

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



TESIS

**“CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DEL COMPLEJO METAMÓRFICO NOVILLO DEL
PRECÁMBRICO DEL BLOQUE CIUDAD VICTORIA, MÉXICO”**

PRESENTA

EDUARDO ALEJANDRO ALEMÁN GALLARDO

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS CON ORIENTACIÓN EN GEOCIENCIAS**

AGOSTO, 2022



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**" CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DEL COMPLEJO METAMÓRFICO NOVILLO DEL
PRECÁMBRICO DEL BLOQUE CIUDAD VICTORIA, MÉXICO"**

QUE PRESENTA
EDUARDO ALEJANDRO ALEMÁN GALLARDO

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS CON ORIENTACIÓN EN GEOCIENCIAS**

VO. BO.
DIRECTOR DE TESIS

DR. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ

LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO

AGOSTO DE 2022



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



LA TESIS

**“CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DEL COMPLEJO METAMÓRFICO NOVILLO DEL
PRECÁMBRICO DEL BLOQUE CIUDAD VICTORIA, MÉXICO”**

**QUE PRESENTA
EDUARDO ALEJANDRO ALEMÁN GALLARDO**

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS CON ORIENTACIÓN EN GEOCIENCIAS**

**VO. BO.
COMITÉ DE TESIS**

**DR. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ
DIRECTOR DE TESIS**

**DR. FERNANDO VELASCO TAPIA
CODIRECTOR**

**DR. UWE JENCHEN
CODIRECTOR**

**DR. BODO WEBER
CODIRECTOR**

**DR. JOSÉ RAFAEL BARBOZA GUDIÑO
CODIRECTOR**

LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO

AGOSTO DE 2022

Dedicatoria

Este trabajo se encuentra dedicado a la memoria de mi madre **Norma Cristina Gallardo Pérez (†)** y mi amigo **Diego Enrique Galván Salazar (†)**

Toda la bondad y el cariño que caracterizó sus vidas siempre serán el mejor ejemplo a seguir para ser una persona de bien, hasta que nos volvamos a ver.

AGRADECIMIENTOS

Sin lugar a dudas la elaboración de este trabajo ha sido una prolongada sucesión de eventos altamente demandantes para ser superados por una mente solitaria. Dado lo anterior, me considero bastante afortunado por tener una muy larga lista de personas e instituciones a las que debo hacerles una distinguida referencia por su colaboración en diversos aspectos relativos a la elaboración de esta tesis.

A mi familia, por haberse mantenido unida y brindarme el apoyo necesario para superar las etapas más complicadas de mi desarrollo personal y académico. Mis padres Norma Cristina Gallardo Pérez y José Silverio Alemán Sánchez por haberme dado lo necesario para poder salir adelante siempre. A mis hermanos José Silverio Alemán Gallardo y Luis Fernando Alemán Gallardo por siempre estar ahí cuando los necesito. Gracias por tolerar la prolongación de este trabajo.

A mi novia Irma Laura por haber estado a mi lado todo este tiempo, gracias por todo lo que has hecho, por mantenerme cuerdo, por ayudarme a concentrarme en lo importante, por ayudarme a distraerme cuando era necesario, por apoyarme, sin lugar a dudas no lo habría logrado sin tu compañía.

A la Universidad Autónoma de Nuevo León y la Facultad de Ciencias de la Tierra y su personal por abrir sus puertas para poder desarrollar este trabajo, por la facilitación de instalaciones, recursos y vehículos tanto para el muestreo como para el trabajo de laboratorio y preparación de muestras. Al programa de Doctorado en Ciencias de CONACYT por brindar el apoyo económico con el cual subsistí durante los años en que se llevó a cabo este trabajo.

Al proyecto CONACYT “HISTORIA GEOLÓGICA DEL BLOQUE MAYA, SU RELACIÓN CON OAXAQUIA (MÉXICO) Y LOS ANDES DE MÉRIDA (VENEZUELA), CON ÉNFASIS EN EL NEOPROTEROZOICO Y PALEOZOICO” por el financiamiento de los análisis isotópicos y geocronológicos de este trabajo.

Agradezco al Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández por asesorar mi desarrollo académico desde las etapas más tempranas, por haberme conducido durante el inicio de mi carrera científica. Gracias por todos sus consejos escolares, laborales y de la vida, así como su apoyo y amistad durante las situaciones más complicadas y su comprensión por la demora de la culminación de este trabajo.

Gracias al Dr. Fernando Velasco Tapia por sus consejos académicos y por compartir su conocimiento científico con un servidor, pero sobre todo gracias por los siempre atinados y malhumorados regaños que me sirvieron para corregir el rumbo en los momentos que lo requería.

Gracias al Dr. Uwe Jenchen por compartir sus conocimientos y enseñarme a abordar los desafíos desde un punto de vista diferente, así como por los recursos brindados para el análisis geoquímico de las muestras de este trabajo.

Al Dr. Bodo Weber por haberme incluido en su equipo de investigación de la geología del Precámbrico en México, por haberme invitado a Ensenada y al CICESE y por el análisis geocronológico de las muestras de este trabajo.

Al Dr. José Rafael Barboza Gudiño por la revisión y asesoramiento de este trabajo, así como por sus acertados comentarios y correcciones y valiosas discusiones geológicas que ayudaron a culminar esta tesis.

Se agradece también al personal del CICESE, Sergio Padilla Ramírez, Susana Rosas Montoya, Reneé González Guzmán, Daniela Tazzo Rangel y Tatiana Valencia por su colaboración en los análisis isotópicos y separación de minerales para la geocronología de esta tesis.

A todas las personas que me acompañaron en las diferentes jornadas de muestreo Víctor Leal, Moi Casas, Narda Morales, Marce Rodríguez, Carlos Flores así como a los familiares de Moi que nos recibieron en su casa en el último muestreo de emergencia. Agradecimientos también a Don Eliborio Manzano por colaborar con los primeros trabajos de geología en el AHP y seguir brindando apoyo para las nuevas generaciones de Geólogos que estudiamos dicha área.

A los profesores y exprofesores de FCT que siempre mostraron un sincero interés y apoyo hacia un servidor durante mi desarrollo como estudiante y a este trabajo, Javier Aguilar, Yolanda Pichardo, Juan Carlos Montalvo, Ignacio Navarro, Elizabeth Chacón, Carlos Aguilar, Pedro Rodríguez, Efraín Alva, Roberto Soto, Veronika Dülmer, Jorge Salinas, Sóstenes Méndez, César Ramírez, Andrés Ramos, Jorge Briones, Ana María Garza, Federico Viera, Gabriel Chávez, Adalberto Treviño. Gracias por todas sus enseñanzas durante todo este tiempo.

A mis amigos y compañeros del posgrado Víctor Alejandro Leal Cuellar, Juan Moisés Casas Peña y Diana Cecilia Rodríguez Campero, por todas esas tardes de trabajo compartidas en el cubo 2.

A mis amigos personales José Manuel Tijerina Trujillo, Jazmín Malacara Villarreal, Alfredo Cabrera, Pablo Medina, Lorena De León, Eпитacio Almanza, por mostrar un permanente soporte emocional durante los momentos más difíciles de este periodo, sin importar las circunstancias en las que esos momentos llegaron.

A Adhara y Thomas por recibirme en Ensenada y haberme hecho sentir como en casa en un momento muy importante durante la realización de esta tesis, además a Elí, Eliana, Sebastián, Rubén, muchísimas gracias por todo lo que hicieron por mí.

A Bongo, el más fiel y latoso de los compañeros; que me ha acompañado con la elaboración de este y muchos otros textos que han sido escritos principalmente de noche. Gracias por mantenerte despierto y alerta todos estos años amigo.

Como bien saben la parte final de un trabajo de este tipo siempre conlleva una gran presión y carga de trabajo, por lo que seguramente hay una o más omisiones, sepan que fueron totalmente involuntarias.

Índice

Contenido	Página
Abreviaturas	I
Lista de figuras	II
Lista de tablas	VIII
Resumen	IX
Abstract	XI
1. Generalidades	1
1.1 Introducción	1
1.2. Localización del área de estudio	2
1.3. Trabajos Previos	4
1.4. Justificación	7
1.5. Hipótesis	8
1.6. Metodología	8
1.6.1 Petrografía de láminas delgadas	8
1.6.2 Geoquímica de roca total	8
1.6.3 Isotopía Sm-Nd en roca total	9
1.6.4 Isotopía U–Pb en circón	10
2. Marco Tectónico Regional del Proterozoico	12
2.1 Introducción	12
2.2 Ciclo de Supercontinentes	13
2.3 Rodinia	15
2.4 Proterozoico en México	23
2.4.1 Oaxaquia	24
2.4.2 Evolución tectónica de Oaxaquia durante el Proterozoico	30
2.4.3 Sobrevista General del Basamento Proterozoico del Noroeste de México	34
2.4.4 Modelo tectónico noroeste de México – suroeste de Norte América	35
3. Geología y Desarrollo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina	38
3.1 Complejo Novillo	39
3.1.1 Unidad Los Álamos	40
3.1.2 Suite AMCG San Marcos	42
3.1.3 Unidad Risco Prieto	45
3.1.4 Historia de la Geocronología del Complejo Novillo	46
3.2 Tonalita Peregrina	47
3.3 Grupo Tamatán	49
3.3.1 Fm. Cañón de Caballeros	49

3.3.2 Fm. Vicente Guerrero	50
3.3.3 Riolita Aserradero	51
3.3.4 Fm. Del Monte	52
3.3.5 Fm Guacamaya	53
3.4 Complejo Granjeno	54
4. Resultados	56
4.1 Petrografía	56
4.2 Geoquímica de roca total	61
4.2.1 Unidad Metaígneas	65
4.2.2 Unidad Metasedimentaria	73
4.3 Geocronología U-Pb	75
4.4 Isotopía Sm-Nd	90
5. Discusión	94
5.1 Caracterización de las unidades del Complejo Novillo	94
5.2 Evolución tectónica del Complejo Novillo en el Proterozoico	99
6. Conclusiones y recomendaciones	106
6.1 Conclusiones	106
6.2 Recomendaciones	109
7. Bibliografía	110
8. Anexos	127

