.A. = Feldespato Alcalino. <sup>1</sup>Lat. = Latitud, Long. = Longitud. DATUM WGS84. <sup>®</sup>Edades <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U de zircones determinadas por técnica de ablación láser (LA-MC-ICPMS) reportadas a precisión 2 sigma (Arvizu *et al.*, 2009a). <sup>§</sup>Datos de Sm-Nd en roca total de Arvizu *et al.*, 2009a. <sup>a</sup>T<sub>DM</sub><sup>c</sup> (Ga) = Edad modelo Hf (T<sub>DM</sub>) en dos pasos ("two-stage model age") calculada usando una relación <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf = 0.010 para una corteza félsica promedio (T<sub>DM</sub><sup>c</sup>, Amelin *et al.*, 1999). N.D. = No Determinado.

paragneis (Arvizu-Gutiérrez, 2008). Esta unidad metasedimentaria que se encuentra localizada en la parte norte y sur de la Sierra Pinta (Figura 2) presenta una intensa deformación dúctil y se encuentra intruida por los granitoides pérmicos que cortan paralela y perpendicularmente su foliación. Una serie de diques graníticos (aplitas y pegmatitas) con edades U-Pb en zircones de ~67–68 Ma (Arvizu-Gutiérrez, 2008) cortan a los granitoides pérmicos y a la unidad de paragneis y anfibolitas. Finalmente, aflora una unidad volcánica de posible edad miocénica por correlación litológica con depósitos volcánicos de esa edad en la región. Las rocas volcánicas del Mioceno incluyen derrames de dacitas, andesitas y riolitas que sobreyacen discordantemente a la unidad metasedimentaria y al conjunto de granitoides pérmicos melanocráticos y leucocráticos (Arvizu-Gutiérrez, 2008). Cabe señalar que toda la región del NW de Sonora y, por consecuencia, nuestra área de estudio, se encuentra afectada por la extensión terciaria del "Basin and Range" como se aprecia en la actitud de la capas de la unidad volcánica miocénica, las cuales se encuentran inclinadas hasta 45 ° hacia el este (Figura 2).

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

## RESULTADOS ISOTÓPICOS DE Lu-Hf EN ZIRCONES DE GRANITOIDES PÉRMICOS Y CRETÁCICOS DEL NW DE SONORA

Cuatro muestras representativas de granitoides pérmicos melanocráticos y leucocráticos, y dos muestras de granitoides cretácicos presentes en la Sierra Pinta fueron seleccionadas y analizadas para determinar las composiciones isotópicas de Lu-Hf en zircones (valores de εHf inicial y edades modelo corticales de Hf T<sub>DM</sub><sup>c</sup>). Estas muestras fueron fechadas previamente por Arvizu *et al.* (2009a) y Arvizu-Gutiérrez (2008) por el método U-Pb en zircones utilizando la técnica de ablación láser con el fin de determinar su edad de cristalización (Tabla 1). Esto es importante ya que las edades de cristalización son necesarias para calcular las relaciones isotópicas iniciales y, por consiguiente, importantes para la interpretación de los datos isotópicos de Lu-Hf.

Para cada muestra se seleccionaron, cuidadosamente a partir de imágenes de microscopía óptica y de catodoluminiscencia-SEM, de doce a catorce granos de zircón para su análisis (Figuras 3-7). El número de granos fue limitado ya que cada zircón debe mostrar una morfología cristalina externa característica y tener un tamaño suficientemente grande para acomodar por lo menos dos puntos analíticos de ablación, uno para el fechamiento U-Pb (~30 μm) y otro para el análisis isotópico Lu-Hf (~60 μm). En el Apéndice A

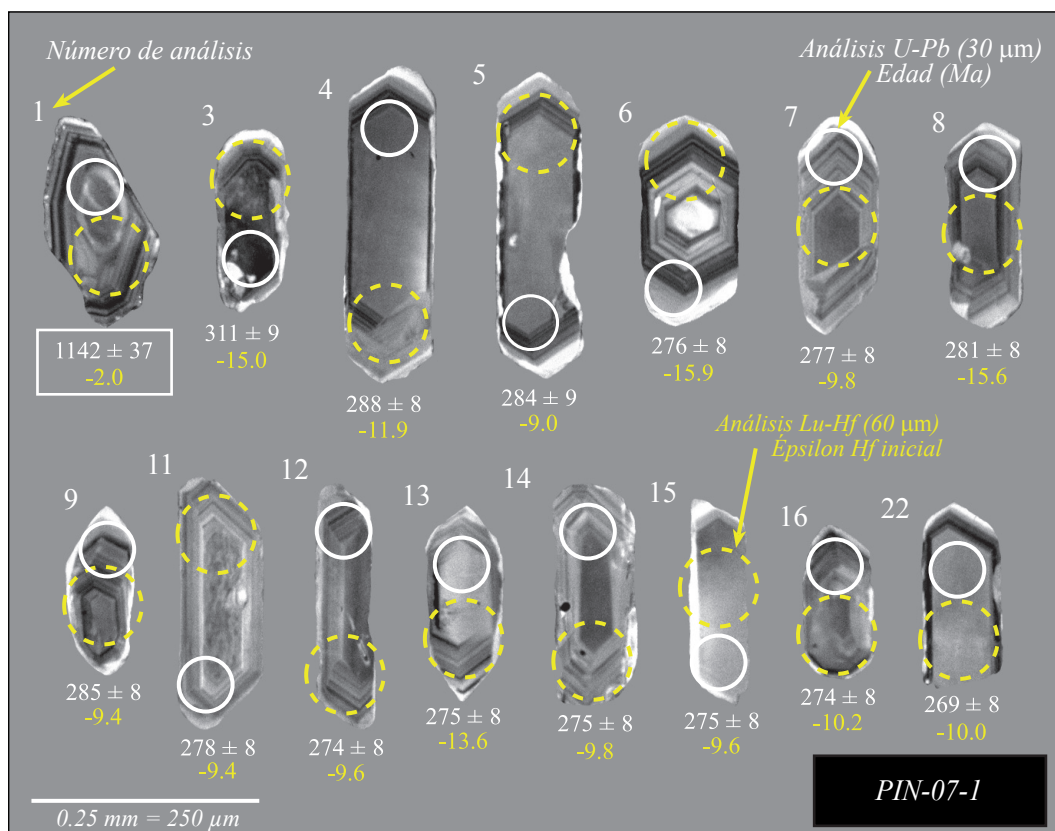


Figura 3. Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de zircones de la muestra melanocrática PIN-07-1 (cuarzomonzodiorita de hornblenda) mostrando los valores de épsilon Hf inicial y la edad U-Pb de los zircones analizados. También se observa el punto de ablación en donde se llevó a cabo cada análisis para los estudios de U-Pb (~30 μm) y Lu-Hf (~60 μm).

se describe la preparación y caracterización de los zircones y en el Apéndice B, el método analítico y el proceso para los cálculos isotópicos de Lu-Hf en zircones. Además, en los Apéndices C y D, se discuten temas relacionados con la incertidumbre que existe en los valores de la constante de decaimiento de  $^{176}\text{Lu}$  y el uso de las edades modelo de Hf, respectivamente. Estos aspectos son importantes para calcular y realizar las interpretaciones de los datos. Los resultados isotópicos de Lu-Hf completos se presentan en la Tabla 2 y se encuentran graficados en los diagramas de las Figuras 8–10.

## Granitoides pérmicos

### Cuarzomonzodiorita de hornblenda (PIN-07-1)

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

Un total de quince análisis isotópicos de Lu-Hf en zircones fueron realizados en esta muestra, los cuales presentan composiciones isotópicas de Hf variables. Los resultados muestran valores en las relaciones de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  que varían

de 0.000830 a 0.002345 y con valores en las relaciones iniciales de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  desde 0.282001 hasta 0.282342 (Tabla 2). Nueve análisis proporcionan una agrupación de valores de εHf inicial de -9.0 a -10.2 con una media ponderada de  $-9.6 \pm 0.7$  (MSWD = 0.13; n = 9) calculada a 265 Ma y edades modelo Hf  $T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$  en dos pasos o edades modelo corticales de 1.60–1.65 Ga (Figuras 8a y 8b) (ver Apéndice B para la explicación del cálculo de edades modelo de Hf). Esta agrupación de datos forman el pico A que se muestra en el diagrama de probabilidad de la Figura 8a. Por otro lado, cinco análisis arrojan valores más negativos de εHf inicial de -11.9 a -15.9 con un valor medio ponderado de  $-14.4 \pm 2.1$  (MSWD = 2.8; n = 5) con respectivas edades modelo Hf  $T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$  en dos pasos de 1.75–1.95 Ga (Figura 7a). Estos cinco análisis definen el pico B mostrado en la Figura 8a. Por último, se analizó un grano de zircón que representa el muestreo de un núcleo heredado (punto de análisis PIN1\_1 = 1142 Ma) con un valor bajo en la relación  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0.000830 y 0.282001 para la relación inicial de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ . Este análisis proporciona un valor de épsilon Hf inicial de -2.0 con una correspondiente edad modelo Hf  $T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$  en dos pasos de 1.93 Ga. Este dato se reporta en la Tabla 2 pero no fue graficado ni utilizado para los cálculos de los valores medios ponderados de épsilon Hf inicial, pero es de gran importancia para la interpretación como se discutirá más

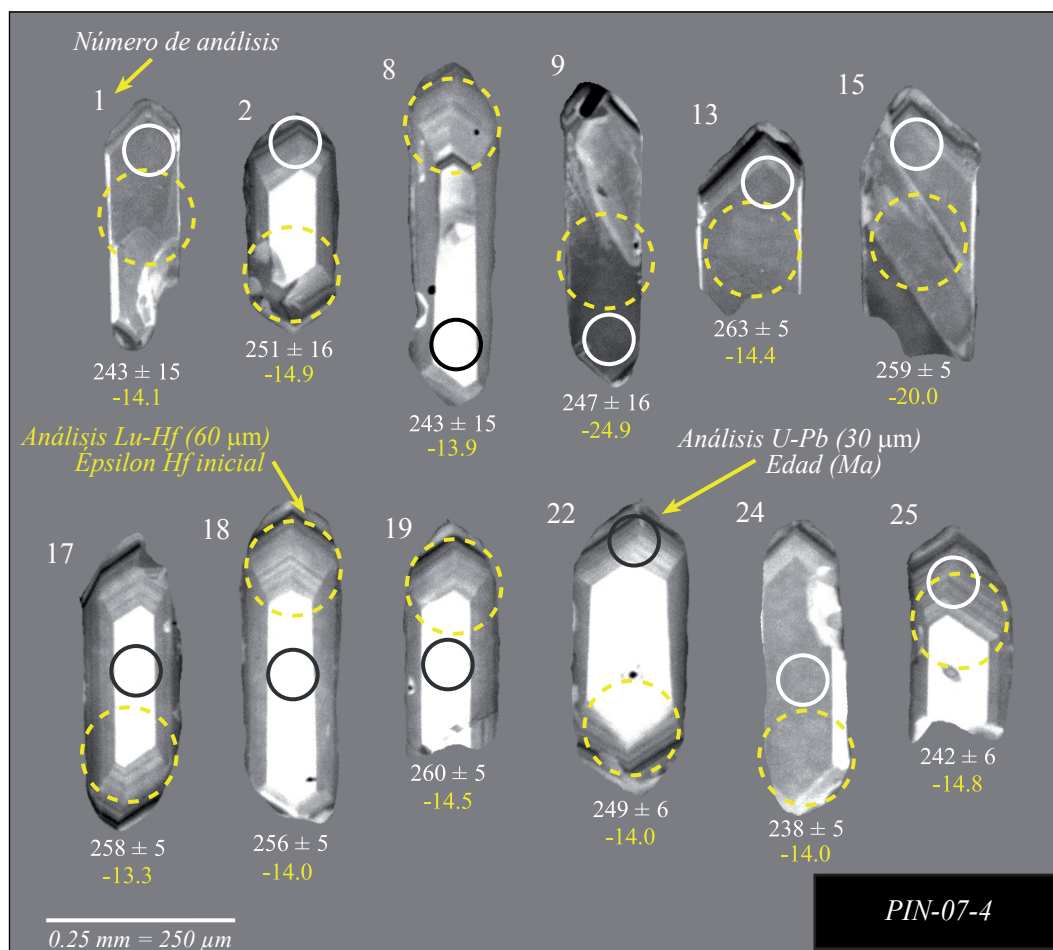


Figura 4. Imágenes de catódoluminiscencia (CL) de zircones de la muestra melanocrática PIN-07-4 (granodiorita de hornblenda y biotita) mostrando los valores de épsilon Hf inicial y la edad U-Pb de los zircones analizados. También se observa el punto de ablación en donde se llevó a cabo cada análisis para los estudios de U-Pb (~30 μm) y Lu-Hf (~60 μm).

adelante. Con la excepción de este análisis de edad mesoproterozoica, las imágenes de catódoluminiscencia revelan que dentro de los zircones analizados no existen herencias significativas o diferentes dominios de crecimiento magmático. Los zircones muestran una homogeneidad en el patrón de zoneamiento o crecimiento del zircón, con edades U-Pb similares, salvo el análisis PIN1\_3 que muestra una edad un poco más vieja de 311 Ma con respecto al resto de los zircones (Tabla 2; Figura 3). Según los datos isotópicos de Hf, esta muestra presenta los valores de épsilon Hf iniciales menos negativos comparados con el resto de los granitoides estudiados que van desde -9.0 a -15.9 con una variación de ~7 unidades épsilon Hf (Tabla 1).

#### **Granodiorita de hornblenda y biotita (PIN-07-4)**

Esta roca melanocrática pérmica es una granodiorita de hornblenda y biotita (PIN-07-4) con una edad de cristalización  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $258.3 \pm 3.4$  Ma (2 sigma) (Tabla 1 y Figura 2).

En esta muestra se realizaron doce análisis de Lu-Hf, cada uno en un grano individual de zircón. Las imágenes de catódoluminiscencia (Figura 4) indican que la mayoría

de los zircones muestra una gran homogeneidad en su estructura interna, sin aparentes zoneamientos marcados, ni dominios de edad diferente o herencias. Esta homogeneidad en las imágenes de catódoluminiscencia es consistente con las edades similares de U-Pb para todos los zircones (Tabla 2).