Abreviaturas

Ab	Albita
An	Anortita
AHP	Anticlinorio Huizachal-Peregrina
AMCG	Anortosita-Manerita-Charnockita-Granito
CICESE	Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada
CL	Catodoluminiscencia
E	Este
Fm.	Formación
FD	Función Discriminante
HFSE	High Field Strength Elements (elementos de alta intensidad de campo)
HREE	Heavy Rare Earth Elements (elementos de Tierras Raras Pesadas)
LILE	Large Ion Lithophile Elements (elementos litófilos de iones grandes)
LREE	Light Rare Earth Elements (elementos de Tierras Raras Ligeras)
N	Norte
NE	Noreste
NO	Noroeste
O	Oeste
Or	Ortoclasa
S	Sur
SE	Sureste
SMOc	Sierra Madre Occidental
SMOr	Sierra Madre Oriental
SO	Suroeste

Lista de figuras

Figura	Descripción	Página
Fig. 1.1	Subdivisión de la corteza continental de México en la actualidad propuesta por Ortega-Gutiérrez et al. (2018) incluyendo la ubicación de las localidades en las que el basamento cristalino de Oaxaquia se encuentra expuesto. Modificado a partir de Ortega-Gutiérrez et al. (2018) .	2
Fig. 1.2	Mapa de localización del área de estudio en donde se muestra la distribución geográfica del AHP, así como de los cañones que lo cortan. Curvas de nivel obtenidas a partir de las cartas del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), cartas F14A19 y F14A29.	3
Fig. 2.1	Espectro de edades U–Pb en circones detríticos presentado por Hawkesworth et al. (2010) . En la imagen se muestra el tiempo en el que aparecen los diferentes supercontinentes en comparación con la edad de las fases de “orogénesis” propuestas por Rucorn (1962) marcadas con las flechas negras. Tomada de Meert (2012) .	12
Fig. 2.2	Secciones esquemáticas de los modelos idealizados del ciclo de los supercontinentes en la historia de la tierra a partir de Silver y Behn (2008) y Bradley (2011) ; Explicación en el texto. C: Colisión; P: Margen Pasiva, S: Zona de Subducción; Z: Ambiente de formación de circones. Los letreros cancelados representan la terminación del proceso tectónico.	13
Fig. 2.3	Mapa simplificado de Rodinia a 900 Ma. Tomado de Li et al. (2008) .	15
Fig. 2.4	Localización de Laurencia – Amazonia – Báltica a ~990 Ma con la ubicación de los diferentes eventos orogénicos que llevaron al ensamble de la parte central de Rodinia. Tomado de Cawood y Pisarevsky, 2017 .	17
Fig. 2.5	Tabla cronoestratgráfica esquematizada de eventos tectónicos clave durante la interacción Laurencia – Báltica – Amazonia durante el Mesoproterozoico Tardío y el Neoproterozoico temprano. MPT: Magmatismo post-tectónico, ABA: Afloramientos del basamento appalachiano. Tomado de Cawood y Pisarevsky, 2017 .	18
Fig. 2.6	Esquema de los mecanismos que dieron lugar a la generación de la superpluma del manto durante la disgregación de Rodinia. Tomado de Li et al. (2008) .	21
Fig. 2.7	Reconstrucción paleogeográfica esquematizada de la disgregación de Rodinia de 825 – 680 Ma. Los óvalos color naranja representan la posición hipotética de la superpluma del manto. Tomado de Li et al. (2013) . A: Amazonia; AO: África Oeste; Aus: Australia; B: Báltica; C: Congo; CN: China Norte; CS: China Sur; I: India; K: Kalahari; S: Siberia; Sa: Sahara.	22
Fig. 2.8	Mapa tectónico de México que muestra la distribución y límites del microcontinente Oaxaquia. LD: Las Delicias (Lopez et al., 2001), CN: Complejo Novillo (este trabajo), ET: El Toro, SD: Santo Domingo, GV: Grupo Ventura (Ruiz et al., 1988), GH: Gneis Huiznopala (Lawlor et al., 1999), CO: Complejo Oaxaqueño (Keppie et al., 2001; 2003), CG: Complejo Guichicovi (Weber y Kólher, 1999), CAT: Complejo Anortosítico El Triunfo (Cisneros-de León et al., 2017). Modificado a partir de Casas-García (2014) . Las líneas punteadas representan la extensión de los paleocontinentes Laurencia (en color azul) y Gondwana (en color rojo).	23
Fig. 2.9	Modelo esquematizado de la evolución tectónica de Oaxaquia en el contexto de la disgregación del supercontinente Columbia y el ensamble de Rodinia. Tomado de Weber et al., 2010 y Weber y Schulze 2014 . Am: Amazonia; Ba: Báltica; C: Congo; G: Groenlandia; Lau: Laurencia; R: Río de la Plata; SF: Sao Francisco, WA: África Oeste. Para la descripción de la imagen revisar el texto	31
Fig. 2.10	Modelo esquemático de la interacción entre Amazonia – Báltica – Laurencia – Oaxaquia durante la parte final de la disgregación de Rodinia. (a) Inicio de la dispersión final de Rodinia a 620 Ma mediante magmatismo de una superpluma del manto en la Provincia Magmática Central de Iapetus y los enjambres de diques en los diferentes continentes. (b) Transición entre la etapa de Rift y Drif continental entre los continentes y el nacimiento del Océano Iapetus. (c) Océano Iapetus totalmente formado, inicio de la convergencia en la parte de Amazonia. A: Amazonia; AO: África Oeste, B: Báltica; E: Egersund; G: Groenlandia; K: Kalahari; L: Laurencia; LR: Lone Range; N: Complejo Novillo; Ox: Oaxaquia; PMCI: Provincia Magmática Central de Iapetus; S: Siberia. Tomado de Weber et al. (2019) .	33
Fig. 2.11	Modelo esquematizado de la evolución tectónica del noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos. (a) Provincia Mojave la cual representa la zona continental, cierre del océano entre el Arco Yavapai-Caborca y ubicación del Arco Mazatzal, antes de la colisión de los arcos con la zona continental. (b) Colisión oblicua del Arco Yavapai-Caborca durante la denominada Orogenia Yavapai. (c) Colisión del Arco Mazatzal que explica el Doble Oroclinal Caborca. Tomado de Irrondo y Premo, (2011) . AC: Arco Caborca; AM: Arco Mazatzal; AY Arco Yavapai; OTH: Orógeno Trans Hudson; PM: Provincia Mojave; PS: Provincia Superior; PW: Provincia Wyoming; ZTGF: Zona Tectónica Grat Falls	35

Figura	Descripción	Página
Fig. 3.1	Mapa geológico simplificado de la Sierra Madre Oriental en el área del Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Además se muestran las localidades Aramberri (Nuevo León), Miquihuana y Bustamante (Tamaulipas). Tomado de Barboza-Gudiño et al. (2011) .	36
Fig. 3.2	Mapa geológico del área de estudio. Modificado a partir de Ramírez-Ramírez et al. (1992) y Alemán-Gallardo et al. (2019b) .	37
Fig. 3.3	Afloramientos de gneises félsicos de la unidad Los Álamos del Complejo Novillo. a) Gneis félsico del cañón Novillo con bandeamiento de ~10 cm de espesor. b) Gneis félsico en el cañón Novillo. c) Gneis félsico con bandeamiento fino en el cañón Peregrina. d) Gneis félsico en el cañón Peregrina con evidencia de migmatización post-metamórfica. e) Dique pegmatítico que corta perpendicularmente a la fábrica del gneis félsico en el cañón Novillo. f) Sector migmatizado del gneis félsico en el cañón Novillo.	39
Fig. 3.4	a) Metaganito perteneciente a la unidad Los Álamos en el cañón Peregrina. b) Gneis máfico de la unidad Los Álamos en el cañón Novillo.	40
Fig. 3.5	Afloramientos de las rocas pertenecientes a la Unidad San Marcos. a) Afloramiento de gneis <i>sensu stricto</i> en el cañón Novillo. b) Vista en detalle del contacto de bandas claras y oscuras del gneis de la unidad San Marcos; Cañón Novillo. c) Vista general de afloramiento de meta-anortositas con una de las escasas bandas compuestas de piroxeno y granate en el Cañón Novillo. d) Vista en detalle de afloramiento de meta-anortosita, notese como la foliación es bastante más fina que en el resto de las unidades del complejo; Cañón Novillo. e) Dique de metaferrodiorita rico en granate que corta la fábrica de la meta-anortosita; Cañón Novillo. f) Vista en detalle del dique de ferrodiorita rica en granate de la fotografía anterior.	41
Fig. 3.6	Afloramientos de la unidad Risco Prieto. a) Paragneises con Intercalaciones de meta-arcosa y anfibolita en la localidad Poza del Granjeno en el cañón Peregrina. b) Vista en detalle de paragneises con bandeamiento plegado en el cañón Peregrina. c) Vista en detalle de anfibolita que se diferencia de los metagabros de la unidad San Marcos. d) Mina de marmol en la unidad Risco Prieto, cañón Caballeros.	44
Fig. 3.7	Reconstrucción paleogeográfica simplificada para el Ordovícico a partir de González-Guzmán (2016) , Alemán-Gallardo (2019a) y Merdith et al. (2020) . El punto rojo representa la posición de la Tonalita Peregrina para este tiempo de acuerdo a Ramírez-Fernández et al., 2021 . Ch: Chortis; F: Florida; M: Maya; Oax: Oaxaquia.	46
Fig. 3.8	Reconstrucción paleogeográfica simplificada para el final del Silúrico–Devónico Temprano a partir de Merdith et al. (2020) y Casa-Peña et al. (2021) . El punto rojo representa la posición de la Cuenca Tamatán, mientras que las flechas las posibles fuentes de sedimentos de la Fm. Cañón de Caballeros. Ch: Chortis; F: Florida; M: Maya; Oax: Oaxaquia.	48
Fig. 3.9	Reconstrucción paleogeográfica simplificada para el final del Misisípico a partir de Merdith et al. (2020) y Casa-Peña et al. (2021) . El punto rojo representa la posición de la Cuenca Tamatán y las flechas las posibles fuentes de sedimentos de la Fm. Vicente Guerrero; el punto amarillo marca la posición de la Riolita Aserradero. Ch: Chortis; F: Florida; M: Maya; Oax: Oaxaquia.	49
Fig. 3.10	Reconstrucción paleogeográfica simplificada para Pérmico a partir Merdith et al. (2020) y Casa-Peña et al. (2021) . El punto rojo representa la posición de la Cuenca Tamatán y las flechas las posibles fuentes de sedimentos de la Fm. Guacamaya. Ch: Chortis; F: Florida; M: Maya; Oax: Oaxaquia.	51
Fig. 4.1	Microfotografías de los gneises félsicos de la unidad Los Álamos. a) Gneis cuarzo-feldespático perteneciente al cañón Novillo con textura granoblástica. b) Antipertitas en gneis félsico del cañón Novillo. c) Gneis félsico con textura porfiroblástica perteneciente al cañón Peregrina. d) Gneis félsico con textura porfiroblástica con atriz cuarzo-feldespática y porfiroblastos de cuarzo, perteneciente al cañón Peregrina.	54
Fig. 4.2	Microfotografías de los metagranitos de la unidad Los Álamos. a) Metagranito con agregados de cuarzo policristalino y pertita. b) Metagranito con agregados de cuarzo policristalino con bordes indentados.	55
Fig. 4.3	Microfotografías de los gneises máficos de la unidad Los Álamos. a) Remanentes de la mineralogía original de los gneises máficos de la unidad Los Álamos compuestos de piroxeno rempazado parcialmente por clorita y plagioclasa remplazada parcialmente por sericita. b) Plagioclasa como mineral de metamorfismo retrógrado llenando fracturas y remplazando granate.	56
Fig. 4.4	Microfotografías de las meta-anortositas de la unidad San Marcos. a) Meta-anortosita con textura granolástica; se observa como los cristales de plg de menor tamaño conservan parcialmente sus maclas polisintéticas. b) Meta-anortosita de grano grueso; se observa la alteración a sericita de los cristales gruesos de plg.	56
Fig. 4.5	Microfotografías de las iintercalaciones de metagranito-metagabro (gneises bandeados) de la unidad San Marcos. a) Metagranito con textua granoblástica orientada. b) Metagranito con textura ganoblástica; nótese las texturas de exolución de los feldespatos característica para esta unidad. c) Metagabro con texturaganoblástica. d) Dique de ferrodiorita rico en granate.	57
Fig. 4.6	Microfotografías de los paragneises de la unidad Risco Prieto.	58

Figura	Descripción	Página
Fig. 4.7	Clasificación normativa de las rocas del Complejo Novillo. a) Diagrama ternario de An-Ab-Or normativos de muestras pertenecientes al Complejo Novillo (a partir de Hietanen, 1967); b) Clasificación de granitoides basada en composiciones normativas de AN-Or-Ab para rocas del complejo Novillo y Oaxaquia (a partir de Barker, 1979). Ab: albita, An: anortita, Or: ortoclasa. Datos tomados de CN: Cameron et al. (2004) , GH: Lawlor et al. (1999) , CO: Keppie et al. (2001, 2003) , Keppie y Dostal (2007) , CG: Weber y Hecht (2003) , LD: Lopez et al. (2001) .	64
Fig. 4.8	Diagrama de tierras raras REE normalizado contra condritas del Complejo Novillo y litologías equivalentes de Oaxaquia. Valores de normalización a partir de Sun y McDonough (1989) . Datos de Oaxaquia tomados de CN: Casas-García (2014) , GH: Lawlor et al. (1999) , CO: Keppie et al. (2001, 2003) , Keppie y Dostal (2007) , CG: Weber y Hecht (2003) , LD: Lopez et al. (2001) , ET: Cisneros-De León et al. (2017) .	66
Fig. 4.9	Diagrama multielementos normalizado contra N-MORB del Complejo Novillo. Valores de normalización a partir de Sun y McDonough (1989) .	68
Fig. 4.10	Diagramas de discriminación tectonomagmática basados en relaciones logarítmicas de elementos mayores y traza del Complejo Novillo y Oaxaquia. Fig. 8 a–c: para rocas ácidas del Precámbrico a partir de Verma et al. (2013) ; Fig. 4.10 d–f para rocas básicas y ultrabásicas a partir de Verma y Agrawal (2011) . AC: Arco Continental; AI: Arco de Islas; BAI: Basalto de Arco de Islas; BIO: Basalto de Isla Océánica; BRC: Basalto de Rift Continental; Col: Colisional; MORB: Mid-Ocean Rift Basalt (Basalto de Dorsal Centro-Océánica); RC: Rift Continental. Los campos rellenos representan a las rocas de Oaxaquia que pertenecen al magmatismo de arco mientras que los campos únicamente delineados representan las rocas pertenecientes al magmatismo tipo AMCG. Datos de Oaxaquia tomados de CN: Cameron et al. (2004) , GH: Lawlor et al. (1999) , CO: Keppie et al. (2001, 2003) , Keppie y Dostal (2007) , CG: Weber y Hecht (2003) , LD: Lopez et al. (2001) , ET: Cisneros-De León et al., (2017) .	69
Fig. 4.11	Diagramas de clasificación y caracterización de fuente para las rocas metasedimentarias del Complejo Novillo. a) Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ a partir de Jenchen (2018) ; modificado de Pettijohn et al. (1972) y Roser y Korsch (1986) . b) Diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc a partir de McLennan et al. (1993) , modificado por Bahlburg (1998) , Jenchen (2001) , Jenchen y Rosenfeld (2002) y Jenchen (2018) . c) Diagrama Cr vs. Th/Sc a partir de Jenchen (2018) . d) Diagrama $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ vs. Ti/Nb a partir de Jenchen (2018) .	72
Fig. 4.12	Diagrama de REE normalizado contra condritas de la unidad Riso Prieto del Complejo Novillo. Valores de normalización a partir de Sun y McDonough (1989) .	73
Fig. 4.13	Diagrama multielementos normalizado contra N-MORB de la unidad Risco Prieto del Complejo Novillo. Valores de normalización a partir de Sun y McDonough (1989) .	73
Fig. 4.14	Información de circones pertenecientes al metagranito de la muestra GLP9 de la unidad Los Álamos del complejo Novillo. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia >95% de la muestra. Los elipses rojos representan edades del Ectasiano; los elipses grises representan análisis con pérdida de Pb antigua; los elipses azules representan edades del Toniano. c) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb para los circones con edades pertenecientes al Toniano.	76
Fig. 4.15	Información de circones pertenecientes al gneis félsico migmatizado de la muestra GNL30 de la unidad Los Álamos del complejo Novillo. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Los b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia >95% de la muestra. Los elipses rojos representan los análisis con edades del Ectasiano; los elipses grises representan análisis con pérdida de Pb antigua. c) Edad promedio ponderada ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) para los 5 análisis más antiguos presentes en la muestra.	78
Fig. 4.16	Información de circones selectos pertenecientes a la migmatita de la muestra L2 perteneciente al complejo Novillo en el cañón Peregrina. a) Diagrama concordia Wetherill, la línea roja representa la línea de discordia mientras que el campo gris representa el área de incertidumbre de la misma. Los elipses rojos representan edades del Ectasiano; los elipses grises representan análisis con pérdida de Pb antigua; los elipses verdes representan bordes de crecimiento pertenecientes al Esteniano; los elipses azules representan edades del Toniano. b) Promedios ponderados de los diferentes grupos de circones en la muestra.	79

Figura	Descripción	Página
Fig. 4.17	Información de circones pertenecientes al dique pegmatítico de la muestra GNL3 que corta a la unidad Los Álamos del complejo Novillo. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. Los elipses grises representan edades de núcleos heredados con pérdida de Pb; los elipses rojos representan edades de cristalización de la roca; los elipses azules representan edades del Toniano. c) Edad promedio ponderada ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) considerados para la edad de cristalización de la roca.	81
Fig. 4.18	Información de circones de una de las bandas claras del gneis de la muestra GNL33 perteneciente a la Suite AMCG San Marcos del complejo Novillo. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. Los elipses grises representan edades de cristales heredados con pérdida de Pb; los elipses rojos representan edades de cristalización de la roca; los elipses azules representan posibles edades del Toniano. c) Edad promedio ponderada ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) considerados para la edad de cristalización de la roca con concentración de U.	82
Fig. 4.19	Información de circones de la metaferrodiorita de la muestra GNL24 de la Suite AMCG San Marcos del complejo Novillo. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. c) Edad promedio ponderada ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).	83
Fig. 4.20	Información de circones de la metaferrodiorita de la muestra GNL31 de la Suite AMCG San Marcos del complejo Novillo. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. Los elipses grises representan edades de cristales heredados con pérdida de Pb; los elipses rojos representan edades de cristalización de la roca.	84
Fig. 4.21	Información de circones de la meta-anortosita de la muestra GNL32 de la Suite AMCG San Marcos del complejo Novillo. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. Los elipses grises representan edades de cristales heredados con pérdida de Pb; los elipses rojos representan edades de recristalización de la roca.	86
Fig. 4.22	Información de circones del paragneis la muestra GLP30 del cañón Peregrina. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. Los elipses azules representan edades de cristales detríticos con pérdida de Pb; los elipses rojos representan edades de metamorfismo de la roca. c) Histograma y diagrama de probabilidad relativa de edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.	87
Fig. 4.23	Información de circones del paragneis la muestra GLP31 del cañón Peregrina. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. Los elipses azules representan edades de cristales detríticos con pérdida de Pb; los elipses rojos representan edades de metamorfismo de la roca. c) Histograma y diagrama de probabilidad relativa de edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.	88
Fig. 4.24	Información de circones del paragneis la muestra GLP32 del cañón Peregrina. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. Los elipses azules representan edades de cristales detríticos con pérdida de Pb; los elipses rojos representan edades de metamorfismo de la roca. c) Histograma y diagrama de probabilidad relativa de edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.	90
Fig. 4.25	Líneas evolutivas de Nd para las rocas del Complejo Novillo. a) Rocas metaígneas. b) Rocas metasedimentarias. Línea de evolución del manto empobrecido a partir de De Paolo (1981). Datos de los complejos Novillo, Huiznopala y Oaxaqueño tomados de Patchett y Ruiz (1987) ; Complejo Guichicovi a partir de Weber y Köhler (1999) ; Complejo El Triunfo a partir de Weber et al. (2018) .	92
Fig. 5.1	Evolución tectónica del Complejo Novillo. Modificado a partir de Weber et al. (2010; 2019; 2020) y Weber y Schulze (2014) . Para explicación revisar el texto. Am: Amazonia, Ba: Báltica, C: Congo, G: Groenlandia, Ox: Oaxaquia, R: Río de la Plata, SF: São Francisco, WA: África Oeste.	103