Los doce datos proporcionan valores en la relación de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  entre 0.001104 y 0.001934, con valores iniciales de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  variando de 0.281914 a 0.282236 (Tabla 2). El valor de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial medio ponderado de  $-14.2 \pm 0.6$  (MSWD = 0.24; n = 10) fue calculado a 265 Ma y obtenido a partir de diez análisis que arrojan valores negativos de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial entre -13.3 y -14.9 con correspondientes edades modelo  $\text{Hf } T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$  en dos pasos de 1.80–1.88 Ga (Figura 8d). Estos datos definen un pico B (Figura 8c), similar al de la muestra anterior ilustrado en la Figura 8a. El análisis de dos zircones (PIN4\_15 y PIN4\_9) proporciona valores de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial de -20.0 y -24.9 con sus respectivas edades modelo  $\text{Hf } T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$  en dos pasos de 2.15 y 2.39 Ga, que definen los picos C y D, en el diagrama de probabilidad de la Figura 8c, respectivamente. Estos dos análisis fueron realizados en un dominio de crecimiento del zircón diferente al resto de los



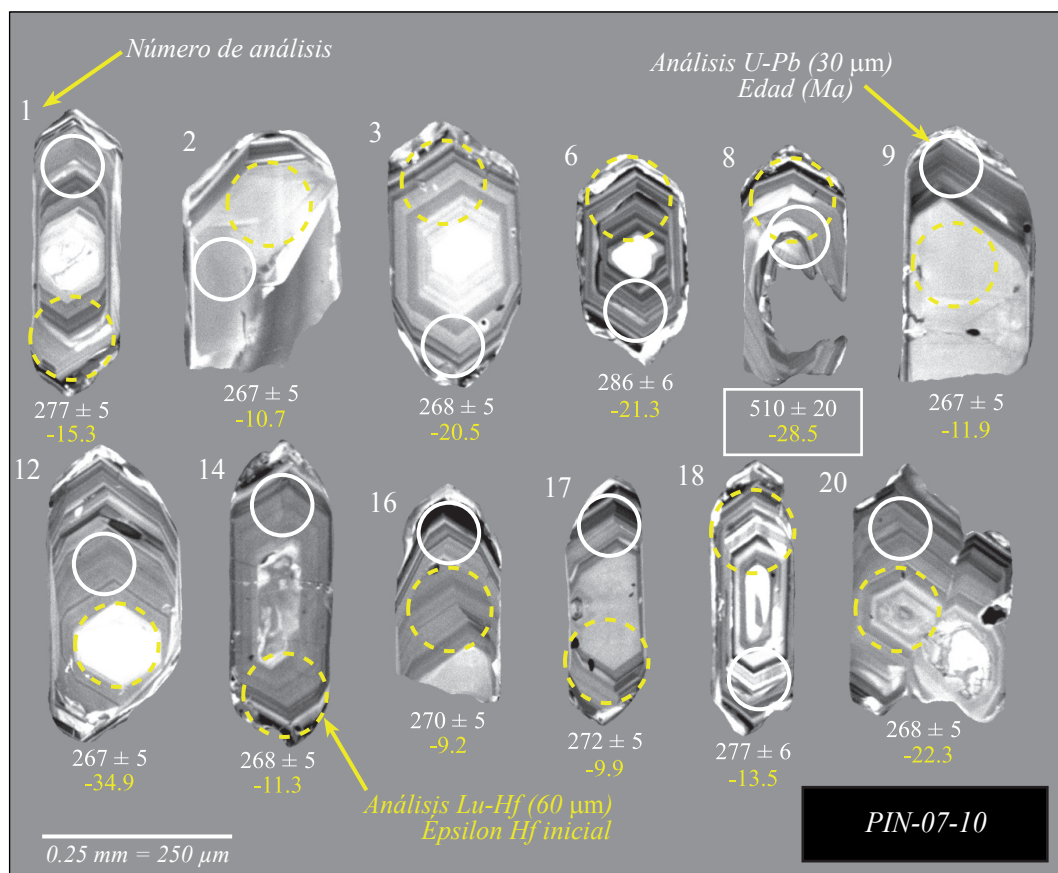


Figura 5. Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de zircones de la muestra melanocrática PIN-07-10 (granodiorita de dos micas) mostrando los valores de epsilon Hf inicial y la edad U-Pb de los zircones analizados. También se observa el punto de ablación en donde se llevó a cabo cada análisis para los estudios de U-Pb (~30  $\mu\text{m}$ ) y Lu-Hf (~60  $\mu\text{m}$ ).

granos individuales de esta muestra (Figura 4) repercutiendo en la magnificación de los valores de epsilon Hf inicial. De los cuatro granitoides pérmicos analizados, esta muestra presenta composiciones isotópicas de Hf más homogéneas sin ninguna variación significativa en los valores de epsilon Hf inicial, salvo los dos últimos análisis discutidos anteriormente. No obstante, esta muestra tiene valores iniciales de epsilon Hf que varían de -13.3 a -24.9 con una variación de ~12 unidades epsilon Hf (Tabla 1).

#### **Granodiorita de dos micas (PIN-07-10)**

Esta muestra pérmica de granodiorita de dos micas (PIN-07-10) es representativa del grupo de los granitoides melanocráticos y tiene una edad de cristalización  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $271.0 \pm 2.5$  Ma (2 sigma) (Tabla 1 y Figura 2).

Los zircones muestran patrones de catodoluminiscencia homogéneos (Figura 5) con zoneamiento magmático bien marcado; sin embargo, algunos cristales presentan posibles dominios de herencia inferidos por los núcleos con alta luminiscencia.

Se analizaron doce granos de zircón en esta muestra, los cuales tienen relaciones de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  y de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  iniciales de 0.000457–0.002379 y 0.281620–0.282343, respectivamente (Tabla 2). En el diagrama de probabilidad

de la Figura 8e se puede observar el pico A, similar al de las otras muestras. En esta muestra el pico está representado por la agrupación de cinco análisis con valores de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial de -9.2 a -11.9 que proporcionan un valor medio ponderado de  $-10.6 \pm 0.9$  (MSWD = 1.15;  $n = 5$ ) y con edades modelo Hf  $T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$  en dos pasos de 1.60–1.74 Ga (Figura 8f). También se puede observar un pico B, similar al de las muestras anteriores, representado por dos análisis con valores  $\epsilon\text{Hf}$  inicial de -13.5 y -15.3 proporcionando una media ponderada de  $-14.4 \pm 1.4$  (MSWD = 1.7;  $n = 2$ ; Figura 8e). Sus correspondientes edades modelo Hf  $T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$  en dos pasos son de 1.82 y 1.92 Ga, respectivamente (diagramas E y F de la Figura 8). De la misma manera, se aprecia un pico C en la Figura 8e formado por tres análisis, los cuales proporcionan un valor de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial medio ponderado de  $-21.3 \pm 1.2$  (MSWD = 0.83;  $n = 3$ ) obtenido de valores entre -20.5 y -22.3 con edades modelo Hf  $T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$  en dos pasos de 2.18–2.27 Ga. Por último, agrupamos dos análisis para formar el pico E con un valor  $\epsilon\text{Hf}$  inicial medio ponderado de  $-34.4 \pm 1.4$  (MSWD = 0.61;  $n = 2$ ) con correspondientes edades modelo Hf  $T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$  en dos pasos de 2.79–2.91 Ga.

Esta muestra tiene las composiciones isotópicas de Hf menos homogéneas con respecto al resto de los granitoides, con valores iniciales de epsilon Hf que van desde



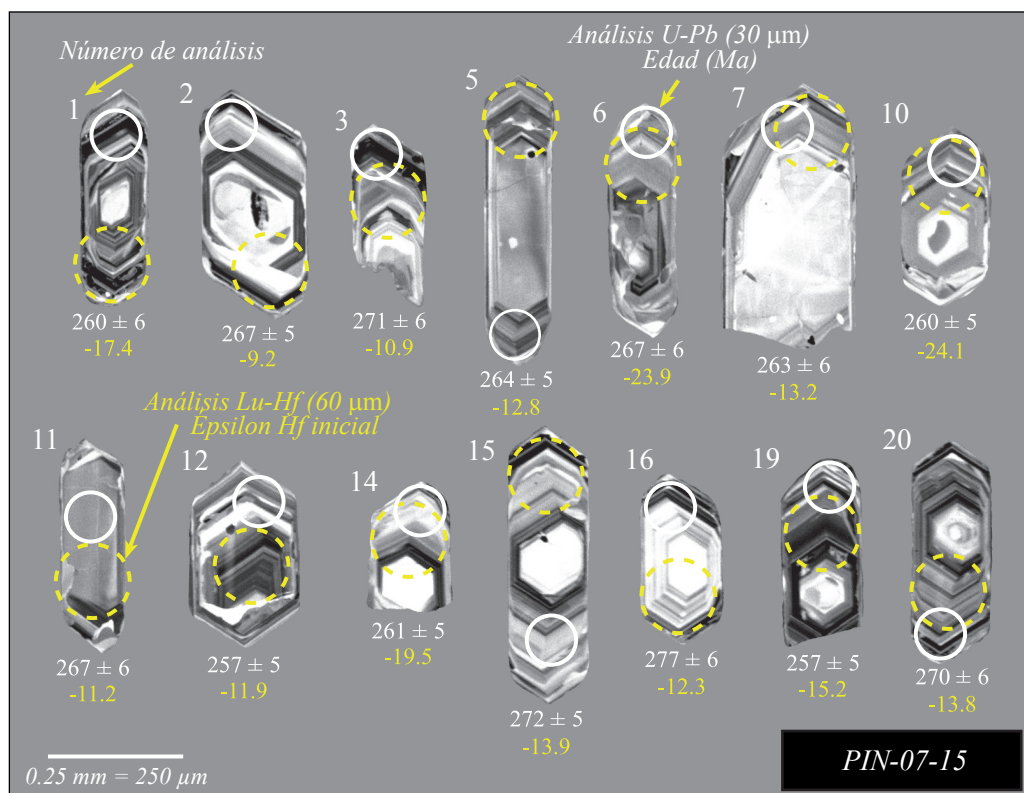


Figura 6. Imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de zirrones de la muestra leucocrática PIN-07-15 (monzogranito de dos micas) mostrando los valores de épsilon Hf inicial y la edad U-Pb de los zirrones analizados. También se observa el punto de ablación en donde se llevó a cabo cada análisis para los estudios de U-Pb (~30 μm) y Lu-Hf (~60 μm).

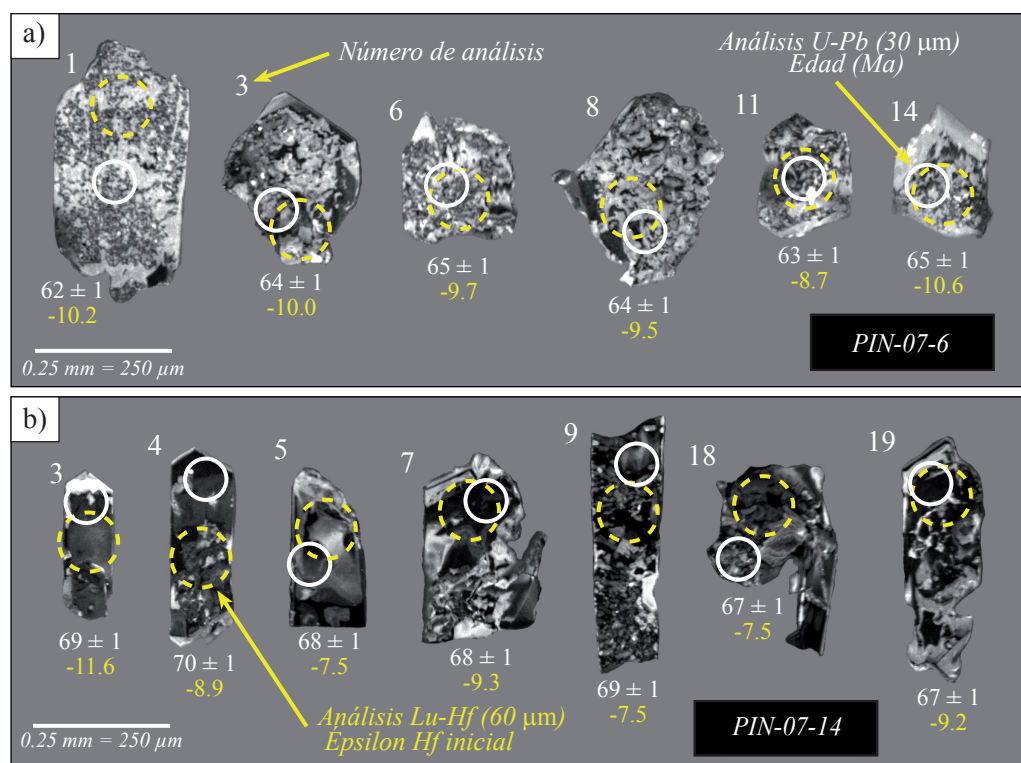


Figura 7. (a) y (b) Imágenes de cátodoluminiscencia (CL) de zirrones de la muestra pegmatítica PIN-07-6 (monzogranito de moscovita) y PIN-07-14 (monzogranito de moscovita y granate) mostrando los valores de épsilon Hf inicial y la edad U-Pb de los zirrones analizados. También se observa el punto de ablación en donde se llevó a cabo cada análisis para los estudios de U-Pb (~30 μm) y Lu-Hf (~60 μm).

Tabla 2. Datos isotópicos de Lu-Hf en zircones de granitoides pérmicos y cretácicos de la Sierra Pinta, NW de Sonora, México.