Figura	Descripción	Página
Anexo 3	Imágenes CL de los circones pertenecientes a la muestra GLP9. Se muestra también la localización del análisis y edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.	130
Anexo 5	Imágenes CL de los circones pertenecientes a la muestra GNL30. Se muestra también la localización del análisis y edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.	133
Anexo 7	Imágenes CL de los circones pertenecientes a la muestra L2. Se muestra también la localización del análisis y edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.	136
Anexo 9	Imágenes CL de los circones pertenecientes a la muestra GNL3. Se muestra también la localización del análisis y edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.	140
Anexo 11	Imágenes CL de los circones pertenecientes a la muestra GNL33. Se muestra también la localización del análisis y edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.	143
Anexo 13	Imágenes CL de los circones pertenecientes a la muestra GNL24. Se muestra también la localización del análisis y edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.	146
Anexo 15	Imágenes CL de los circones pertenecientes a la muestra GNL31. Se muestra también la localización del análisis y edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.	149
Anexo 17	Imágenes CL de los circones pertenecientes a la muestra GNL32. Se muestra también la localización del análisis y edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.	152
Anexo 19	Imágenes CL de los circones pertenecientes a la muestra GLP30. Se muestra también la localización del análisis y edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.	155
Anexo 21	Imágenes CL de los circones pertenecientes a la muestra GLP32. Se muestra también la localización del análisis y edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.	160
Anexo 23	Imágenes CL de los circones pertenecientes a la muestra GLP33. Se muestra también la localización del análisis y edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.	165

Lista de tablas

Tabla	Descripción	Página
Tabla 4.1	Resultados del análisis geoquímico de la unidad Los Álamos.	59
Tabla 4.2	Resultados del análisis geoquímico de la unidad San Marcos.	60
Tabla 4.3	Resultados del análisis geoquímico de las intrusiones post-orogénicas y la unidad Risco Prieto.	61
Tabla 4.4	Funciones discriminantes utilizadas para separar las muestras de la Fig. 4.10.	70
Tabla 4.5	Datos isotópicos del Sistema Sm-Nd pertenecientes a las muestras del Complejo Novillo.	93
Tabla 5.1	Resumen de los resultados de geocronología U-Pb del Complejo Novillo (Ma).	99
Anexo 1	Composición geoquímica de elementos mayores ajustados a base seca de las rocas del Complejo Novillo.	127
Anexo 2	Composición normativa de la roca	128
Anexo 4	Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP9	131
Anexo 6	Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL30	134
Anexo 8	Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra L2	138
Anexo 10	Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL3	141
Anexo 12	Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL33	144
Anexo 14	Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL24	147
Anexo 16	Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL31	150
Anexo 18	Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL32	153
Anexo 20	Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP30	156
Anexo 22	Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP31	161
Anexo 24	Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP32	166
Anexo 25	Datos de LA- MC-ICP-MS de los materiales de referencia.	170

Resumen

El Complejo Novillo, conocido anteriormente como Gneis Novillo, representa una parte del basamento en el NE de México expuesto el núcleo erosionado del Anticlinorio Huizachal-Peregrina (Cd. Victoria, México) y que es el objeto de estudio de la presente tesis. Se ha optado bautizarlo así para incluir todas las rocas metamorizadas a principios del Neoproterozoico.

Con base en relaciones de campo, composición modal, geoquímica de roca total, relaciones isotópicas de Nd y geocronología U-Pb, ha sido posible subdividir al Complejo Novillo en tres unidades principales: (a) *Unidad Los Álamos*, (b) *Unidad San Marcos* y (c) *Unidad Risco Prieto*, además de diferentes intrusiones post-orogénicas. La unidad Los Álamos se conforma por gneises félsicos, gneises máficos y metagranitos y representa a las rocas generadas durante el magmatismo de arco del Complejo Novillo. La unidad San Marcos está compuesta por meta-anortositas y gneises bandeados *sensu stricto* y metanelsonitas, englobando todas las rocas del magmatismo AMCG del Complejo Novillo. La unidad Risco Prieto comprende a todas las rocas metasedimentarias del complejo y está constituida por paragneises, anfibolitas y mármoles con silicatos de magnesio.

El análisis geocronológico U-Pb en circón ha permitido establecer la edad del magmatismo de arco del Complejo Novillo 1.33 (aquí denominado como etapa de arco intermedio de Oaxaquia). El Complejo Novillo contienen migmatización a 1.09 Ga, tiempo en el que se interpreta que el arco insular de Oaxaquia se acrecionó a Amazonia generando la Orogenia Olmeca en el Complejo Novillo. El magmatismo AMCG responsable de las rocas de la unidad San Marcos se dio hace ~1030 Ma. La información geocronológica sugiere que la Orogenia Zapoteca se desarrolló en el Complejo Novillo hace 971 Ma. El Complejo Novillo al igual que el resto de Oaxaquia, experimentó un periodo de colapso orogénico posterior a la Orogenia Zapoteca, evento el cuál se desarrolló a 930 Ma. Los circones con edades más jóvenes del Complejo Novillo pertenecen a zonas migmatizadas de la unidad Los Álamos y poseen edades de entre 607 y 596 Ma. Estas últimas edades son ligeramente más jóvenes que las reportadas de los diques máficos que cortan al complejo, por lo que se interpreta el evento magmático responsable de su generación incrementó la temperatura del complejo lo suficiente para causar la migmatización local en algunos sectores del Complejo Novillo.

La unidad Los Álamos presenta valores $\epsilon_{Nd}(t)$ de 2.76 – 2.36 con edades modelo T_{DM} de 1.6 y 1.45 Ga que corresponden a un evento magmático derivado del manto empobrecido sin contaminación cortical importante, mientras que las edades T_{DM} de la unidad San Marcos son de 1.44 – 1.33 Ga con valores $\epsilon_{Nd}(t) = -1.24 – 1.44$, lo que indica la posibilidad de que estas rocas se encontraron expuestas a diferentes grados de contaminación cortical durante su evolución magmática. Las rocas metasedimentarias de la unidad Risco Prieto contienen evidencia de todos los eventos tectonotermales hasta ahora mencionados y al no encontrar evidencia de circones detríticos más antiguos que aquellos presentes en las unidades metaígneas. Se interpreta que los sedimentos que dieron lugar a los euductos de la unidad Risco Prieto se depositaron en una cuenca local con aporte únicamente de las rocas que hoy conforman al Complejo Novillo, lo cual es consistente con las edades T_{DM} de 1.39 – 1.25 Ga de esta unidad.

Abstract

The Novillo Complex, formerly known as Novillo Gneiss, is one of the exposed units in the eroded core of the Huizachal-Peregrina Anticlinorium (Cd. Victoria, Mexico) and is the object of study of this thesis. It has been chosen to name it that way to include all the rocks metamorphosed at the beginning of the Neoproterozoic.

Based on field relationships, modal composition, whole rock geochemistry, Nd isotopic ratios, and U-Pb geochronology, it was possible to subdivide the Novillo Complex into three main units: (a) *Los Alamos Unit*, (b) *AMCG San Marcos Suite*, and (c) *Risco Prieto Unit*, in addition to different post-orogenic intrusions. The Los Álamos unit is composed of felsic gneisses, mafic gneisses and metagranites and represents the rocks generated during the arc magmatism of the Novillo Complex. The AMCG San Marcos Suite is composed of meta-anorthosites and banded gneisses *sensu stricto* and metanelsonites, encompassing all the rocks of the AMCG magmatism of the Novillo Complex. The Risco Prieto unit includes all the metasedimentary rocks of the complex and is made up of paragneisses, amphibolites and marbles with magnesium silicates.

The U-Pb geochronological analysis in zircon has allowed to establish the age of the arc magmatism of the Novillo Complex at 1.33 Ga (here referred as the intermediate arc stage of Oaxaca). The Novillo Complex shows migmatization evidence at 1.09 Ga, date that is interpreted as the time when insular Oaxaquia arc is accreted to Amazonia, during the Olmec Orogeny in the Novillo Complex. The AMCG magmatism responsible for the rocks of the San Marcos unit occurred at ~1030 Ma. Geochronological information suggests that the Zapotec Orogeny developed in the Novillo Complex at 971 Ma. The Novillo Complex like the rest of Oaxaquia, experienced a period of orogenic collapse after the Zapotecan Orogeny, an event which developed at 930 Ma. The younger aged zircons of the Novillo Complex belong to migmatized zones of the Los Álamos unit which age ranges between 607 and 596 Ma. These are slightly younger than those reported from the mafic dikes that cut the complex, so the magmatic event responsible for their generation is interpreted to have increased the temperature of the complex enough to cause local migmatization in some sectors of the Novillo Complex.

The Los Álamos unit presents $\epsilon_{Nd}(t)$ values of 2.76 – 2.36 with model TDM ages of 1.6 and 1.45 Ga that correspond to a magmatic event derived from the depleted mantle without significant crustal contamination, while the TDM ages of the San Marcos unit are 1.44 – 1.33 Ga with $\epsilon_{Nd}(t)$ values = -1.24 – 1.44, indicating the possibility that these rocks were exposed to different degrees of crustal contamination during their magmatic evolution. The metasedimentary rocks of the Risco Prieto unit contain evidence of all the tectonothermal events mentioned so far and no evidence of detrital zircons older than those present in the metaigneous units was found. It is interpreted that the sediments that gave rise to the educts of the Risco Prieto unit were deposited in a local basin with contributions only from the rocks that today make up the Novillo Complex, which is consistent with the TDM ages of 1.39 – 1.25 Ga of this unit.

I. Generalidades

1.1 Introducción

Descifrar el desarrollo de la evolución geológica de México durante el Proterozoico ha sido una tarea ardua para los investigadores, dado que la mayor parte del país se encuentra cubierto por depósitos fanerozoicos tanto sedimentarios como volcánicos. Los afloramientos de rocas del Proterozoico en México figuran como evidencia de eventos tectonotermales, orogenias y cuencas que se desarrollaron durante diversos ciclos de supercontinentes.