Número de análisis	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ medido	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ medido	Épsilon Hf* hoy (0)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (CHUR)T	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (DM)T	Edad U-Pb (Ma)**	Épsilon Hf* inicial (T)	T <sub>DM</sub> (Ma) <sup>@</sup>	T <sub>DM1</sub> <sup>C</sup> (Ma) <sup>†</sup>	T <sub>DM2</sub> <sup>C</sup> (Ma) <sup>†</sup>	T <sub>DM3</sub> <sup>C</sup> (Ma) <sup>†</sup>
<b>Muestra PIN-07-1 Cuarzomonzodiorita de hornblenda (Norte de la Sierra Pinta) Probeta HARIM-1 (Abril 2008)</b>												
PIN1_1	0.000830	0.282001	0.282019	-26.6	0.282057	0.282422	1142	-2.0	1727	1931	2098	2501
PIN1_5	0.001180	0.282342	0.282348	-15.0	0.282595	0.283046	284	-9.0	1283	1596	1872	2536
PIN1_11	0.001627	0.282335	0.282343	-15.2	0.282599	0.283050	278	-9.4	1305	1611	1892	2566
PIN1_9	0.001360	0.282330	0.282337	-15.4	0.282595	0.283045	285	-9.4	1304	1617	1898	2572
PIN1_12	0.001159	0.282330	0.282336	-15.4	0.282602	0.283053	274	-9.6	1299	1620	1904	2585
PIN1_15	0.001298	0.282329	0.282336	-15.4	0.282601	0.283052	275	-9.6	1303	1622	1905	2586
PIN1_14	0.001299	0.282325	0.282332	-15.6	0.282601	0.283052	275	-9.8	1309	1629	1914	2598
PIN1_7	0.001289	0.282322	0.282329	-15.7	0.282600	0.283051	277	-9.8	1313	1634	1919	2605
PIN1_22	0.001558	0.282322	0.282330	-15.6	0.282605	0.283057	269	-10.0	1321	1637	1924	2616
PIN1_16	0.001689	0.282314	0.282323	-15.9	0.282602	0.283053	274	-10.2	1336	1649	1939	2634
PIN1_4	0.002345	0.282257	0.282270	-17.8	0.282593	0.283043	288	-11.9	1436	1750	2057	2794
PIN1_13	0.001608	0.282218	0.282226	-19.3	0.282601	0.283052	275	-13.6	1470	1826	2152	2934
PIN1_3	0.001510	0.282155	0.282164	-21.5	0.282579	0.283026	311	-15.0	1554	1929	2269	3083
PIN1_8	0.001568	0.282158	0.282166	-21.4	0.282597	0.283048	281	-15.6	1554	1934	2281	3112
PIN1_6	0.001273	0.282150	0.282157	-21.7	0.282600	0.283052	276	-15.9	1554	1949	2300	3141
<b>Muestra PIN-07-4 Granodiorita de hornblenda y biotita (Sur de la Sierra Pinta) Probeta HARIM-2 (Abril 2008)</b>												
PIN4_17	0.001723	0.282236	0.282244	-18.7	0.282612	0.283065	258	-13.3	1449	1799	2123	2899
PIN4_8	0.001868	0.282229	0.282237	-18.9	0.282621	0.283075	243	-13.9	1465	1817	2147	2940
PIN4_24	0.001393	0.282229	0.282235	-19.0	0.282624	0.283078	239	-14.0	1449	1818	2149	2944
PIN4_18	0.001678	0.282218	0.282226	-19.3	0.282613	0.283066	256	-14.0	1473	1832	2163	2957
PIN4_22	0.001800	0.282222	0.282230	-19.2	0.282617	0.283071	249	-14.0	1472	1828	2159	2954
PIN4_1	0.001358	0.282222	0.282228	-19.2	0.282621	0.283075	243	-14.1	1458	1829	2162	2961
PIN4_13	0.001664	0.282202	0.282210	-19.9	0.282609	0.283061	263	-14.4	1495	1859	2194	2998
PIN4_19	0.001934	0.282200	0.282209	-19.9	0.282610	0.283063	260	-14.5	1508	1864	2201	3009
PIN4_25	0.001543	0.282203	0.282210	-19.9	0.282622	0.283076	242	-14.8	1490	1864	2204	3020
PIN4_2	0.001120	0.282194	0.282199	-20.3	0.282616	0.283070	251	-14.9	1489	1878	2219	3038
PIN4_15	0.001284	0.282045	0.282051	-25.5	0.282611	0.283064	259	-20.0	1703	2147	2542	3488
PIN4_9	0.001104	0.281914	0.281919	-30.2	0.282619	0.283073	247	-24.9	1878	2389	2835	3903
<b>Muestra PIN-07-10 Granodiorita de dos micas (Mina La Pinta) Probeta HARIM-3 (Abril 2008)</b>												
PIN10_16	0.002004	0.282343	0.282353	-14.8	0.282604	0.283056	270	-9.2	1304	1598	1878	2550
PIN10_17	0.002018	0.282323	0.282333	-15.5	0.282603	0.283054	272	-9.9	1333	1635	1921	2610
PIN10_2	0.001241	0.282304	0.282310	-16.3	0.282606	0.283058	267	-10.7	1338	1671	1966	2676
PIN10_14	0.001740	0.282285	0.282294	-16.9	0.282605	0.283057	268	-11.3	1379	1705	2007	2732
PIN10_9	0.002379	0.282269	0.282281	-17.4	0.282606	0.283058	267	-11.9	1422	1735	2043	2784
PIN10_18	0.001336	0.282219	0.282226	-19.3	0.282600	0.283051	277	-13.5	1460	1823	2148	2927
PIN10_1	0.002148	0.282167	0.282178	-21.0	0.282600	0.283051	277	-15.3	1561	1919	2263	3089
PIN10_3	0.001131	0.282027	0.282033	-26.1	0.282605	0.283057	268	-20.5	1721	2176	2575	3531
PIN10_6	0.001227	0.281993	0.282000	-27.3	0.282594	0.283044	286	-21.3	1771	2232	2639	3613
PIN10_20	0.001007	0.281976	0.281981	-28.0	0.282605	0.283057	268	-22.3	1788	2270	2688	3688
PIN10_8	0.000589	0.281649	0.281655	-39.5	0.282454	0.282883	510	-28.5	2213	2787	3261	4394
PIN10_12	0.000457	0.281620	0.281622	-40.7	0.282606	0.283058	267	-34.9	2250	2913	3462	4770

continúa

-9.2 a -34.9 con una variación de ~26 unidades épsilon Hf (Tabla 1). Esta variación podría estimarse de mejor manera, descartando ciertos análisis que pudieran representar el muestreo de herencias que claramente interferirían en la interpretación de los datos. Estos dos últimos análisis, que definen el pico E, son motivo de discusión ya que se puede observar en las imágenes de catodoluminiscencia que son resultado del muestreo de dominios diferentes a los puntos de muestreo del resto de los granos individuales de zircón analizados para esta roca (Figura 5). Por ejemplo, el análisis PIN10\_8 (Tabla 2; Figura 5) claramente corresponde

al muestreo de un dominio de herencia, ya que el análisis geocronológico constata una edad U-Pb de 510 Ma para ese punto de dominio de zircón. Por su parte, el análisis PIN10\_12 (Tabla 2; Figura 5) podría corresponder al muestreo de Hf de un núcleo heredado como lo revela la imagen de catodoluminiscencia. De aquí la importancia de realizar sistemáticamente los estudios de U-Pb y Lu-Hf en el mismo dominio o punto de ablación, problemática que se discutirá en un apartado más adelante. De acuerdo a esto, podríamos reestimar el rango de variación de las composiciones isotópicas de Hf descartando estos dos últimos valores discutidos

Tabla 2 (continuación). Datos isotópicos de Lu-Hf en zircones de granitoides pérmicos y cretácicos de la Sierra Pinta, NW de Sonora, México.

Número de análisis	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ medido	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ medido	Épsilon Hf* hoy (0)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (CHUR)T	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (DM)T	Edad U-Pb (Ma)**	Épsilon Hf* inicial (T)	$T_{\text{DM}}$ (Ma) <sup>®</sup>	$T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$ (Ma) <sup>†</sup>	$T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ (Ma) <sup>†</sup>	$T_{\text{DM3}}^{\text{C}}$ (Ma) <sup>†</sup>
<b>Muestra PIN-07-15 Monzogranito dos micas (Norte de la Sierra Pinta) Probeta HARIM-3 (Abril 2008)</b>												
PIN15_2	0.000067	0.282347	0.282347	-15.0	0.282606	0.283058	267	-9.18	1247	1592	1871	2542
PIN15_3	0.000337	0.282294	0.282296	-16.8	0.282604	0.283055	271	-10.94	1326	1687	1985	2700
PIN15_11	0.000762	0.282290	0.282294	-16.9	0.282606	0.283058	267	-11.18	1343	1696	1996	2718
PIN15_12	0.000953	0.282276	0.282281	-17.4	0.282612	0.283065	257	-11.89	1368	1725	2033	2773
PIN15_16	0.000096	0.282252	0.282252	-18.4	0.282600	0.283051	277	-12.33	1378	1764	2076	2826
PIN15_5	0.000824	0.282245	0.282249	-18.5	0.282608	0.283060	264	-12.85	1408	1780	2098	2863
PIN15_7	0.000975	0.282236	0.282241	-18.8	0.282609	0.283061	263	-13.18	1425	1796	2118	2891
PIN15_20	0.000373	0.282213	0.282215	-19.7	0.282604	0.283056	270	-13.84	1438	1836	2165	2954
PIN15_15	0.000369	0.282211	0.282213	-19.8	0.282603	0.283054	272	-13.87	1441	1839	2168	2958
PIN15_19	0.001268	0.282182	0.282188	-20.7	0.282612	0.283065	257	-15.23	1510	1898	2242	3067
PIN15_1	0.000427	0.282120	0.282122	-23.0	0.282610	0.283063	260	-17.36	1568	2010	2377	3255
PIN15_14	0.000463	0.282058	0.282060	-25.2	0.282610	0.283062	261	-19.54	1654	2123	2513	3446
PIN15_6	0.000678	0.281932	0.281935	-29.6	0.282606	0.283058	267	-23.87	1835	2350	2785	3825
PIN15_10	0.001299	0.281931	0.281937	-29.5	0.282610	0.283063	260	-24.05	1863	2354	2791	3836
<b>Muestra PIN-07-6 Monzogranito de moscovita (Sur de la Sierra Pinta) Probeta HARIM-3 (Abril 2008)</b>												
PIN6_11	0.000311	0.282486	0.282486	-10.1	0.282733	0.283205	63	-8.7	1064	1402	1684	2362
PIN6_8	0.000221	0.282465	0.282465	-10.9	0.282732	0.283204	64	-9.5	1090	1441	1730	2426
PIN6_6	0.000235	0.282458	0.282458	-11.1	0.282732	0.283203	65	-9.7	1100	1453	1745	2447
PIN6_3	0.000242	0.282451	0.282451	-11.4	0.282732	0.283204	64	-10.0	1110	1466	1761	2470
PIN6_1	0.000289	0.282445	0.282445	-11.6	0.282734	0.283206	62	-10.2	1120	1478	1776	2491
PIN6_14	0.000538	0.282432	0.282433	-12.0	0.282732	0.283203	65	-10.6	1143	1500	1801	2526
<b>Muestra PIN-07-14 Monzogranito de moscovita y granate (Norte de la Sierra Pinta) Probeta HARIM-3 (Abril 2008)</b>												
PIN14_9	0.000138	0.282518	0.282518	-9.0	0.282729	0.283201	69	-7.5	1015	1341	1609	2253
PIN14_18	0.000078	0.282519	0.282519	-8.9	0.282730	0.283202	67	-7.5	1012	1340	1608	2253
PIN14_5	0.000094	0.282518	0.282518	-9.0	0.282730	0.283201	68	-7.5	1014	1342	1610	2255
PIN14_4	0.000086	0.282476	0.282476	-10.5	0.282729	0.283200	70	-8.9	1071	1418	1702	2384
PIN14_19	0.000043	0.282470	0.282470	-10.7	0.282730	0.283202	67	-9.2	1078	1430	1717	2406
PIN14_7	0.000048	0.282468	0.282468	-10.8	0.282730	0.283201	68	-9.3	1081	1433	1721	2411
PIN14_3	0.000100	0.282400	0.282400	-13.2	0.282729	0.283201	69	-11.6	1176	1558	1871	2622

\* Errores en los valores épsilon Hf “hoy” e “inicial” estimados a una unidad épsilon ( $\pm 1$  épsilon). \*\* Edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  individuales (1-sigma) en zircones. Datos de Arvizu *et al.*, 2009a. <sup>®</sup>Edades modelo Hf ( $T_{\text{DM}}$ ) calculadas en un paso (“single-stage model ages”) utilizando la relación  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  del zircón. <sup>†</sup>Edades modelo Hf ( $T_{\text{DM}}$ ) calculadas en dos pasos (“two-stage model ages”) usando una relación  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.010$  para una corteza félsica promedio ( $T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$ , Amelin *et al.*, 1999), 0.015 para una corteza intermedia promedio ( $T_{\text{DM2}}^{\text{C}}$ , Griffin *et al.*, 2002) y 0.022 para una corteza máfica promedio ( $T_{\text{DM3}}^{\text{C}}$ , Vervoort y Patchett, 1996), respectivamente. Los parámetros usados para los cálculos son:  $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}$  años<sup>-1</sup>;  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$  y  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$  para el reservorio uniforme condritico (CHUR) (Blichert-Toft y Albarede, 1997; Soderlund *et al.*, 2004);  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$  y  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$  para el manto empobrecido (Griffin *et al.*, 2000; Nowell *et al.*, 1998).

previamente, ajustando los valores de épsilon Hf inicial desde -9.2 hasta -22.3, con una variación de ~13 unidades épsilon Hf para los zircones con crecimientos magmáticos más homogéneos (Tabla 1).

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

La muestra de monzogranito de dos micas (PIN-07-15) es la única muestra analizada del grupo de los granitoides leucocráticos. Tiene una edad de cristalización  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $265.4 \pm 3.1$  Ma (2 sigma) (Tabla 1 y Figura 2).

Los granos individuales de zircón de este granito muestran patrones homogéneos de catodoluminiscencia con apariencia similar, destacando sus fuertes zoneamientos magmáticos y algunos dominios que podrían corresponder a núcleos heredados (Figura 6).

Un total de catorce análisis indican valores en las

relaciones de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0.000067–0.001299 y de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  iniciales entre 0.281931 y 0.282347 (Tabla 2). Nueve análisis tienen un valor de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial medio ponderado de  $-12.1 \pm 1.2$  (MSWD = 2.3;  $n = 9$ ) obtenido de valores de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial de -9.2 a -13.9 con correspondientes edades modelo Hf  $T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$  en dos pasos de 1.59–1.84 Ga (diagramas G y H de la Figura 8). Estos análisis los agrupamos en un pico que denominamos A+B, producto posiblemente de una mezcla de los valores de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial medios ponderados de los picos A y B anteriormente definidos para las muestras melanocráticas. Por su parte, tres análisis con valores de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial de -15.2 a -19.5, que proporcionan un valor medio ponderado de  $-17.4 \pm 5.3$  (MSWD = 4.6;  $n = 3$ ) y con edades modelo Hf  $T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$  en dos pasos de 1.90–2.12 Ga, definen un pico que denominamos B+C, que representa una posible mezcla de lo que hemos descrito previamente como picos