A grandes rasgos, las rocas proterozoicas en México se dividen de acuerdo al marco geológico en el que se desarrollaron. En el noroeste del país se encuentran las rocas que han sido interpretadas como continuación del paleocontinente Laurencia hacia México y que afloran en Sonora y Chihuahua. En cambio, los afloramientos en Tamaulipas, Hidalgo, Oaxaca, han sido interpretados como exposiciones de Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995). Por otra parte, los afloramientos localizados en el estado de Chiapas forman parte del terreno Maya (p. ej. González-Guzmán et al., 2016; Cisneros-De León et al., 2017; Weber et al., 2018). La distribución de estos bloques se encuentra enmarcada en la Fig. 1.1, en el mapa de terrenos tectonoestratigráficos propuesto por Ortega-Gutiérrez et al. (2018).

El basamento metamórfico del Proterozoico en el NE de México, descrito en este trabajo como Complejo Novillo, se expone al oeste de Ciudad Victoria, Tamaulipas y ha sido asumido como la exposición más septentrional del microcontinente Oaxaquia. Estudios previos han propuesto modelos regionales para explicar la evolución tectónica de dicho microcontinente (p. ej. Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Solari et al. 2003; Weber et al., 2010; Weber y Schulze, 2014) basados en información obtenida a partir de las demás exposiciones de rocas precámbricas en México. Por otra parte, el Complejo Novillo ha sido interpretado como parte de éste, sin un completo análisis geológico, geoquímico y geocronológico integrado que involucre la totalidad de unidades pertenecientes a este complejo, lo que representaría una pieza clave para entender el desarrollo de Oaxaquia.

Localmente, los trabajos previos incluyen mapeo geológico (Castillo-Rodríguez, 1988; Ramírez-Ramírez, 1992), determinación de las condiciones de metamorfismo (Orozco-Esquivel, 1990), geocronología U–Pb en circón para unidades selectas (Cameron et al., 2004; Weber et al., 2010) y análisis tectonotermal (Trainor et al., 2011). En estos trabajos la evolución tectónica del Complejo Novillo ha sido parcialmente discutida, dejando varios temas sin resolver. Además, cabe resaltar que la mayor parte de los trabajos previos que han sido realizados en el Complejo Novillo, además del mapeo general y sumario de litologías realizado por Ramírez-Ramírez (1992), han sido llevados a cabo solamente en el área del Cañón Novillo, excluyendo de todos los modelos presentes para Oaxaquia la información presente en los vecinos cañones Peregrina y Caballeros.

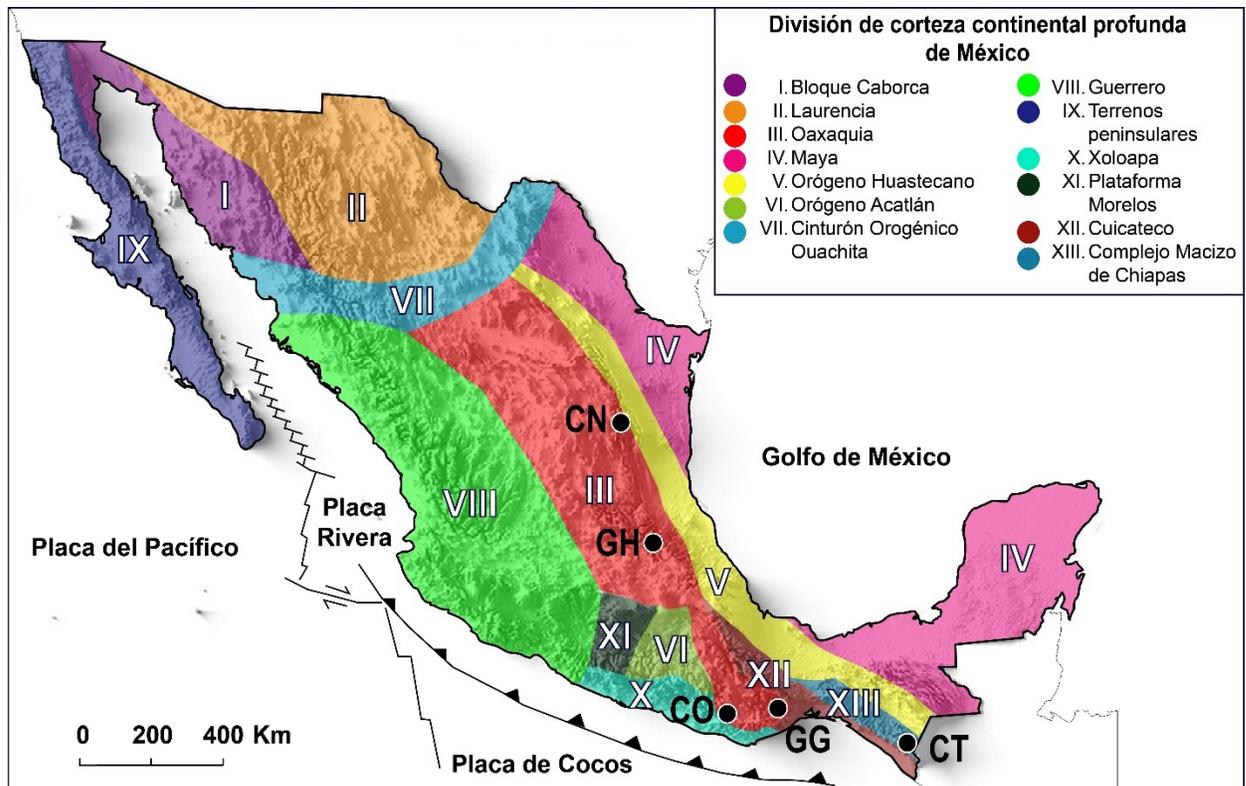


Fig. 1.1 Subdivisión de la corteza continental de México en la actualidad propuesta por Ortega-Gutiérrez et al. (2018) incluyendo la ubicación de las localidades en las que el basamento cristalino de Oaxaquia se encuentra expuesto. Modificado a partir de Ortega-Gutiérrez et al. (2018).

El Complejo Novillo ha representado un rol importante durante la evolución no solo de Oaxaquia, sino que también en la evolución del basamento pre-Mesozoico del NE de México. Una interpretación geodinámica que relacione al Complejo Novillo y a las diferentes unidades metamórficas, ígneas y sedimentarias que conforman el basamento Paleozoico del NE de México como un todo, se encuentra obstaculizada dada la falta de información geoquímica, isotópica y geocronológica de la unidad base, a partir de la cual se ha planteado se desarrollaron las unidades subsecuentes.

1.2 Localización del área de estudio

El basamento proterozoico del NE de México se encuentra expuesto en la mega-estructura denominada Anticlinorio Huizachal-Peregrina (AHP), el cual forma parte de las estructuras plegadas mesozoicas de la Sierra Madre Oriental. El AHP se ubica al oeste de Ciudad Victoria en el estado de Tamaulipas (Fig. 1.2). Los cañones producto de la erosión que cortan al AHP son los que permiten el acceso a los afloramientos que exponen las diversas litologías pertenecientes a las rocas pertenecientes al Precámbrico y Paleozoico, que en su conjunto conforman el Bloque Cd. Victoria (Ramírez-Fernández et al., 2021).

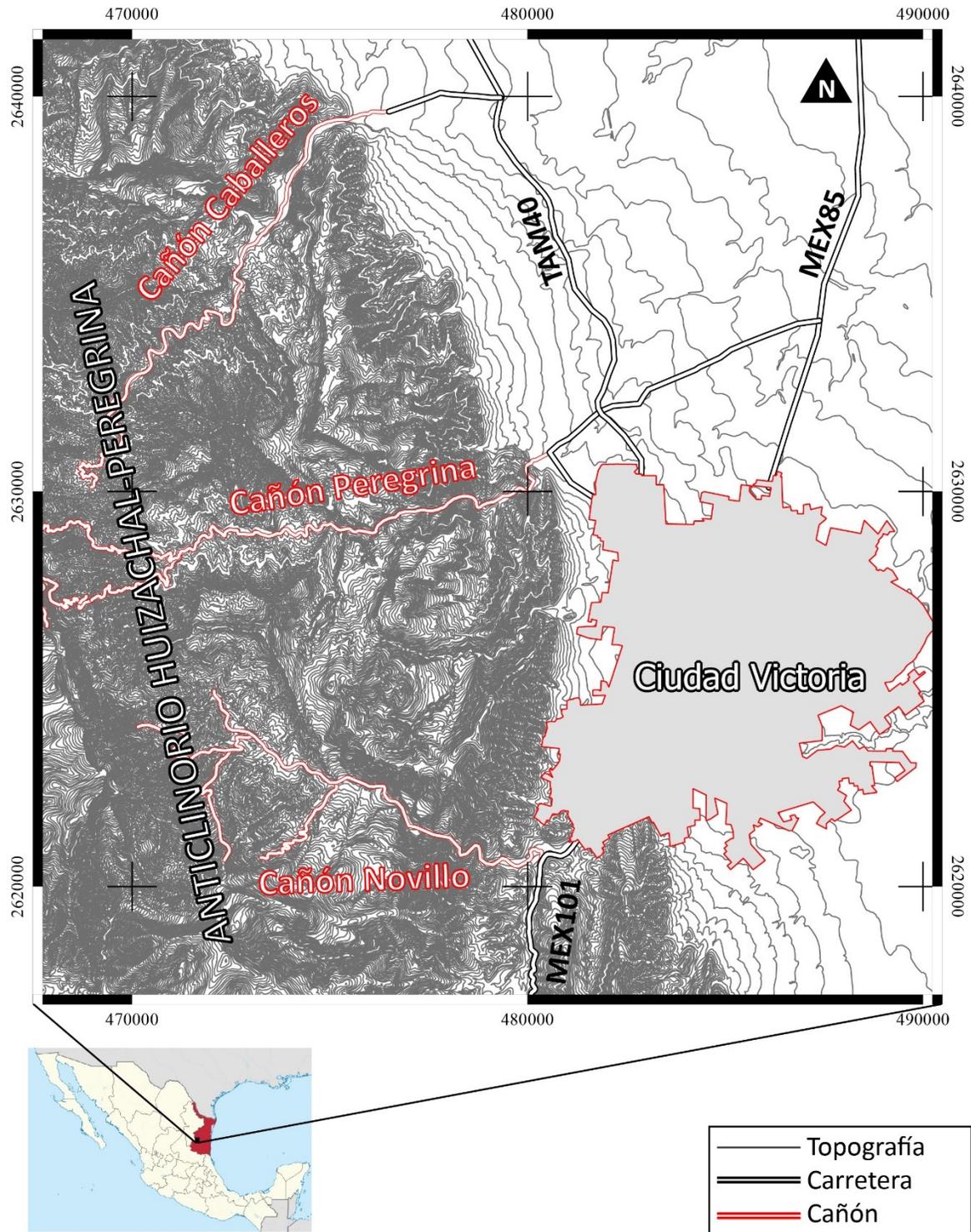


Fig. 1.2 Mapa de localización del área de estudio en donde se muestra la distribución geográfica del AHP, así como de los cañones que lo cortan. Curvas de nivel obtenidas a partir de las cartas del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), cartas F14A19 y F14A29.