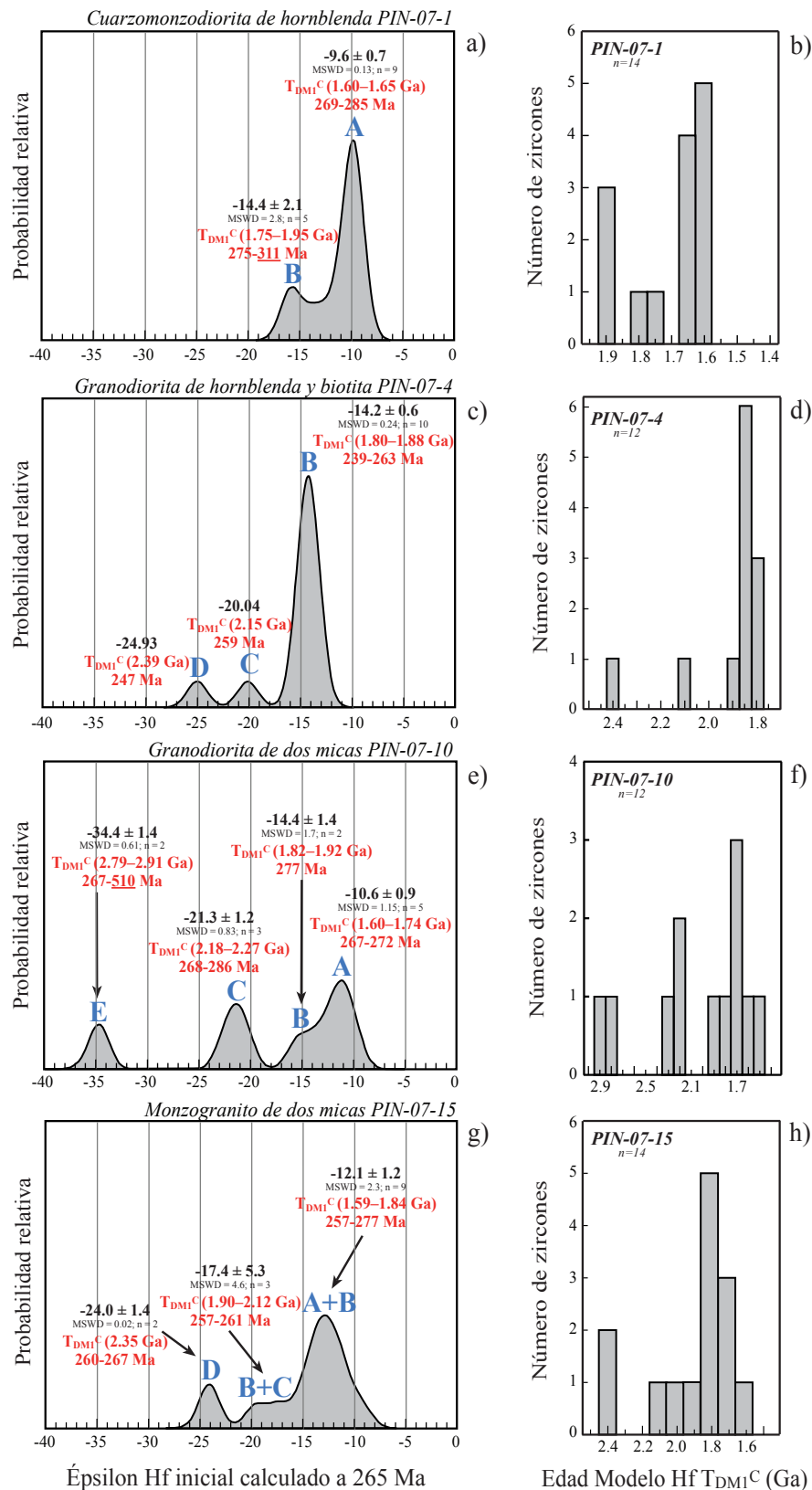


Figura 8. Datos de Hf en zircones de granitoides pérmicos de la Sierra Pinta, NW de Sonora, México. (a), (c), (e) y (g) Curvas de probabilidad relativa de los valores de épsilon Hf inicial calculados a 265 Ma. También se muestran las medias ponderadas de los valores de épsilon Hf inicial de los análisis realizados. El error para estos valores individuales es de  $\pm 1$  unidad épsilon. También se muestran las agrupaciones isotópicas de las posibles fuentes de fusión (a, b, c, d y e). (b), (d), (f) y (h) Histogramas graficando la edad modelo Hf  $T_{DM1}^C$  (Ga) individual en dos pasos obtenida para cada análisis y el número de zircones analizados.



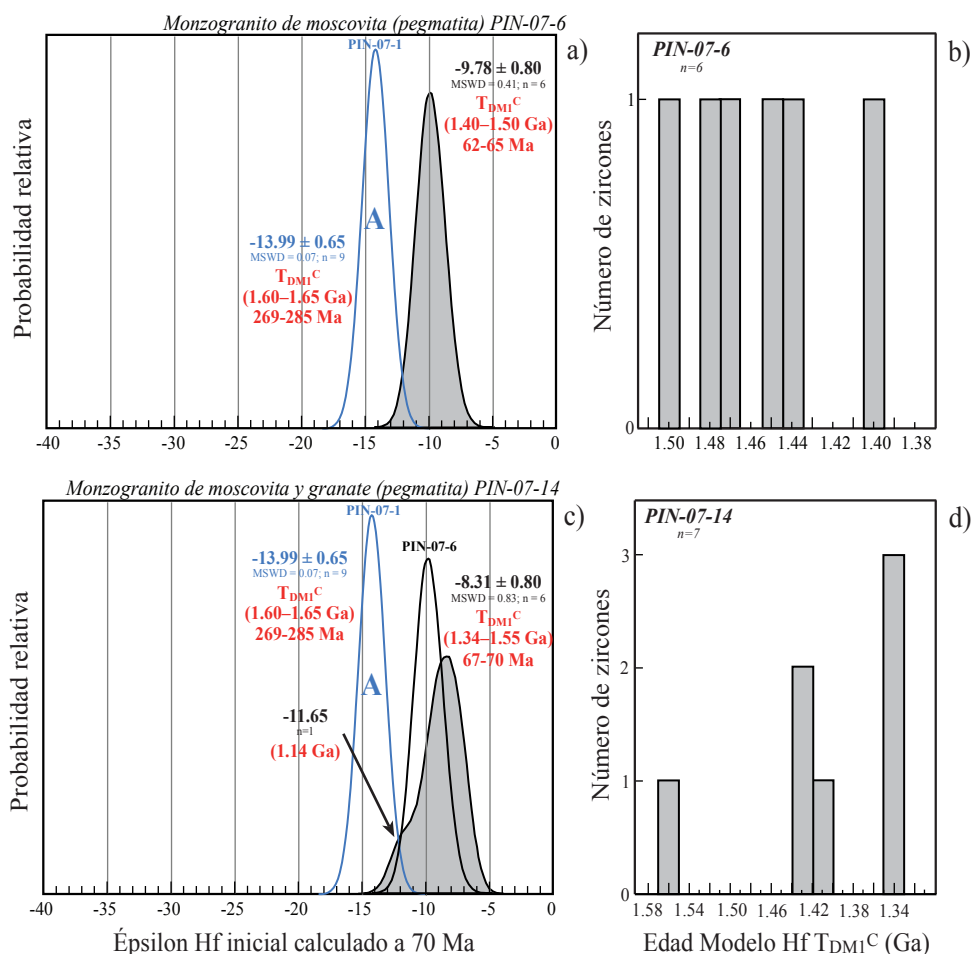


Figura 9. Datos de Hf en zirrones de granitoides cretácicos de la Sierra Pinta, NW de Sonora, México. (a) y (c) Curvas de probabilidad relativa de los valores de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial calculados a 70 Ma. También se muestran las medias ponderadas de los valores de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial de los análisis realizados. El error para estos valores individuales es de  $\pm 1$  unidad  $\epsilon\text{Hf}$ . También, como referencia, se muestran los datos de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial, calculados a 70 Ma, que forman el pico A de la muestra de granitoide pérmico melanocrático PIN-07-1. (b) y (d) Histogramas graficando la edad modelo Hf  $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$  (Ga) individual en dos pasos obtenida para cada análisis y el número de zirrones analizados.

B y C (Figura 8g). Dos análisis más, con valores de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial de  $-23.9$  y  $-24.1$ , forman un pico D (Figura 8g), como el que se definió inicialmente en la Figura 8c, representado por un valor de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial medio ponderado de  $-24.0 \pm 1.4$  (MSWD = 0.02; n = 2) con correspondientes edades modelo Hf  $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$  en dos pasos de 2.35 Ga.

Claramente, las composiciones isotópicas de Hf en estos zirrones no son homogéneas y varían entre  $-9.2$  y  $-24.1$  con una variación de  $\sim 15$  unidades  $\epsilon\text{Hf}$ ; la mayor variación en unidades de los granitoides estudiados (Tablas 1 y 2), no obstante todos los zirrones de esta muestra tienen la misma edad pérmica.

## Granitoides cretácicos

### Monzogranito de moscovita (PIN-07-6)

Esta muestra es una pegmatita de composición monzogranítica que intruye a los granitoides pérmicos. La pegmatita tiene una edad de cristalización  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $67.0 \pm 1.3$

Ma (2 sigma; ver detalles en Arvizu-Gutiérrez, 2008). Para esta muestra se realizaron un total de seis análisis isotópicos de Lu-Hf en zirrones, los cuales muestran valores en la relación de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  entre 0.000221 y 0.000538 y valores en las relaciones iniciales de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  que varían desde 0.282432 hasta 0.282486 (Tabla 2). Los seis datos proporcionan un valor de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial medio ponderado de  $-9.78 \pm 0.80$  (MSWD = 0.41; n = 6; Figura 9a) calculado a 70 Ma con correspondientes edades modelo Hf  $T_{\text{DMI}}^{\text{C}}$  en dos pasos o edades modelo corticales de Hf de 1.40–1.50 Ga (histograma de la Figura 9b). Las imágenes de catodoluminiscencia de la Figura 7a muestran los zirrones analizados, los cuales presentan una textura característica, quizás producto de una alteración por metasomatismo durante el mismo proceso de formación de los cuerpos pegmatíticos. También se revela que no existen dominios aparentes de herencia ni se observa un patrón de zoneamiento o crecimiento del zircón homogéneo como lo presentarían zirrones ígneos comunes. Cabe señalar que a pesar de mostrar una estructura interna diferente, tal vez composicional, los zirrones tienen edades

similares y composiciones isotópicas de Hf homogéneas en un rango de -8.7 a -10.2 unidades  $\epsilon$ Hf.

#### **Monzogranito de moscovita y granate (PIN-07-14)**

Este monzogranito pegmatítico también muestra relaciones de corte con los granitoides pérmicos y tiene una edad de cristalización  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $68.34 \pm 0.74$  Ma (2 sigma; Arvizu-Gutiérrez, 2008). Un total de siete análisis isotópicos de Lu-Hf en zircones fueron realizados para esta muestra. Los resultados presentan valores en las relaciones de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  que varían de 0.000043 a 0.000138 y valores en las relaciones iniciales de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  entre 0.282400 y 0.282519 (Tabla 2). Seis de los siete análisis proporcionan edades modelo Hf  $T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$  en dos pasos entre 1.34–1.55 Ga con un valor de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial medio ponderado de  $-8.31 \pm 0.80$  (MSWD = 0.83;  $n = 6$ ; Figura 9c) calculado a 70 Ma. Sólo un zircón proporcionó una edad modelo Hf  $T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$  en dos pasos de 1.56 Ga con un valor de  $\epsilon\text{Hf}$  inicial de -11.65 (Tabla 2 y Figura 9d). Los zircones de esta muestra también presentan texturas similares a la muestra pegmatítica anterior (Figura 7b), sin herencias ni un patrón de zoneamiento relacionado al crecimiento del zircón. Los granos muestran edades similares con composiciones isotópicas de Hf en un rango de -7.5 a -11.6 unidades  $\epsilon$ Hf.

## **DISCUSIÓN**

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

Las determinaciones de Lu-Hf y U-Pb no se realizaron en el mismo punto de ablación. Para compensar esto se intentó emular y ablacionar un dominio simétrico y homogéneo de crecimiento del zircón parecido al dominio en donde se determinó la edad de cristalización ayudándonos de las imágenes de catodoluminiscencia (Figuras 3-7). Sin embargo, debido a que el diámetro del haz en los análisis de ablación láser para las determinaciones de Lu-Hf en zircones es muy grande (~60  $\mu\text{m}$ ) y excava una profundidad de ~25-30  $\mu\text{m}$ , esto podría constituir una causa para explicar la variación de la composición isotópica de Hf. En comparación, la profundidad de una microsonda iónica excava y analiza ~1-2  $\mu\text{m}$  utilizando un haz del láser de diámetro más pequeño (~25-30  $\mu\text{m}$ ) (e.g., SHRIMP-RG; Sensitive High Resolution Ion Micro Probe-Reverse Geometry). Entonces no se puede descartar que algunas de las variaciones isotópicas de Hf estén asociadas al muestreo en zonas con dominios de edad diferente a la edad de la última cristalización del zircón. De esta manera, se podrían estar incorporando dominios más viejos de herencia (i.e., dominios de zircón heredado) o incluso dominios de edades más jóvenes asociados a crecimiento secundario metamórfico o zonas con pérdida de Pb. Estas heterogeneidades en los cristales podrían modificar los valores de  $\epsilon$ Hf inicial de los zircones asociados a la cristalización. Además, el área

relativamente grande de ablación para los análisis de Hf (~60  $\mu\text{m}$ ), también podría estar incorporando inclusiones de otros minerales o inclusiones fluidas/fundidas embebidas dentro del área de ablación del zircón. Sin embargo, debido a que las concentraciones de Hf en el zircón varían normalmente en el orden de  $10^4$  ppm contra menos de 50 ppm de Hf en la mayoría de las rocas y minerales terrestres (Faure, 1986), éstas inclusiones prácticamente no tendrían mayor efecto en las relaciones isotópicas de Hf medidas.

La incorporación de Hf de inclusiones y/o microxenocristales desconocidos podría causar un incremento o disminución en las relaciones de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  medidas, resultando en la sobreestimación o subestimación de los valores de  $\epsilon$ Hf. Sin embargo, este efecto de análisis “coctel” o de mezcla quizá no sea significativo para las mediciones isotópicas de Hf de las muestras de granitoides pérmicos, debido a que la mayoría de los puntos de ablación en los zircones parecen pertenecer a un dominio homogéneo de edad como lo sugieren las imágenes de catodoluminiscencia y los fechamientos U-Pb (Figuras 3-7).

Todas estas problemáticas pueden minimizarse utilizando la microsonda iónica para obtener primero la edad de cristalización mediante el sistema isotópico U-Pb y posteriormente, en ese mismo punto de muestreo, realizar la ablación para los estudios de Lu-Hf. Ésta estrategia de análisis isotópico de U-Pb y Lu-Hf en el mismo dominio de crecimiento del zircón y dentro de un mismo grano es comúnmente empleada en la actualidad gracias al desarrollo y a la mejoría de las técnicas de SHRIMP y LA-MC-ICPMS (e.g., Chu *et al.*, 2006; Zhang *et al.*, 2006a; Lee *et al.*, 2007; y muchos más).

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

Los zircones formados en una suite magmática homogénea teóricamente se esperaría que tuvieran la misma composición isotópica inicial de Hf y por lo tanto, deberían proporcionar valores de  $\epsilon$ Hf y edades modelo de Hf similares. Sin embargo, los análisis isotópicos de Lu-Hf en zircones presentados en este y en otros trabajos indican lo contrario. Los análisis *in situ* de zircones realizados en granitoides pérmicos de la Sierra Pinta en el NW de Sonora, México, revelan amplios rangos de composiciones isotópicas de Hf para zircones de edad similar en una misma roca. Estas variaciones de hasta ~15 unidades de  $\epsilon$ Hf inicial (Tabla 1 y 2) pudieran interpretarse como resultado de una mezcla de magmas de diferentes fuentes de fusión cortical. Todos los zircones analizados presentan valores de  $\epsilon\text{Hf} < 0$  (Figura 10), es decir, una firma isotópica cortical más evolucionada comparada con la firma isotópica esperada en zircones de origen mantélico (i.e.,  $\epsilon\text{Hf} > 0$ ).

Existe la evidencia creciente de que la suposición de un magma huésped isotópicamente homogéneo es raramente cierto como se ha confirmado en algunos estudios recientes

(Griffin *et al.*, 2002; Kemp *et al.*, 2005; Hawkesworth y Kemp, 2006b; Yang *et al.*, 2007) y como lo sugieren las variaciones isotópicas de Hf en granos individuales de una población de zircones de edad homogénea, como se muestran en este estudio. Este resultado puede potencialmente revelar efectos de mezcla de magmas que de otra manera no podrían ser resueltos.

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

Los datos isotópicos de Hf en este trabajo muestran en algunos casos una dispersión de hasta ~15 unidades  $\epsilon_{\text{Hf}}$  inicial (muestra PIN-07-15) para zircones con la misma edad y de una misma roca (Tabla 2). De acuerdo a esto, estas variaciones en las composiciones isotópicas de Hf podrían deberse a procesos de mezcla de magmas, las cuales deberían estar asociadas a variaciones en la composición del magma durante el crecimiento de los zircones. También podemos observar que estas importantes variaciones de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  inicial que existen en la mayoría de los granitoides estudiados, definen, de forma tentativa, agrupaciones de valores que representan lo que hemos definido anteriormente como los picos A, B, C, D y posiblemente E, mostrados en los diagramas de probabilidad relativa de la Figura 8. Estos picos que representan valores medios ponderados de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  inicial podrían revelar y/o representar diversas fuentes de fusión de origen cortical que discutiremos a continuación y que pudieron contribuir en la formación de los magmas precursores de estos granitoides pérmicos.

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

Actualmente, no existe información isotópica de Lu-Hf en zircones, ni tampoco abundantes determinaciones

de Sm-Nd en roca total en granitoides pérmicos en el NW de Sonora con la que podamos comparar nuestros datos. Sin embargo, existe un mayor número de determinaciones de datos isotópicos de Sm-Nd en roca total para rocas ígneas paleoproterozoicas presentes en la región, que sirve como base de comparación para interpretar y correlacionar nuestros datos. Arvizu *et al.* (2009b) realizaron estudios de Hf en zircones de rocas paleoproterozoicas que también utilizamos en este estudio para proponer la procedencia de las fuentes magmáticas a partir de las cuales se generaron los granitoides pérmicos de la Sierra Pinta.

Los análisis isotópicos de Lu-Hf en zircones presentados en este trabajo indican que los picos A, B, C, D y E descritos (Figuras 8 y 10) podrían representar fuentes independientes de fusión que sirvieron para la generación de los magmas precursores que dieron origen a los granitoides pérmicos presentes en el NW de Sonora. Los zircones estudiados presentan valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  inicial que van desde -9.0 hasta -24.9 y edades modelo de Hf ( $T_{\text{DM1}}^{\text{C}}$ ) en dos pasos o “edades modelo corticales” en un rango que va de 1.59 a 2.39 Ga (Tabla 2; Figuras 8 y 10); predominando un rango importante con edades modelo corticales de Hf más jóvenes entre 1.6–1.8 Ga y un rango más viejo entre 1.9–2.4 Ga (Figura 10). Cabe señalar que no se conocen rocas ígneas en el NW de Sonora de edades de cristalización similares a las edades modelo corticales de Hf más viejas obtenidas en este estudio. Pensamos que estas edades modelo antiguas (>1.9 Ga) podrían reflejar material cortical preexistente que no aflora y cuya fuente fue separada del manto empobrecido durante el Paleoproterozoico temprano-Arqueano tardío. En la región, solo afloran rocas magmáticas principalmente de origen juvenil con edades de cristalización entre 1.6–1.8 Ga (Figura 11), que en cierto modo son consistentes con las edades modelo corticales de Hf más jóvenes determinadas en zircones en este estudio. Estas rocas de basamento paleoproterozoico se encuentran distribuidas en regiones del NW de Sonora (Figura 11) e incluyen, entre otras áreas, las zonas de Quitovac, Sierra Los Alacranes, Zona Cabeza Prieta-Pinacate, Sierra Prieta, Cerros San Luisito, Cerro Prieto y Zona Canteras-Puerto Peñasco (Iriondo *et al.*, 2004, 2005; Nourse *et al.*, 2005; Izaguirre-Pompa e Iriondo, 2007; Gutiérrez-Coronado *et al.*, 2008; Izaguirre *et al.*, 2008; Arvizu *et al.*, 2009b) y otras localidades del centro de Sonora como el Cerro El Rajón (Premo *et al.*, 2003; Farmer *et al.*, 2005), El Crestón de Opodepe (Valenzuela-Navarro *et al.*, 2003) o el Rancho La Lámina (Amato *et al.*, 2008). En definitiva, las edades modelo de Hf pueden proporcionar importante información sobre la existencia de dominios corticales desconocidos, especialmente en áreas altamente retrabajadas en donde solo el zircón ha sobrevivido a una evolución geológica compleja.

Los análisis isotópicos de Sm-Nd en roca total, realizados por Arvizu *et al.* (2009a) en las mismas muestras de granitoides pérmicos estudiados aquí (Tabla 1), indican que diferentes fuentes de basamento cortical, seguramente paleoproterozoico, sirvieron para la generación de los

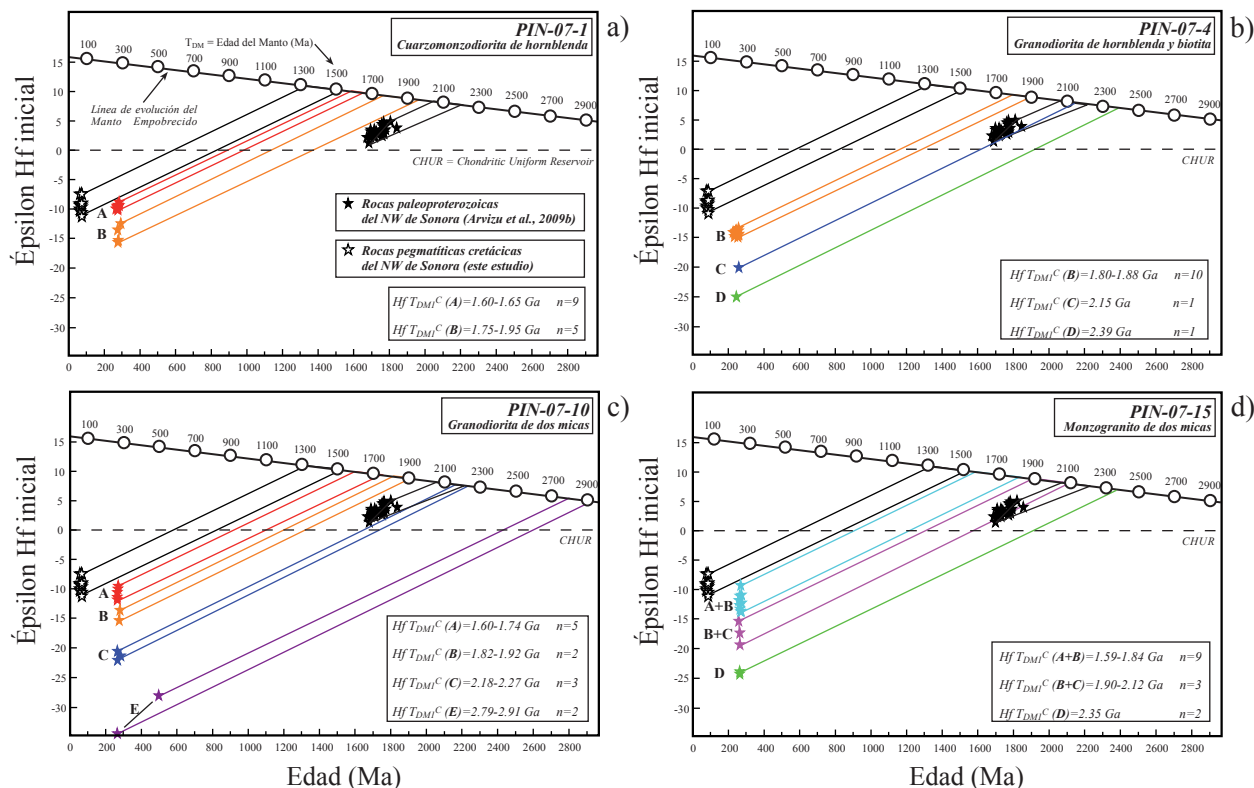


Figura 10. Diagramas de evolución del Hf para los zirrones de granitoides pérmicos de la Sierra Pinta, NW de Sonora, México, en donde se grafica la edad U-Pb (Ma) contra el valor de épsilon Hf inicial, mostrando además los datos de zirrones de los granitoides cretácicos y los únicos valores de Hf publicados para zirrones de rocas de basamento paleoproterozoico de la provincia del Yavapai en el NW de Sonora (Arvizu *et al.*, 2009b). Las letras A, B, C, D, A+B y B+C corresponden a los picos descritos en el texto y que se encuentran ilustrados en las Figuras 8 y 9.

magmas que dieron lugar a los granitoides pérmicos de la Sierra Pinta, en especial para los granitoides pérmicos melanocráticos. Estas fuentes muestran valores iniciales de épsilon Nd que van desde -10.4 hasta -14.5 con correspondientes edades modelo de Nd ( $T_{DM}$ ) en un rango que va de 1.6 a 1.7 Ga (Tabla 1), consistentes, en cierto modo, con las edades modelo de Hf más jóvenes determinadas en este estudio (picos A y B). La muestra pérmica de granitoide leucocrático de moscovita (PIN-07-2) (Tabla 1; Figura 2) que presenta un valor inicial de épsilon Nd de -19.2 tiene una edad modelo Nd ( $T_{DM}$ ) más antigua de 2.6 Ga. Arvizu *et al.* (2009a) sugieren que ésta última muestra pérmica, y el resto de los granitoides leucocráticos que presentan generalmente abundantes herencias en la geocronología U-Pb en zirrones, pudieran derivarse de fuentes corticales ricas en zirrones más antiguos con influencia de corteza probablemente del Paleoproterozoico inferior (e.g., Rhyaciano-Sideriano = ~2050-2500 Ma) o Arqueana que no aflora en superficie, pero que existe evidencia de ella a partir de zirrones detríticos de estas edades que se encuentran en rocas metasedimentarias paleoproterozoicas en la región del Bámuri (e.g., Castiñeiras *et al.*, 2004) o puntualmente como herencias en rocas ígneas de edad variable distribuidas en el NW de Sonora (e.g., Enríquez-Castillo *et al.*, 2009).

Los picos de valores isotópicos de Hf A, B, C, D y

E, asociados a los granitoides pérmicos y mostrados en los diagramas de probabilidad (Figura 8), los podemos dividir en tres grupos que representarían fuentes corticales de fusión con diferentes grados de enriquecimiento con respecto a los valores iniciales de épsilon Hf. La primera agrupación de datos de Hf correspondería al pico A (Figura 8) y representaría la fuente más empobrecida (con los valores menos negativos), seguida del grupo B, que constituye una fuente más enriquecida con respecto a la fuente A. Por último, una combinación de los grupos C, D y posiblemente E correspondería a la fuente de fusión más enriquecida (con los valores más negativos de épsilon Hf inicial). Se puede observar que los zirrones asociados a los grupos A y B están más enriquecidos que los resultados de rocas paleoproterozoicas de basamento Yavapai en la región, mientras que los grupos C, D y E están mucho más enriquecidos con respecto al basamento paleoproterozoico (Figura 10). Interpretamos que los fundidos precursores de los granitoides pérmicos fueron fuentes corticales inicialmente extraídas del manto en tiempo paleoproterozoico. Sin embargo, no sabemos si el material fundido haya correspondido a rocas propiamente de esa edad o por el contrario, se podrían haber fundido rocas de ~1.4 y/o ~1.1 Ga que tienen señales de extracción mantélica del paleoproterozoico (com. pers. Judith Castillón, 2010; estudios de Hf en zirrones); esto también lo observamos



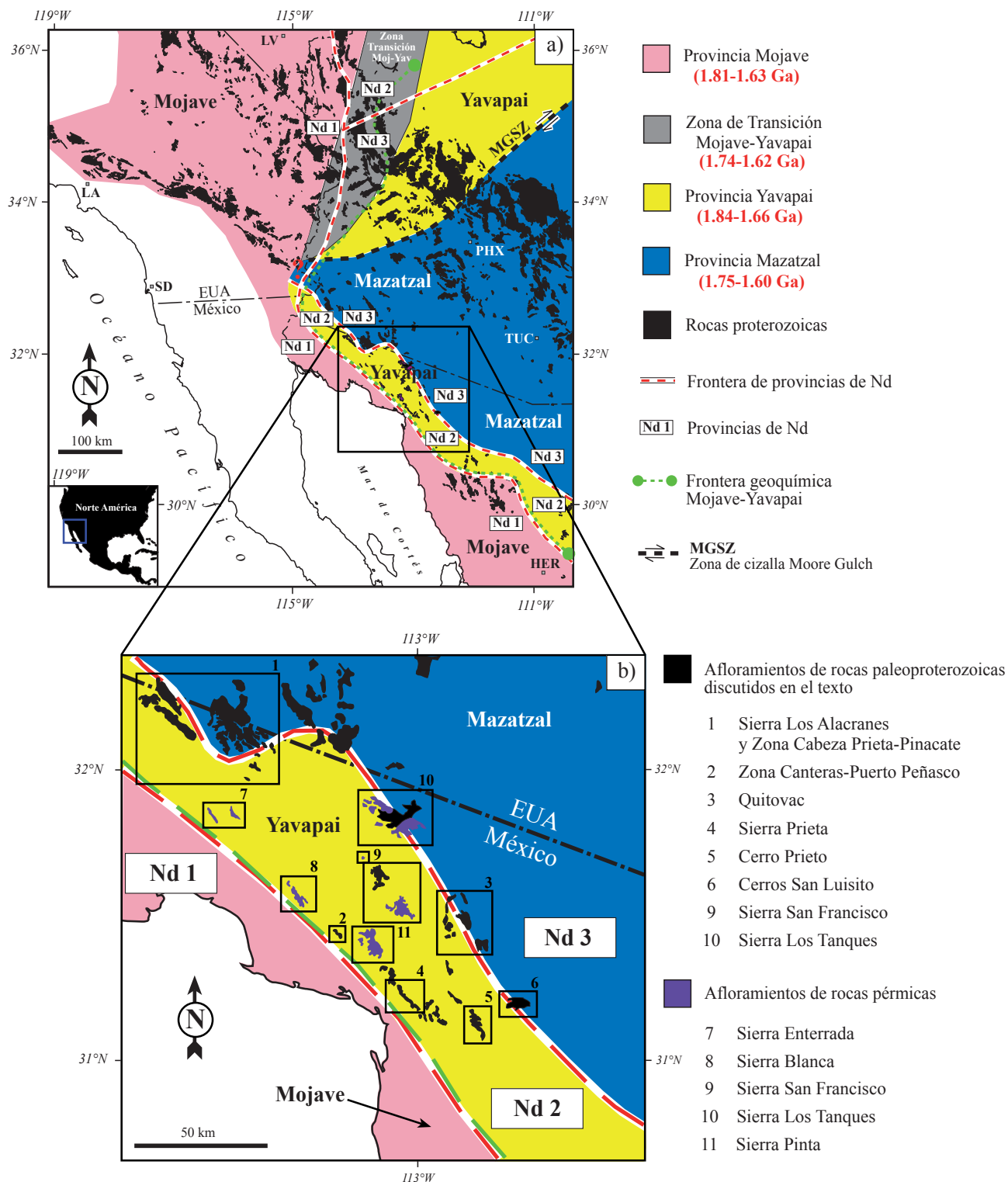


Figura 11. a) Distribución tentativa de las provincias paleoproterozoicas Mojave, Yavapai y Mazatzal en el SW de Laurentia, incluyendo los afloramientos del NW de México (Iriondo y Premo, 2010). El rango de edades de cristalización (en rojo) para rocas ígneas de cada una de las provincias está basado en la recopilación de edades de Iriondo *et al.* (2004). También se presenta de forma tentativa, la extensión de la traza de fronteras de Nd y de las series geoquímicas al internarse en México (Iriondo y Premo, 2010). Las abreviaciones son LA: Los Ángeles, SD: San Diego, LV: Las Vegas, PHX: Phoenix, TUC: Tucson, HER: Hermosillo. b) Acercamiento al NW de Sonora mostrando los afloramientos de rocas graníticas pérmicas encontrados hasta la fecha en la región y que se encuentran espacialmente asociadas a la franja del Yavapai mexicano.

en el zircón heredado PIN1\_1 = 1142 Ma de la muestra de granitoide PIN-07-1 en la que calculamos una edad modelo Hf ( $T_{DM1}^C$ ) en dos pasos de 1.93 Ga (Tabla 2).