El Cañón Caballeros presenta la exposición más al N del basamento cristalino en el AHP. Para acceder a dicho cañón, partiendo de Ciudad Victoria, es necesario tomar la carretera interejidal TAM40, Ciudad Victoria – Santa Engracia con dirección al norte. En las coordenadas 14R0479183 E – 2640294 N se toma el camino Ciudad Victoria – Caballeros – Boca de San Pedro con dirección al ejido Santa Ana, donde se ubica la entrada al cañón.

El Cañón Peregrina es la ruta que permite el acceso a la parte central del basamento cristalino del AHP. Para llegar a dicha localidad es necesario, de igual manera que con el Cañón Caballeros, tomar la carretera interejidal TAM40, Ciudad Victoria – Santa Engracia pero en el ejido La Libertad, se toma la Calle Industrial Mexicana (14R0481827 E – 2631972 N) con dirección al parque recreativo “Los Troncones”, que marca la entrada de dicho cañón.

El Cañón Novillo es el acceso austral al basamento cristalino del AHP. Para acceder a dicho cañón se toma la carretera México 101 Ciudad Victoria – Tula con dirección al oeste y en las coordenadas 14R480336 E – 2620505 N, en las instalaciones de la compañía Regiocal® (molino de serpentinita), se toma el camino de terracería que da el acceso a este cañón.

1.3 Trabajos Previos

A continuación, se describe un breve resumen de los trabajos que incluyen información sobre las rocas metamórficas pertenecientes al Proterozoico en el AHP y su respectivo marco geodinámico, así como de sus unidades relacionadas.

Carrillo-Bravo (1961): Realizó un trabajo pionero de exploración geológica moderna en el núcleo del AHP, describiendo las unidades paleozoicas y precámbricas. En este trabajo introduce el término “Anticlinorio Huizachal-Peregrina” para denominar a la estructura plegada que expone rocas del Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico en el área. Él describe la geología local y explica como en la parte central del anticlinorio afloran rocas metamórficas como gneises, anfibolitas, esquistos y mármoles. Cabe destacar que este autor denomina a los esquistos como “Esquisto Granjeno” y además lo asocia al Precámbrico; hipótesis que cambiaría con la evolución del conocimiento en el área.

Fries y Rincón-Orta (1965): Fueron quienes introdujeron el término “Gneis Novillo” para las rocas metamórficas bandeadas que afloran en el Cañón Novillo.

Ortega-Gutiérrez (1978): Es el primer trabajo enfocado específicamente a la descripción petrográfica del hasta ese entonces denominado “Gneis Novillo”. Estableció que la unidad se encontraba compuesta por ortogneis gabro-anortosítico en el Cañón Novillo, mientras que en el Cañón Peregrina su composición era de paragneis cuarzo-feldespático y mármol. Determinó mediante el ensamble mineral observado que el metamorfismo se dio en condiciones de P y T de 700–800° C a 8–10 kbar de presión litostática.

Ramírez-Ramírez (1978): En este trabajo se hizo una reinterpretación tectónica del emplazamiento del Esquisto Granjeno, asignándole una edad de Paleozoico Temprano para su formación. En base a relaciones estratigráficas de campo y reinterpretación de datos geocronológicos se llegó a las siguientes conclusiones: 1) El basamento continental

se encuentra constituido solamente por el complejo metamórfico del Precámbrico; 2) La transgresión marina del Silúrico medio se dio sobre la corteza continental previamente mencionada; 3) asigna dos probables fases tectónicas para el metamorfismo del Esquisto Granjeno, una para el Paleozoico Temprano y otra para el Paleozoico Tardío y 4) la asociación mineralógica del Esquisto Granjeno permite establecer la presencia de un arco insular al E o SE de Pangea.

Castillo-Rodríguez et al. (1986): Estos autores analizaron de manera general las rocas del basamento cristalino del AHP en el Cañón Novillo.

Ruiz et al. (1988): Recolectaron muestras de rocas metamórficas del Precámbrico en el N, E y S de México, cuya información isotópica de Nd arrojó edades T_{DM} de 1.0—1.35 Ga. Estos autores interpretaron estos resultados como una mezcla entre corteza continental de 1.9 Ga o más vieja con un 70—90 % de material recién derivado del manto y la corteza durante la Orogenia Grenvilliana.

Orozco-Esquivel (1990): Realizó estudios mineraloquímicos en las rocas bandeadas del AHP, a partir de geotermobarómetros de granate—orto y clinopiroxeno y granate—plagioclasa—orto y clinopiroxeno determinó que la máxima fase de metamorfismo se dio a condiciones de P y T de 730—775 ° C y 8.9—9.7 kbar. Además diferenció a las granulitas del Complejo Novillo en granulitas de granate y ortopiroxeno, granulitas de granate y clinopiroxeno y granulitas de piroxeno.

Cameron et al. (2004): En este trabajo presentan edades tanto de cristalización de protolitos ígneos como de metamorfismo para las rocas metamórficas de alto grado del Cañón Novillo. Mediante geocronología U—Pb dividieron a dichas rocas en dos suites ígneas, la más antigua con una edad de entre 1235 y 1115 Ma y la denominada suite AMCG con una edad de entre 1035 y 1010 Ma. Además, calcularon la edad de metamorfismo en 990 ± 5 Ma. Mediante el análisis de isótopos de Pb demostraron que las rocas de esta localidad presentan una firma isotópica diferente a las de la provincia Grenville (asociadas a Laurencia), con lo que descartan la relación genética de Oaxaquia con Laurencia.

Keppie et al. (2006): Presentan edades U—Pb en titanita y biotita de los metasedimentos de 928 ± 2 y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 697 ± 10 Ma. Adicionalmente obtuvieron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 546 ± 5 Ma en los diques post-metamórficos que interpretaron como su edad de cristalización. Con los datos anteriores calcularon una velocidad de enfriamiento de las granulitas de ~ 1.45 °C/Ma. Dada la firma geoquímica de los diques con afinidad de intraplaca, los relacionaron a una pluma de manto que a su vez se encuentra relacionada a la ruptura de Rodinia.

Weber et al. (2010): Presentan un estudio combinado de los sistemas isotópicos de U—Pb y Lu—Hf con muestras provenientes de las diversas exposiciones de Oaxaquia. Para las muestras provenientes del aún en ese entonces denominado “Gneis Novillo” obtuvieron edades U—Pb de 1220 ± 37 Ma y 1030 ± 16 Ma que interpretaron como edades de cristalización de los protolitos ígneos. Los valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ revelaron que las rocas tanto de esta localidad como del resto de Oaxaquia evolucionaron a partir de una fuente de manto empobrecido indiscriminadamente para todas las rocas pertenecientes al Gneis Novillo.

Trainor et al. (2011): En su estudio realizado en el “Gneis Novillo” realizaron una caracterización estructural en la unidad precámbrica. A partir de dicha caracterización propusieron una evolución cortical que consiste en el emplazamiento de las primeras rocas ígneas con migmatización contemporánea, el emplazamiento de la suite AMCG, intrusión de diques pre-metamórficos, metamorfismo en facies de granulitas, exhumación rápida, intrusión de los diques post-metamórficos y finalmente una yuxtaposición contra el Esquisto Granjeno.

Casas-García (2012): Realizó una caracterización petrográfica y geoquímica en los diques post-metamórficos que cortan a las diferentes litologías precámbricas. La caracterización geoquímica indica que estos diques presentan una firma de basaltos de intraplaca.

Casas-García (2014): En este trabajo propone un modelo petrogenético para la generación de las nelsonitas relacionadas a la suite AMCG mediante caracterización petrográfica, geoquímica de roca total y mineraloquímica. En este trabajo se propone que estas rocas se generaron en un ambiente de intraplaca durante la generación del magmatismo AMCG.

Weber et al. (2019): Estos autores presentaron edades U–Pb en micro-baddeleyita de 619 ± 9 Ma contenida en los diques máficos que cortan al Complejo Novillo, interpretado como parte de Amazonia. Esta edad fue comparada con rocas de edades similares en Laurencia y Báltica, por lo que interpretaron estos datos como el tiempo en el que se generó el rompimiento del supercontinente Rodinia como producto de una gran provincia ígnea (LIP, *large igneous province*) relacionada a una superpluma proveniente del manto.

Alemán-Gallardo et al. (2019b): Este trabajo figura como una publicación de los resultados preliminares de esta tesis. Los autores en primer lugar rebautizan a la unidad como Complejo Metamórfico Novillo, reemplazando al anterior “Gneis Novillo” con base en las diferentes litologías pertenecientes al Proterozoico presentes en el complejo que no son gneises en el sentido estricto. Además de lo anterior subdividieron al complejo basándose en características de campo, petrografía y geoquímica de roca total en la Unidad Metaígneas y la Unidad Metasedimentaria y las diferentes rocas que las componen. En este trabajo se presentan también resultados de isotopía de Nd que muestran que las rocas del Complejo Novillo tienen edades modelo que se encuentran dentro del rango de edades previamente reportadas para Oaxaquia.