A modo especulativo, los grupos A, B y la combinación de los grupos C+D+E, que representarían lo que interpretamos como las tres fuentes principales de fusión para producir los magmas graníticos pérmicos, pudieran estar relacionadas respectivamente con rocas de las tres diferentes provincias paleoproterozoicas de basamento presentes en el NW de Sonora: Mazatzal, Yavapai y Mojave (Figura 11). Esta hipótesis de trabajo se podría poner a prueba realizando más estudios isotópicos de Hf en las rocas paleoproterozoicas de las diferentes provincias de basamento y en un número mayor de rocas ígneas pérmicas.

### HIPÓTESIS SOBRE LA EVOLUCIÓN MAGMÁTICA EN EL NW DE MÉXICO DESDE EL PROTEROZOICO HASTA EL PRESENTE

Los datos isotópicos preexistentes de rocas proterozoicas y fanerozoicas, principalmente de Nd en roca total y en menor medida de Hf en zircones, más los datos de Hf obtenidos en este estudio, los usamos a continuación para proponer una historia de evolución e interacción corteza-manto para la generación de los magmas que dieron origen a las rocas ígneas presentes en el NW de México desde tiempos proterozoicos (Figura 12).

Inicialmente, durante el ensamble del supercontinente Rodinia, el magmatismo paleoproterozoico de arco de islas (Whitmeyer y Karlstrom, 2007; Iriondo y Premo, 2010), que forma parte del actual basamento en el NW de México, fue principalmente derivado de una fuente extraída del manto con algún aporte cortical de corteza más antigua, como lo revelan los valores de  $\epsilon_{Nd}$  y Hf medidos y las edades modelo de Nd y Hf en el diagrama de evolución de la Figura 12. En el Mesoproterozoico, y después de un periodo sin expresiones de magmatismo, existe un pulso granítico de ~1.4 Ga con características de intraplaca derivado de un intento de *rifting* del supercontinente que no prosperó, pero que permitió la sutura de Rodinia por efectos de este magmatismo (e.g., Anderson, 1983; Anderson y Bender, 1989). Un pulso similar, pero algo más joven, se produjo a los ~1.1 Ga y está representado por la presencia de granitos y anortositas (e.g., Iriondo, 2007; Enríquez-Castillo *et al.*, 2009). Para estas rocas ígneas mesoproterozoicas de ~1.4 Ga y ~1.1 Ga se han documentado edades modelo de Nd paleoproterozoicas; en un rango de ~1.7–1.9 Ga (e.g., Iriondo *et al.*, 2004; Nourse *et al.*, 2005) para las primeras y un rango de ~1.4–2.0 Ga para las segundas, con una participación muy notable de la corteza para su formación (Figura 12). Estos datos isotópicos de Nd y Hf sugieren que este magmatismo intraplaca se derivó de la fusión directa del basamento cortical paleoproterozoico sin observarse una contribución mantélica significativa (Figura 12).

En algún momento a finales del Mesoproterozoico, el

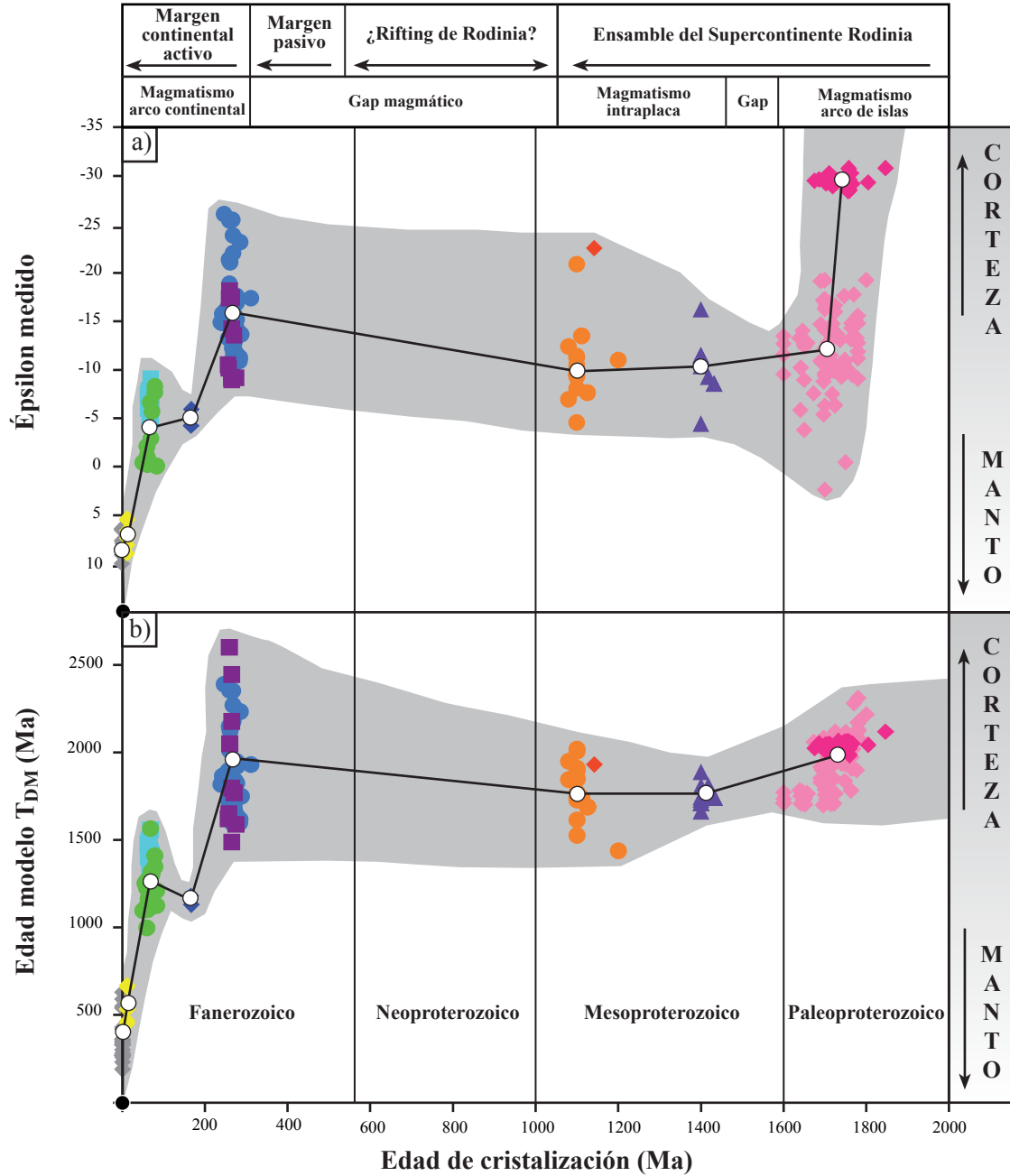
supercontinente Rodinia inicia su ruptura, la cual habría culminado a principios del Cámbrico en el SW de Norteamérica (e.g., Stewart *et al.*, 1972). A este acontecimiento extensivo lo sucede un periodo de calma, desarrollándose un margen continental pasivo que perduró hasta el Pérmico, cuando se inicia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

Algunos autores (e.g., Arvizu *et al.*, 2009a; 2009b; Iriondo y Premo, 2010) sugieren que los primeros magmas asociados a la subducción pérmica y al inicio del arco continental aprovecharon una zona de debilidad cortical o sutura paleoproterozoica para ascender hacia la superficie con mayor facilidad representada por la franja de Yavapai mexicano (Figura 11). Esto debió suceder a través de una corteza continental comparativamente fría después de cientos de millones de años como corteza de margen continental pasivo generada posteriormente al *rifting* o ruptura del supercontinente Rodinia en el Neoproterozoico y/o Paleozoico Inferior (Stewart *et al.*, 1972; Li *et al.*, 2008).

En este trabajo proponemos que los fundidos que generaron los granitoides pérmicos del NW de Sonora provienen básicamente de una corteza proterozoica, y no tienen evidencia isotópica clara de la participación del manto en la generación de los magmas. Pensamos que los magmas asociados a subducción, derivados inicialmente del manto, fueron introducidos dentro de la corteza pre-existente interactuando con el basamento paleoproterozoico. Debido a esta fase de interacción corteza-manto, los magmas son isotópicamente irreconocibles como material juvenil al estudiar los granitoides pérmicos. La supuesta firma mantélica ha sido obliterada por la alta asimilación cortical experimentada con el basamento proterozoico.

Es importante reiterar que estos granitoides fueron formados en un ambiente de arco volcánico continental, presentando características geoquímicas típicas de subducción (Arvizu *et al.*, 2009a), pero los altos valores negativos de  $\epsilon_{Hf}$  revelan la existencia de una contribución cortical para su formación. Isotópicamente, esta participación de la corteza se ve reflejada en los valores altamente negativos en las unidades  $\epsilon_{Nd}$  y Hf de las rocas graníticas pérmicas (Figura 12a).

Durante el Mesozoico, el arco continental del NW de México empieza a madurar y las rocas ígneas jurásicas y cretácicas presentan un rejuvenecimiento en las edades modelo de Nd y Hf (Figura 12b), sugiriendo la fusión de fuentes mesoproterozoicas para su formación, como también lo revelan y constatan los datos isotópicos de Hf presentados en este estudio para pegmatitas cretácicas (Tabla 2). Todas las rocas magmáticas mesozoicas con valores menos



Magmatismo Proterozoico	Magmatismo Fanerozoico
<p>◆ Rocas de 1.6-1.8 Ga (Nd) (Iriondo <i>et al.</i>, 2004; Arvizu <i>et al.</i>, 2009b; Iriondo y Premo, 2010)</p> <p>◆ Rocas de 1.6-1.8 Ga (Hf) (Arvizu <i>et al.</i>, 2009b)</p> <p>▲ Rocas de 1.4 Ga (Nd) (Nourse <i>et al.</i>, 2005; com. pers. Judith Castellón)</p> <p>● Rocas de 1.1 Ga (Nd) (Iriondo <i>et al.</i>, 2004; Iriondo, sin publicar)</p> <p>◆ Zircón de 1.1 Ga en roca pérmica (Hf) (este estudio)</p>	<p>■ Rocas pérmicas (Nd) (Arvizu <i>et al.</i>, 2009a; Iriondo, sin publicar)</p> <p>● Rocas pérmicas (Hf) (este estudio)</p> <p>◆ Rocas jurásicas (Nd) (Iriondo, sin publicar)</p> <p>■ Rocas cretácicas (Hf) (este estudio)</p> <p>◆ Rocas cretácicas (Nd) (Roldán-Quintana <i>et al.</i>, 2009; Iriondo, sin publicar)</p> <p>◆ Rocas miocénicas (Nd) (Vidal-Solano <i>et al.</i>, 2008)</p> <p>◆ Rocas cuaternarias (Nd) (Glazner <i>et al.</i>, 1991; Lynch <i>et al.</i>, 1993; Paz-Moreno <i>et al.</i>, 2003)</p> <p>● Posible manto actual</p>

Figura 12. Diagramas de evolución corteza vs. manto para la generación de magmas durante el proterozoico y fanerozoico en el NW de México. (a) Diagrama de evolución de Edad de cristalización vs. Épsilon medido (valores combinados de Hf y Nd) de rocas ígneas en el NW de Sonora, México. (b) Diagrama de evolución de Edad de cristalización vs. Edad modelo T<sub>DM</sub> (Ma) de Hf y Nd de rocas ígneas del NW de Sonora, México.

negativos de  $\epsilon$ Nd sugieren una contribución menos cortical para su generación, revelándose poco a poco lo que consideramos la firma isotópica del manto. Interpretamos que el aumento de la influencia mantélica se debe a que existe un buen acondicionamiento de los conductos o canales corticales que favorecen la canalización y el transporte de los magmas. Estos conductos o canales preestablecidos desde el Pérmico han sido lo suficientemente efectivos para el ascenso de los magmas mantélicos y podrían estar asociados a posibles zonas de debilidad cortical establecidas a lo largo de la franja del Yavapai mexicano (Figura 11).

Las rocas volcánicas miocénicas del NW de Sonora, de composición principalmente riolítica-dacítica, presentan edades modelo de Nd más jóvenes con respecto a las rocas mesozoicas discutidas anteriormente, variando en un rango entre ~500–600 Ma (Vidal-Solano *et al.*, 2008) (Figura 12b). Parece existir una notable componente derivada del manto para la formación de estas rocas, como lo muestran sus valores de  $\epsilon$ Nd positivos ( $\epsilon$ Nd = +5 a +10) (Figura 12a).

La maduración-evolución del arco continental continua, y pierde contribución cortical incrementándose el aporte mantélico, el cual prospera hasta el extremo de que magmas cuaternarios (no asociados a subducción) representan la fusión de un manto astenosférico como se documenta en algunos campos volcánicos cuaternarios como El Pinacate y Moctezuma en el NW de Sonora y en algunos campos volcánicos del mismo tipo en el SE de California (Glazner *et al.*, 1991; Lynch *et al.*, 1993; Paz-Moreno *et al.*, 2003). Estas rocas volcánicas de composición principalmente basáltica del SW de Norteamérica revelan una fuerte componente extraída del manto astenosférico sin contaminación cortical y presentan valores muy positivos de  $\epsilon$ Nd entre +2 y +11, predominando un rango entre +8 y +11 y con edades modelo de Nd ( $T_{DM}$ ) en un rango aproximado entre 200–600 Ma (Figura 12b).

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

## CONCLUSIONES

Los análisis isotópicos *in situ* realizados en zircones de granitoides pérmicos del NW de México revelan variaciones en las composiciones de Hf, sugiriendo una mezcla de magmas derivados de la fusión de diferentes fuentes corticales. Estos granitoides pérmicos no revelan evidencia

clara de una firma isotópica mantélica juvenil debido a la alta asimilación cortical que experimentaron los magmas al momento de su formación. La mezcla de magmas de diferentes fuentes corticales, reflejada en los cambios en las composiciones isotópicas de Hf en los zircones de los granitoides pérmicos, fue importante en la generación de estas rocas magmáticas asociadas a subducción y al inicio del margen continental activo del SW de Norte América.

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

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

Por último, presentamos una hipótesis sobre la evolución en la interacción corteza-manto para el proceso de generación de magmas desde el proterozoico al reciente. Básicamente, proponemos que en el Paleoproterozoico la participación del manto jugó un papel importante en la generación del magmatismo para después dominar el aporte cortical en la generación de los granitoides mesoproterozoicos y pérmicos. También sugerimos que a partir del Mesozoico, disminuye paulatinamente la contribución cortical para la formación de los magmas asociados a subducción como se aprecia en los valores más altos de  $\epsilon$ Nd y Hf y en el rejuvenecimiento de las edades modelo de Nd y Hf de rocas ígneas jurásicas y cretácicas. En el Cenozoico, se reduce la participación de la corteza en la formación de los magmas al observarse mayor aporte mantélico en las rocas volcánicas miocénicas hasta predominar una fuente derivada de la astenosfera en las rocas volcánicas cuaternarias del NW de México.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los proyectos PAPIIT/UNAM (claves IN113906-3 e IN116709) y CONACYT (claves CB52163 y CB82518), otorgados a Iriondo, por el financiamiento proporcionado para realizar trabajo de campo y estudios de laboratorio. De igual manera se agradece a la



MINERA PENMONT por su apoyo logístico para llevar a cabo las campañas de campo y a Aldo Izaguirre Pompa por su valiosa colaboración en el trabajo geológico de campo. Agradecemos enormemente a Dan Miggins y Heather Lowers del U.S. Geological Survey de Denver por su asistencia en la obtención de imágenes de SEM-Cátodoluminiscencia. Igualmente, le damos las gracias a Paul A. Mueller por invitarnos a realizar las determinaciones isotópicas de Lu-Hf en zircones en los laboratorios de la Universidad de Florida en Gainesville, E.U.A. Asimismo agradecemos a George Kamenov y a David Foster por su apoyo logístico en estos laboratorios, así como la ayuda brindada en la reducción y manejo de los datos finales obtenidos en este estudio. Las primeras versiones de este manuscrito fueron beneficiadas por los comentarios y sugerencias hechas por Bodo Weber y Peter Schaaf. Finalmente, les damos las gracias a los revisores Patricio Montecinos (U. Católica de Chile) y Arturo Martín Barajas (CICESE), este último editor asociado de la RMCG, por sus comentarios y sugerencias constructivas sobre el manuscrito.

## APÉNDICE A

### Preparación y caracterización de muestras (zircones)

Los zircones de los granitoides pérmicos y cretácicos fueron obtenidos de muestra de roca pulverizada usando una combinación de técnicas convencionales de separación magnética y líquidos pesados empleadas en el Laboratorio de Separación Mineral del Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Querétaro, de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

Aproximadamente, 100 granos de zircón de diversas morfologías de cada muestra fueron cuidadosamente seleccionados bajo un microscopio binocular para después ser montados en una resina epóxica y, posteriormente, desbastados hasta exponer una superficie lo más cercana posible a la mitad ecuatorial de los zircones.

Antes de los análisis *in situ* por ablación láser, las superficies pulidas de los granos de zircón fueron fotografiadas en el Denver Microbeam Laboratory del U.S. Geological Survey en Denver, Colorado, usando un microscopio electrónico de barrido (SEM; Scanning Electron Microscope) marca JEOL 5800LV con detector de catodoluminiscencia (imágenes SEM-CL). También se obtuvieron imágenes de luz reflejada y transmitida utilizando un microscopio óptico convencional marca Olympus.

Las imágenes de catodoluminiscencia (Figuras 3-7) y de luz reflejada y transmitida fueron obtenidas con el fin de determinar y caracterizar la estructura interna de los zircones y elegir los sitios potenciales para los análisis de Hf observando el zoneado relacionado a los cambios de composición química de los zircones, y así, detectar posibles inclusiones, sobrecrecimientos metamórficos o herencias que podrían cambiar el significado de la interpretación de los datos analíticos.

## APÉNDICE B

### Método analítico Lu-Hf y cálculo isotópico de las edades modelo Hf ( $T_{DM}$ ) en zircones

Los análisis isotópicos de Lu-Hf en zircones, empleando la técnica de ablación láser, se llevaron a cabo en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Florida en Gainesville, EUA, utilizando un espectrómetro de masas de tipo multicollector con plasma de acoplamiento inductivo marca Nu Plasma (Multi-collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, MC-ICP-MS) equipado con 3 contadores de iones y 12 detectores Faraday. La ablación se llevó a cabo por alrededor de 30 segundos con el fin de minimizar la profundidad del hoyo de ablación y, de la misma manera, el fraccionamiento elemental. La mayoría de los análisis de Lu-Hf se llevaron a cabo con un haz de ~60  $\mu\text{m}$  de diámetro (Figuras 3-7) creando un hoyo de ~25-30  $\mu\text{m}$  de profundidad.

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

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

0.1‰ de diferencia entre la muestra y el reservorio uniforme condritico (CHUR; Chondritic Uniform Reservoir) al tiempo de la cristalización del magma.

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

Para el cálculo de las edades modelo Hf ( $T_{\text{DM}}$ ) en un paso (“*single-stage Hf model ages*”), usadas comúnmente cuando los valores de  $\varepsilon\text{Hf}$  inicial son positivos, se empleó un modelo de evolución del manto empobrecido calculado a partir de valores actuales de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ , similar al valor promedio de MORB (Nowell *et al.*, 1998) y de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$  (Griffin *et al.*, 2000); esto es similar, aunque no idéntico, a la curva del manto empobrecido definida por rocas juveniles a través del tiempo (Vervoort y Blichert-Toft, 1999).

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

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

La diferencia que existe entre los valores antes men-

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

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

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

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

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

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

en donde,  $({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{zircón}}$  y  $({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{zircón}}$  son los valores medidos de las muestras de zircón,  $({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.0332$  y  $({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0} = 0.282772$  (Blichert-Toft y Albarede, 1997);  $({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.0384$  y  $({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325$  (Griffin *et al.*, 2000),  $({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{C}}$  = corteza promedio,  $t$  = edad de cristalización del zircón y  $\lambda = 1.867 \times 10^{-11}$  años<sup>-1</sup> que es la constante de decaimiento para el  $^{176}\text{Lu}$  (Soderlund *et al.*, 2004) fueron usados para los cálculos presentados en este estudio (Tabla 2).

## APÉNDICE C

### Constante de decaimiento $^{176}\text{Lu}$ y limitaciones en las edades modelo Hf en zircones

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

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

En la literatura, existen por lo menos dos grupos diferentes de valores para la constante de decaimiento de  $^{176}\text{Lu}$ , los cuales han sido determinados por experimentos recientes de alta precisión. Por ejemplo, los valores de  $\lambda$  para  $^{176}\text{Lu}$  de  $1.86\text{--}1.87 \times 10^{-11}$  años $^{-1}$  fueron determinados por comparaciones de edad utilizando minerales terrestres de edades proterozoicas y neoarqueanas (Scherer *et al.*, 2001; Soderlund *et al.*, 2004), mientras que valores de  $\sim 1.94\text{--}1.984 \times 10^{-11}$  años $^{-1}$  fueron determinados a partir de estudios de comparación de edad de meteoritos (Patchett y Tatsumoto, 1980; Blichert-Toft y Albarede 1997; Blichert-Toft *et al.*, 2002; Bizzarro *et al.*, 2003). La razón por la aparente discrepancia del valor de  $^{176}\text{Lu}$  entre meteoritos y minerales terrestres es actualmente desconocida (Amelin y Davis, 2005). Sin embargo, en este estudio, elegimos el valor de  $1.867 \times 10^{-11}$  años $^{-1}$  (Soderlund *et al.*, 2004) debido a que es un valor ampliamente usado en la literatura y calibrado con materiales terrestres en lugar de meteoritos. En un ejercicio realizado con nuestro conjunto de datos isotópicos de Lu-Hf (ejercicio que no se reporta en este estudio), utilizando la constante de decaimiento  $^{176}\text{Lu}$  de  $\sim 1.94 \times 10^{-11}$  años $^{-1}$  (calibrada para meteoritos), nos dimos cuenta de que nos proporciona edades modelo Hf ( $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ ) en dos pasos aproximadamente un 10% más jóvenes que si utilizamos la constante de decaimiento de  $^{176}\text{Lu}$  terrestre. Como se mencionará a continuación, las edades modelo Hf calculadas en dos pasos, además de depender de la relación Lu/Hf promedio, son muy sensibles también al valor empleado como constante de decaimiento  $^{176}\text{Lu}$ . Aunque las variaciones en la edades modelo Hf en dos pasos podrían ser pequeñas, las cuales pueden rondar aproximadamente entre los  $\pm 100$  Ma, se debe de considerar y tomar especial cuidado al momento de realizar las interpretaciones correspondientes, ya que podrían cambiar drásticamente el sentido o significado de los datos dependiendo del contexto geológico que se esté manejando. Sin embargo, nuestras conclusiones no se verían afectadas significativamente si constantes de decaimiento alternativas por muchos estudios recientes fueran usadas.

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

## APÉNDICE D

### Cálculo y usos de las edades modelo Hf en zircones

Las edades modelo son comúnmente usadas para estimar el tiempo de separación de un fundido de un reser-

vorio de referencia, es decir, el manto empobrecido (DM) o el reservorio uniforme condritico (CHUR). Idealmente, las edades modelo Nd en roca total marcan el tiempo de separación de un fundido del reservorio del manto empobrecido. Tal “edad de formación cortical” tiene que estar relacionada a información geoquímica o geocronológica de la roca antes de que esta edad pueda ser interpretada en un contexto geológico pertinente (Nebel *et al.*, 2007). Para la mayoría de las rocas ígneas y sedimentarias, estas edades modelo principalmente proporcionan tiempos de residencia cortical promedio debido a que las mismas rocas consisten de materiales de diferentes fuentes con edades de extracción mantélica diferentes (Arndt y Goldstein, 1987). Las edades modelo Hf de roca total principalmente proporcionan edades modelo promedio similares a las edades modelo Nd. En contraste, la información isotópica deducida de zircones individuales de edad conocida puede ser usada para calcular edades modelo Hf ( $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ ) en dos pasos (“two-stage Hf model ages”) o “edades modelo corticales” (Nebel-Jacobsen *et al.*, 2005) antes discutidas.

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

## REFERENCIAS

- Amato, J.M., Lawton, T.F., Leggett, W., Mauel, D.J., González-León, C.M., Heizler, M., Farmer, G.L., 2008, Caborcan proterozoic basement in The Rancho La Lamina Region, Sonora, Mexico: U-Pb ages, Nd isotopic composition,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology, and clast provenance indicate pre-Early Jurassic arrival and Laramide exhumation: Geological Society of America Abstracts with Programs, 40, 48.
- Amelin, Y., Davis, W.J., 2005, Geochemical test for branching decay of  $^{176}\text{Lu}$ : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 465–473.
- Amelin, Y., Lee, D.C., Halliday, A.N., Pidgeon, R.T., 1999, Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons: *Nature*, 399(6733), 252–255.
- Amelin, Y., Lee, D.C., Halliday, A.N., 2000, Early-middle Archean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 4205–4225.
- Anderson, J.L., 1983, Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America, in Medaris, L.G., Mickelson, D.M., Byers, C.W., Shanks, W.C. (eds.), *Proterozoic Geology*: Geological Society of America Memoir 161, 133–154.