Weber et al. (2020): En este trabajo los autores interpretan la edad de intrusión de los diques máficos a partir de circones metamórficos en la zona de contacto con las anortositas encajonantes del Complejo El Triunfo en Chiapas. Las edades obtenidas de 615 ± 7 y 608 ± 12 Ma, idénticas dentro de la incertidumbre con la obtenida en el Complejo Novillo, además de una composición geoquímica similar entre los diques de ambos complejos, les permitieron proponer la extensión de la Provincia Magmática de Iapetus Central hacia el norte de Amazonia. Esta información sugiere que la superpluma que separó a Rodinia seguía activa durante el Ediacárico Temprano y fue la responsable de separar Laurencia, Báltica y ahora Amazonia en la disgregación final de dicho supercontinente.

1.4 Justificación

En trabajos previos se han revisado aspectos como el mapeo general (Castillo-Rodríguez et al., 1986; Ramírez-Ramírez, 1992), las condiciones metamórficas a las cuales estuvieron sujetas las rocas del Complejo Novillo (Orozco-Esquivel, 1990), geocronología (Cameron et al., 2004) y geología estructural (Trainor et al., 2011). Estos estudios han resuelto parcialmente la historia del Complejo Novillo, pero aún existen temáticas que no han sido abordadas a fondo. Entre éstas destacan las siguientes:

Los estudios de campo y petrológicos a detalle han sido desarrollados principalmente en el Cañón Novillo. Ahí se han descrito las diversas asociaciones magmáticas, pudiendo separarse la unidad antigua de las subsecuentes anortositas y rocas asociadas a éstas, de acuerdo a Cameron et al. (2004) y Trainor et al. (2011).

Es necesario extender los estudios a los afloramientos de los cañones Peregrina y Caballeros, que únicamente han sido cartografiados de manera general. En estos cañones destaca la presencia de rocas metasedimentarias y metaígneas como gneises máficos relacionados en campo al magmatismo de la asociación AMCG, unidades que no forman parte de ningún modelo geológico del Complejo Novillo.

Se requiere la caracterización geoquímica de las diferentes litologías del complejo, cuyo agrupamiento se basa en los protolitos y su secuencia cronológica de emplazamiento. Esto permitiría adicionalmente, con las reservas del caso, por tratarse de rocas metamórficas de alto grado, discriminar los posibles ambientes geodinámicos en los que se desarrolló el complejo. Cabe destacar que si bien Cameron et al. (2004) realizó avances en este campo, el ambiente tectónico se encuentra inferido únicamente para algunos granitoides del Gneis Novillo, dejando de lado otras unidades como lo son los gneises máficos, anortositas, charnockitas y gneises anfibolíticos.

La edad de las rocas del Complejo Novillo es aún un tema abierto, aunque las dataciones llevadas a cabo por Cameron et al. (2004) dan una adecuada aproximación a las edades de los pulsos magmáticos y del evento metamórfico Zapotecano. Pero hay que considerar que la geocronología clásica, por el método de espectrometría de masas de dilución de isótopos y ionización térmica (*ID-TIMS* por sus siglas en inglés). La interpretación de las edades obtenidas se ve comprometida si existieron más eventos geológicos o éstos ocurrieron en un espacio de tiempo relativamente reducido (Weber y Schulze, 2014).

Esta problemática se puede superar utilizando metodologías modernas como la espectrometría de masas acoplada inductivamente con multicolector de ablación láser (*LA-MC-ICPMS* por sus siglas en inglés) debido a su mayor resolución espacial, menor tiempo de análisis y su asequibilidad (Schoene, 2013) en combinación con imágenes de catodoluminiscencia, con el fin de poder identificar núcleos heredados o bordes de crecimiento en los cristales y así poder definir con una mejor aproximación los eventos que afectaron a las diferentes unidades del Complejo Novillo.

1.5 Hipótesis

El Complejo Novillo está constituido por diversos protolitos que atestiguan una serie de eventos magmáticos desarrollados en antiguos ambientes de arco tanto insular como continental. Estos arcos son el resultado de eventos intermitentes relacionados con la formación de la parte norte de Oaxaquia. Estas unidades en su conjunto experimentaron condiciones de metamorfismo en facies de granulita, durante el evento orogénico Zapotecano.

1.6 Metodología

Después del análisis exhaustivo y pertinente de los trabajos publicados tanto en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina como en las demás localidades en las que Oaxaquia aflora en México, el trabajo de campo correspondiente a este trabajo se realizó en diferentes campañas de campo entre los años 2017 y 2019.

Debido al clima subtropical del área, se genera un profundo grado de intemperismo en las unidades del Proterozoico y la geología local en general, el muestreo se realizó principalmente en el lecho de los arroyos en donde su efecto erosivo permite el acceso a los afloramientos más frescos del Complejo Novillo.

1.6.1 Petrografía de láminas delgadas

Las muestras utilizadas para el análisis petrográfico fueron tratadas bajo el procedimiento estándar de elaboración de láminas delgadas de la Facultad de Ciencias de la Tierra (UANL). Dicho procedimiento implica en primer lugar cortar con una sierra de diamante la muestra hasta obtener una forma prismática de aproximadamente 4.5 x 2.5 x 1.5 cm.

Posteriormente, utilizando polvos abrasivos se pulen tanto el portaobjetos como la cara del prisma que irán pegados entre sí. El pegado se hace con resina epóxica y dejando secar por un periodo no menor a 8 horas. Una vez concretado el paso anterior, se corta el excedente de roca y una vez más, mediante polvos abrasivos de diferentes grados se obtiene el espesor aproximado de 30 μm .

Las muestras en lámina delgada fueron analizadas bajo el microscopio petrográfico Leica MP750P y las microfotografías fueron tomadas con la cámara Leica DCF295. Dichas microfotografías fueron procesadas de manera digital mediante el software Leica Application Suite V3 3.0.

1.6.2 Geoquímica de roca total

Los procesos analíticos fueron realizados a 35 muestras en los laboratorios *Bureau Veritas Commodities Ltd*, Vancouver, Canadá, utilizando el paquete LF200. Los elementos mayores fueron determinados utilizando la metodología espectrometría de emisión atómica por plasma inductivamente acoplado (*ICP-AES* por sus siglas en inglés) mientras que los elementos traza fueron determinados utilizando espectrometría de masas por plasma inductivamente acoplado (*ICP-MS* por sus siglas en inglés). Los detalles de la precisión analítica y límites de detección de estos métodos pueden ser encontrados en portal del Laboratorio *Bureau Veritas* (<https://www.bureauveritas.com/um>). La composición de óxidos mayores fue normalizada a 100 % utilizando una base libre de volátiles y manejada con el

software SINCLAS (Verma et al., 2002). Los elementos mayores recalculados a una base seca y la norma CIPW arrojados por SINCLAS se encuentran en los anexos 1 y 2 respectivamente.

1.6.3 Isotopía Sm-Nd en roca total

Para esta metodología fueron procesadas en total 13 muestras, de las cuales 8 son ortogneises del Cañón Novillo y 2 del Cañón Peregrina, además de 3 rocas metasedimentarias de este último Cañón. La preparación de las muestras se realizó en el Laboratorio de Molienda de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL, mientras que su análisis fue realizado en el Laboratorio Ultra Limpio del Centro de Investigación Científica y Estudios Superiores de Ensenada (CICESE).

El proceso de preparación para este apartado, consiste en la molienda de las muestras. Este proceso inicia fracturando la roca con mazo, seleccionando esquirlas de ~3 cm de la parte más fresca de la muestra. Posteriormente las esquirlas seleccionadas se introducen en la tritadora de quijadas, una primera ronda para impregnar la tritadora y el recipiente de la misma y después hasta obtener ~200 g con un tamaño de partícula no mayor a 5 mm. De igual manera, se introduce una primera ronda con poca muestra para impregnar el recipiente y después ~50 g de muestra para pulverizar la muestra a un tamaño de partícula inferior a malla 300. Al final del proceso de preparación se pulverizaron ~100 g por muestra.

Posteriormente en el CICESE, el análisis isotópico inicia con el pesado de las muestras, disolución de ésta en distintos ácidos, evaporación de los ácidos y medición isotópica. El proceso de pesado consiste en pesar el recipiente (bomba) en donde se llevará a cabo el análisis en una balanza analítica de alta precisión, al cual se añade ~0.1 g de muestra pulverizada y la cantidad adecuada de *spike*, el cual consiste en una solución enriquecida artificialmente en una cantidad conocida de un isótopo determinado.

El *spike* utilizado para este trabajo fue el LMU, el cual se encuentra enriquecido en los isótopos ^{150}Nd y ^{149}Sm . Cabe destacar que para realizar este análisis y utilizar dicho *spike*, es necesario conocer la química de la roca, preferentemente su concentración de Nd. La proporción utilizada de *spike* y muestra es de 0.4 g (~1 gota) de *spike* por cada 10 ppm de Nd en 0.1 g de muestra. Aunque el peso de la bomba se monitorea al agregar cada sustancia, ésta puede reaccionar con la muestra y modificar el peso del recipiente durante la medición. Por este motivo la cantidad de *spike* utilizada es controlada midiendo el peso del contenedor de *spike* antes y después de agregar la sustancia a la bomba.

Una vez pesadas las muestras, se montan en una plancha de alta temperatura que debido al sistema de seguridad del laboratorio, se encuentra programada para elevar la temperatura a 210 °C en la placa mientras que en el sistema de desintegración la temperatura alcanza ca. 165 °C en 30 minutos. Una vez montadas las muestras se inicia la mezcla de ácidos que disolverán la muestra, los cuales son HNO_3 , HF y HClO_4 , todos previamente bidestilados para asegurar su pureza. El proceso de disolución a 210 °C tiene una duración de 72 h.

Después de la separación de Sm y Nd, las muestras fueron cargadas en filamentos dobles de Re y sus relaciones fueron medidas en un espectrómetro de masas por ionización térmica (Nu-TIMS) de la marca *Nu Instruments*. Las relaciones isotópicas de Sm y Nd fueron medidas de modo estático (integraciones de 8 bloques de 10 x 16 s para Nd y de 2 bloques de 10 x 16 s para Sm). La reproductibilidad externa típica es de 0.003% para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 0.2% para $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y 2% para concentraciones por análisis de dilución isotópica.