- Anderson, J.L., Bender, E.E., 1989, Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States: *Lithos*, 23, 19-52.
- Arndt, N.T., Goldstein, S.L., 1987, Use and abuse of crust-formation ages: *Geology*, 15, 893-895.
- Arvizu-Gutiérrez, H.E., 2008, El basamento paleoproterozoico Yavapai-Mazatzal en los alrededores de la Sierra Pinta, NW Sonora: Su importancia para el entendimiento del magmatismo pérmico y el inicio del margen continental activo de Norteamérica: Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, 181 pp.
- Arvizu, H., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Solís-Pichardo, G., Foster, D.A., Lozano-Santa Cruz, R., 2009a, Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta en el NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norte América: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 709-728.
- Arvizu, H., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Foster, D.A., Lozano-Santa Cruz, R., Solís-Pichardo, G., 2009b, Gneises bandeados paleoproterozoicos (~1.76–1.73 Ga) de la Zona Canteras-Puerto Peñasco: Una nueva ocurrencia de rocas de basamento tipo Yavapai en el NW de Sonora, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 375-402.
- Begemann, F., Ludwig, K.R., Lugmair, G.W., Min, K.W., Nyquist, L.E., Patchett, P.J., Renne, P.R., Shih, C.Y., Villa, I.M., Walker, R.J., 2001, Call for an improved set of decay constants for geochronological use: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 111-121.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2006, Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: Examples from eastern Australian granitoids: *Journal of Petrology*, 47, 329-353, doi: 10.1093/petrology/egi077.
- Bizzarro, M., Baker, J.A., Haack, H., Ulfbeck, D., Rosing, M., 2003, Early history of Earth's crust-mantle system inferred from hafnium isotopes in chondrites: *Nature*, 421, 931-933.
- Blichert-Toft, J., Albarede, F., 1997, The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system: *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 243-258.
- Blichert-Toft, J., Boyet M., Telouk P., Albarede F., 2002,  $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$  and  $^{176}\text{Lu}$ - $^{176}\text{Hf}$  in eucrites and the differentiation of the HED parent body: *Earth and Planetary Science Letters*, 204, 167-181.
- Bodet, F., Scharer, U., 2000, Evolution of the SE-Asian continent from U-Pb and Hf isotopes in single grain of zircon and baddeleyite from large rivers: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 2067-2091.
- Castiñeiras, P., Iriondo, A., Wooden, J.L., Dórame-Navarro, M., Premo, W.R., 2004, Detrital zircon U-Pb SHRIMP geochronology of Proterozoic quartzites from the Bámuri complex, NW Sonora, México: Evidence for a Mojave connection: *Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana*, 24(2), p. 312.
- Chauvel, C., Blichert-Toft, J., 2001, A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, 190, 137-151.
- Chu, M.F., Chung, S.L., Song, B., Liu, D., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Ji, J., Wen, D.J., 2006, Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet: *Geology*, 34, 745-748.
- Davis, D.W., Amelin, Y., Nowell, G.M., Parrish, R.R., 2005, Hf isotopes in zircon from the western Superior province, Canada: Implications for Archean crustal development and evolution of the depleted mantle reservoir: *Precambrian Research*, 140(3-4), 132-156.
- Enríquez-Castillo, M.A., Iriondo, A., Chávez-Cabello, G., Kunk, M.J., 2009, Interacción termal entre magmas graníticos laramídicos y rocas encajonantes mesoproterozoicas: Historia de enfriamiento de intrusivos de la Sierrita Blanca, NW Sonora: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 451-483.
- Farmer, G.L., Bowring, S.A., Matzel, J., Espinosa-Maldonado, G., Fedo, C., Wooden, J.L., 2005, Paleoproterozoic Mojave province in northwestern Mexico? Isotopic and U-Pb zircon geochronologic studies of Precambrian and Cambrian crystalline and sedimentary rocks, Caborca, Sonora, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, 183-198.
- Faure, G., 1986, *Principles of Isotope Geology*, 2nd edition, John Wiley and Sons, New York, 589 pp.
- Fujimaki, H., 1986, Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94, 42-45.
- Glazner, A.F., Farmer, G.L., Hughes, W.T., Wooden, J.L., Pickthorn, W., 1991, Contamination of basaltic magma by mafic crust at Amboy and Pisgah Craters, Mojave Desert, California: *Journal of Geophysical Research*, 98(B8), 13,673-13,691.
- Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E.A., Jackson, S.E., O'Reilly, S.Y., van Acherberg, E., Shee, S.R., 2000, The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 133-147.
- Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Xu, X., Zhou, X., 2002, Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes: *Lithos*, 61, 237-269.
- Griffin, W.L., Belousova, E.A., Shee, S.R., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., 2004, Archean crustal evolution in the northern Yilgam Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons: *Precambrian Research*, 131(3-4), 231-282.
- Gutiérrez-Coronado, A., Iriondo, A., Rodríguez-Castañeda, J.L., Wooden, J.L., Budahn, J.R., Lozano-Santa Cruz, R., Hernández-Treviño, T., 2008, Paleoproterozoic gneisses of the San Luisito Hills in NW Sonora: Extending the Mexican Yavapai province of SW Laurentia: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 40, 144.
- Harrison, T.M., Blichert-Toft, J., Müller, W., Albarede, F., Holden, P., Mojzsis, S.J., 2005, Heterogeneous Hadean hafnium: evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga: *Science*, 310, 1947-1950.
- Hawkesworth, C.J., Kemp, A.I.S., 2006a, Evolution of the continental crust: *Nature*, 443, 811-817.
- Hawkesworth, C.J., Kemp, A.I.S., 2006b, Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution: *Chemical Geology*, 226(3-4), 144-162.
- Heaman, L.M., Bowins, R., Crocket, J., 1990, The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(6), 1597-1607.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003, The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis, in Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (eds.), *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 27-62.
- Iizuka, T., Hirata, T., 2005, Improvements of precision and accuracy in in-situ Hf isotope microanalysis of zircon using the laser ablation-MC-ICPMS technique: *Chemical Geology*, 220, 121-137.
- Iriondo, A., 2007, Precambrian geology in NW Mexico: New ideas for the distribution of Paleoproterozoic crustal provinces in SW Laurentia: *Symposium Ores & Orogenesis: Circum-Pacific Tectonics, Geologic Evolution and Ore Deposits*, Tucson, Arizona, Abstract 256, 94-95.
- Iriondo, A., Premo, W.R., 2010, Las rocas cristalinas del Proterozoico de Sonora y su importancia para la reconstrucción del margen continental SW de Laurentia: La pieza mexicana del rompecabezas para el supercontinente Rodinia, en Calmus, T. (ed.), *Panorama sobre la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, Cap. 2*, 25-55.
- Iriondo, A., Premo, W.R., Martínez-Torres, L.M., Budahn, J.R., Atkinson, W.W., Jr., Siems, D.F., Guarás-González, B., 2004, Isotopic, geochemical and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia: *Geological Society of America Bulletin*, 116, 154-170.
- Iriondo, A., Martínez-Torres, L.M., Kunk, M.J., Atkinson, W.W., Jr., Premo,



- W.R., McIntosh, W.C., 2005, Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America, Special Paper 393, 631-669.
- Izaguirre-Pompa, A., Iriondo, A., 2007, Mesoproterozoic (~1.2 Ga) quartzite and intruding anorthosite (~1.08 Ga) from Sierra Prieta, NW Sonora: Mexican additions to the Precambrian history of SW Laurentia: Arizona Geological Society, Ores and Orogenesis Symposium, Abstracts with Programs, 147-148.
- Izaguirre, A., Iriondo, A., Wooden, J.L., Budahn, J.R., Schaaf, P., 2008, Paleoproterozoic Orthogneisses from the Cerro Prieto Area: A new addition to the Mexican Yavapai province in NW Sonora: Geological Society of America Abstracts with Programs, 40, 143-144.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., 2006, Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution: Chemical Geology, 226, 144-162.
- Kemp, A.I.S., Wormald, R.J., Price, R.C., 2005, Hf isotopes in zircon reveal contrasting sources and crystallisation histories for alkaline to peralkaline granites of Temora, Southeastern Australia: Geology, 33, 797-800.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Paterson, B.A., Kinny, P.D., 2006, Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotopes in zircon: Nature, 439, 580-583.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., Whitehouse, M.J., 2007, Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from hafnium and oxygen isotopes in zircon: Science, 315, 980-983.
- Kinny, P.D., Maas, R., 2003, Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon, in Hancher J.M., Hoskin, P.W.O. (eds.), Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53, 327-341.
- Kinny P.D., Compston, W., Williams, I.S., 1991, A reconnaissance ion-probe study of hafnium isotopes in zircons: Geochimica et Cosmochimica Acta, 55, 849-859.
- Lee, S.R., Cho, D.L., Cho, M., Wu, F.Y., Kim, H., Jeon, H., 2007, Hf isotopic evidence for Paleoproterozoic (>3.5 Ga) crustal components in the Korean Peninsula: Geosciences Journal, 11(4), 271-277.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davison, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008, Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis: Precambrian Research, 160, 179-210.
- Lynch, D.J., Musselman, T.E., Gutmann, J.T., Patchett, P.J., 1993, Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern Mexico: Lithos, 29, 295-302.
- Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y., Mezger, K., Berndt, J., 2007, Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: A test for zircon model ages: Chemical Geology, 241, 23-37.
- Nebel-Jacobsen, Y., Scherer, E.E., Munker, C., Mezger, K., 2005, Separation of U, Pb, Lu, and Hf from single zircons for combined U-Pb dating and Hf isotope measurements by TIMS and MC-ICPMS: Chemical Geology, 220(1-2), 105-120.
- Nourse, J.A., Premo, W.R., Iriondo, A., Stahl, E.R., 2005, Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora-Arizona international border region, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, 123-182.
- Nowell, G.M., Kempton, P.D., Noble, S.R., Fitton, J.G., Saunders, A.D., Mahoney, J.J., Taylor, R.N., 1998, High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle: Chemical Geology, 149, 211-233.
- Patchett P.J., Tatsumoto M., 1980, Lu-Hf total-rock isochron for the eucrite meteorites: Nature, 288, 571-574.
- Patchett, P.J., Kouvo, O., Hedge, C.E., Tatsumoto, M., 1981, Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes: Contributions to Mineralogy and Petrology, 78, 279-297.
- Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Soderlund, U., Salters, V.J.M., 2004, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systematics in chondrites and their constraints on the Lu-Hf properties of the Earth: Earth and Planetary Science Letters, 222, 29-41.
- Paz-Moreno, F.A., Demant, A., Cochemé, J.-J., Dostal, J., Montigny, R., 2003, The Quaternary Moctezuma volcanic field: A tholeiitic to alkali basaltic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, México, in Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L. Martín-Barajas, A. (eds.), Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA: Geological Society of America Special Paper 374, 439-455.
- Poole, F.G., Perry, W.J., Jr., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R., 2005, Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate tectonic model, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America, Special Paper 393, 543-596.
- Premo, W.R., Iriondo, A., Nourse, J.A., 2003, U-Pb zircon geochronology of Paleoproterozoic basement in northwestern Sonora, Mexico: Evidence for affinity to SW US provinces: Geological Society of America Cordilleran Section Abstracts with Programs, 35(4), 67.
- Roldán-Quintana, J., McDowell, F.W., Delgado-Granados, H., Valencia-Moreno, M., 2009, East-west variations in age, chemical and isotopic composition of the Laramide batholith in southern Sonora, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26(3), 543-563.
- Samson, S.D., D'Lemos, R.S., Blichert-Toft, J., Vervoort, J., 2003, U-Pb geochronology and Hf-Nd isotope compositions of the oldest Neoproterozoic crust within the Cadomian orogen: new evidence for a unique juvenile terrane: Earth and Planetary Science Letters, 208, 165-180.
- Samson, S.D., Inglis, J.D., D'Lemos, R.S., Admou, H., Blichert-Toft, J., Hefferan, K., 2004, Geochronological, geochemical, and Hf-Nd isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwine ophiolite, Anti-Atlas orogen, Morocco: Precambrian Research, 135, 133-147.
- Scherer, E., Munker, C., Mezger, K., 2001, Calibration of the lutetium-hafnium clock: Science, 293, 683-687.
- Schmidberger, S.S., Heaman, L.M., Simonetti, A., Creaser, R.A., Cookenboo, H.O., 2005, Formation of Paleoproterozoic eclogitic mantle, Slave province (Canada): Insights from in-situ Hf and U-Pb isotopic analyses of mantle zircons: Earth and Planetary Science Letters, 240, 621-633.
- Soderlund, U., Patchett, P., Vervoort J., Isachsen, C., 2004, The  $^{176}\text{Lu}$  decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions: Earth and Planetary Science Letters, 219, 311-324.
- Stevenson, P.K., Patchett, P.J., 1990, Implications for the evolution of continental crust from Hf isotopes of Archean detrital zircons: Geochimica et Cosmochimica Acta, 54, 1683-1697.
- Stewart, J.H., 1972, Initial deposits in the Cordilleran geosyncline: Evidence of a late Precambrian (<850 m.y.) continental separation: Geological Society of America Bulletin, 83, 1345-1360.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell Scientific, 312 pp.
- Thirlwall, M.F., Walder, A.J., 1995, In-situ Hf isotope ratio analysis of zircon by inductively coupled plasma multiple collector mass spectrometry: Chemical Geology, 122, 241-247.
- Valenzuela-Navarro, L.C., Valencia-Moreno, M., Iriondo, A., Premo, W.R., 2003, The El Creston Granite: A new confirmed Paleoproterozoic locality in the Opodepe area, north-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, 32(4),

- 83.
- Vervoort, J.D., Blichert-Toft, J., 1999, Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 533-556.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 1996, Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: Constraints from Precambrian crustally derived granites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(19), 3717-3733.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Blichert-Toft, J., Albarede, F., 1999, Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system: *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 79-99.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Soderlund, U., Baker, M., 2004, Isotopic composition of Yb and the determination of Lu concentrations and Lu/Hf ratios by isotope dilution using MC-ICPMS: *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 5, doi:10.1029/2004GC000721.
- Vidal-Solano, J.R., Demant, A., Paz-Moreno, F.A., Lapierre, H., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W., 2008, Insights into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico: Geochronology and geochemistry of the Miocene volcanic rocks from the Pinacate area, Sonora: *Geological Society of America Bulletin*, 120, 691-708.
- Wang, X., Griffin, W.L., Wang, Z., Zhou, X.M., 2003, Hf isotope compositions of zircons and implications for the petrogenesis of Yajiangqiao granite, Hunan Province, China: *Chinese Science Bulletin*, 48, 995-998.
- Whitmeyer, S.J., Karlstrom, K.E., 2007, Tectonic model for the Proterozoic growth of North America: *Geosphere*, 3(4), 220-259.
- Woodhead, J.D., Hergt J.M., 2005, A preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29, 183-195.
- Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Shelley, M., Eggins, S., Kemp, R., 2004, Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries, and concomitant age estimation: *Chemical Geology*, 209, 121-135.
- Wu, F.Y., Yang, Y.H., Xie, L.W., Yang, J.H., Xu, P., 2006, Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology: *Chemical Geology*, 234, 105-126.
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Chung, S.L., Wilde, S.A., Chu, M.F., 2006a, A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence: *Lithos*, 89, 89-106.
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Shao, J.A., Wilde, S.A., Xie, L.W., Liu, X.M., 2006b, Constraints on the timing of uplift of the Yanshan Fold and Thrust Belt, North China: *Earth and Planetary Science Letters*, 246, 336-352.
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A., Xie, L.W., Yang, Y.H., Liu, X.M., 2007, Tracing magma mixing in granite genesis: in situ U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons: *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 153, 177-190.
- Zhang, S.B., Zheng, Y.F., Wu, Y.B., Zhao, Z.F., Gao, S., Wu, F.Y., 2006a, Zircon U-Pb age and Hf-O isotope evidence for Paleoproterozoic metamorphic event in South China: *Precambrian Research*, 151, 265-288.
- Zhang, S.B., Zheng, Y.F., Wu, Y.B., Zhao, Z.F., Gao, S., Wu, F.Y., 2006b, Zircon isotope evidence for  $\geq 3.5$  Ga continental crust in the Yangtze craton of China: *Precambrian Research*, 146, 16-34.
- Zhang, S.B., Zheng, Y.F., Wu, Y.B., Zhao, Z.F., Gao, S., Wu, F.Y., 2006c, Zircon U-Pb age and Hf isotope evidence for 3.8 Ga crustal remnant and episodic reworking of Archean crust in South China: *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 56-71.
- Zheng, Y.F., Zhao, Z.F., Wu, Y.B., Zhang, S.B., Liu, X.M., Wu, F.Y., 2006, Zircon U-Pb age, Hf and O isotope constraints on protolith origin of ultrahigh-pressure eclogite and gneiss in the Dabie orogen: *Chemical Geology*, 231, 135-158.
- Zheng, Y.F., Zhang, S.B., Zhao, Z.F., Wu, Y.B., Li, X., Li, Z., Wu, F.Y., 2007, Contrasting zircon Hf and O isotopes in the two episodes of Neoproterozoic granitoids in South China: implications for growth and reworking of continental crust: *Lithos*, 96, 127-150.
- Zheng, Y.F., Wu, R.X., Wu, Y.B., Zhang, S.B., Yuan, H.L., Wu, F.Y., 2008, Rift melting of juvenile arc-derived crust: geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China: *Precambrian Research*, 163, 351-383.

Manuscrito recibido: Enero 29, 2011

Manuscrito corregido recibido: Junio 17, 2011

Manuscrito aceptado: Junio 27, 2011