1.6.4 Isotopía U–Pb en circón

La separación de circones para geocronología por U–Pb se realizó en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología del CICESE, México. El proceso inició con la trituración de las muestras con prensa hidráulica, obteniendo un polvo que fue pasado por los tamices 10, 25, 45 y 60 con el fin de obtener una fracción fina que contiene los cristales de circón.

Posteriormente la fracción fina fue separada de acuerdo a su densidad, utilizando una mesa Wilfley®, de la cual se separó la fracción de mayor densidad. Dado al gran volumen de material separado de la mayoría de las muestras, el siguiente paso consistió en separar el material de acuerdo a su susceptibilidad magnética, iniciando este procedimiento a mano con un imán de Nd. Posteriormente, con el mismo propósito se utilizó una mesa de separado isodinámico Frantz®. Después la fracción menos magnética fue separada una vez más de acuerdo a la densidad de los cristales restantes mediante el método de líquidos pesados utilizando politungstato de sodio.

De la fracción pesada se separaron los circones a mano con un microscopio binocular y pinzas. Los cristales separados se montaron en resina epóxica y fueron pulidos para exponer el interior de los cristales para posteriormente ser analizados mediante imágenes de catodoluminiscencia (CL). Dichas imágenes fueron adquiridas con el fin de revelar la estructura interna de los circones previo al análisis U-Pb. Las imágenes de CL se obtuvieron mediante el detector de CL adjunto al microscopio electrónico de barrido JEOL JSM-35c en las instalaciones del CICESE.

La información isotópica de U-Pb de los circones fue adquirida en la Universidad de Stellenbosch, Sudáfrica cuyos detalles del procedimiento se encuentran descritos en detalle en [Frei y Gerdes \(2009\)](#) y [Gerdes y Zeh \(2009; 2006\)](#). La ablación fue realizada con el sistema de laser ultravioleta *NewWave UP213* ($\lambda = 213 \text{ nm}$, $f = 10 \text{ Hz}$), con una fluencia de 3.5 J/cm^2 , generando sitios de análisis (comúnmente denominados “spots”) de $30 \mu\text{m}$ de diámetro y $10\text{-}20 \mu\text{m}$ de profundidad.

El material ablacionado fue transportado con He y Ar hacia el espectrómetro de masas Element2® de Thermo-Scientific®. Cada análisis tuvo una duración de 40 s distribuidos de la siguiente manera: ~15 s para la toma de un blanco de gas, ~12 s de ablación y ~18 s para que la señal caiga a niveles de fondo, limpiando así la muestra del sistema.

Las mediciones realizadas fueron calibradas mediante los materiales de referencia Plešovice (edad ID-TIMS = $337.13 \pm 0.37 \text{ Ma}$, [Sláma et al., 2008](#)); Temora 1 (edad ID-TIMS = 416 ± 0.24 , [Black et al., 2003](#)), M127 (edad ID-TIMS = $524.4 \pm 0.2 \text{ Ma}$, [Nasdala et al., 2016](#)), 91,500 (edad ID-TIMS = $1062.4 \pm 0.8 \text{ Ma}$, [Wiedenbeck et al., 1995](#)). Estos circones de referencia arrojaron edades concordia de $338 \pm 1 \text{ Ma}$ (2σ , $n = 16$, MSWD = 0.55); $416 \pm 4 \text{ Ma}$ (2σ , $n = 7$, MSWD =

0.031); 531 ± 6 Ma (2σ , $n = 4$, MSWD = 0.27) y 1065 ± 3 Ma (2σ , $n = 52$, MSWD = 0.86) respectivamente. Para el cálculo de edades de análisis individuales, generación de diagramas de concordia Wetherill (Wetherill, 1956), cálculo y graficado de edades promedio ponderadas histogramas se utilizó la versión en línea del software IsoplotR (Vermeesch, 2018). Los resultados completos del análisis geocronológico U-Pb de cada muestra se encuentran en los Anexos 3-23 mientras que la tabla de los análisis medidos en materiales estándar se encuentra en el Anexo 25.

II. Marco Tectónico Regional del Proterozoico

2.1 Introducción

El desarrollo de las masas continentales de la Tierra se ha visto influenciado por los eventos de ensamble y ruptura episódicos de los denominados supercontinentes desde el Paleoproterozoico (Nance et al., 2014; Wang et al., 2021). Estos eventos se han visto reflejados en los procesos evolutivos de la Tierra, sus ambientes superficiales y también en los ciclos biológicos presentes a lo largo de la historia del planeta.

Es difícil dar una definición exacta de lo que es un supercontinente (Meert, 2012). Esta dificultad reside principalmente en el hecho que a través del tiempo, este concepto se ha definido como “el agrupamiento de casi todos los continentes” (Hoffman, 1999) o “el ensamble de todos o casi todos los bloques continentales” (Rogers y Santosh, 2003). Esta definición proporciona ambigüedad para algunas masas continentales que han sido consideradas como supercontinentes como Gondwana y definitivamente no puede ser aplicada a los supercontinentes definidos para el Proterozoico, ya que las reconstrucciones paleogeográficas no son del todo exactas (Bradley, 2011). Una manera apropiada de definir los supercontinentes sería la combinación de las proposiciones de Bradley (2011) y Meert (2012) en la que se considera como supercontinentes a la agrupación de al menos el 75 % de continentes que se encontraban previamente dispersos. La agrupación de este porcentaje de bloques continentales ha ocurrido al menos 3 veces en la historia de la Tierra, en el contexto de los supercontinentes Pangea, Rodinia y Columbia (Meert, 2012).

A principios del siglo XX, se propuso el término de deriva continental (Wegener, 1912), que describía como las masas continentales alrededor del océano Atlántico derivaban de la fragmentación de una unidad más grande entonces denominada como Pangea. Esta hipótesis, aunque en un principio no fue bien aceptada, para la década de 1970 fue aceptada por la mayoría de la comunidad científica y aunque en una versión modificada, ésta fue totalmente reconocida e incluida en la teoría de la tectónica de placas (Zhao et al., 2004).

Lo anterior llevó a la hipótesis de que si el océano Atlántico se había cerrado y re-abierto, probablemente había un patrón cíclico en la formación y ruptura de los supercontinentes (Wilson, 1966). Esta hipótesis se encontraba respaldada en parte por la similitud de edades isotópicas presentes alrededor del mundo, lo que dio las primeras pistas de la existencia de supercontinentes previos a Pangea.

Dado lo anterior, se propusieron 4 fases de “orogénesis” a los 200, 1000, 1800 y 2600 Ma con una duración aproximada de 200–400 Ma cada una (Gastil, 1960; Runcorn, 1962; Sutton, 1963). En estudios más recientes, dichas fases orogénicas son sorprendentemente constantes, de acuerdo con la recopilación de edades U–Pb en circones detríticos que remarcan los periodos estimados de la existencia de diferentes supercontinentes (Fig. 2.1; Hawkesworth et al., 2010). Lo anterior fue apoyado por la hipótesis de que los supercontinentes requieren que las masas continentales colisionen (lo que genera picos episódicos en orógenos colisionales) y se separen mediante procesos extensivos (generando enjambres de diques máficos relacionados a un *rift*; Worsley et al., 1982; 1984).

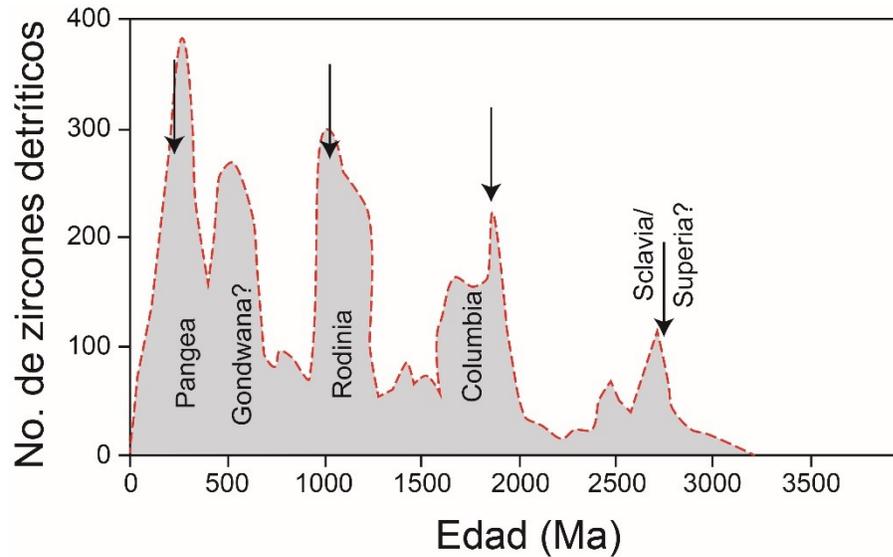


Fig. 2.1 Espectro de edades U-Pb en circones detríticos presentado por [Hawkesworth et al. \(2010\)](#). En la imagen se muestra el tiempo en el que aparecen los diferentes supercontinentes en comparación con la edad de las fases de "orogénesis" propuestas por [Rucorn \(1962\)](#) marcadas con las flechas negras. Tomada de [Meert \(2012\)](#).

A principios de la década de 1970 se comenzó a especular sobre la existencia de un supercontinente más antiguo a Pangea, el cual habría existido durante el Neoproterozoico, de acuerdo con estudios geológicos, paleontológicos y paleomagnéticos ([Valentine y Moores, 1970, 1972](#); [Burke y Dewey, 1973](#); [Irving et al., 1974](#); [Piper, 1976](#); [Sawkins, 1976](#)). La nomenclatura para este paleocontinente ha variado a lo largo de los años, pero el nombre más aceptado actualmente es el de Rodinia ([McMenamin y McMenamin, 1990](#)).

Dada la presencia de cratones que fueron acrecionados entre sí antes de la formación de Rodinia, en procesos orogénicos que tienen una edad de 2.1–1.8 Ga, y a la presencia de dichos cinturones presentes en todo el mundo, se propuso la existencia de un supercontinente previo a Rodinia, el cual existió durante el Mesoproterozoico. A éste se le ha denominado Nuna/Columbia ([Rogers y Santosh, 2002](#); [Zhao et al., 2002](#)).

La configuración e incluso el nombre de ambos supercontinentes del Proterozoico (Rodinia y Columbia) han sido objeto de debate desde su concepción, las particularidades serán revisadas más adelante en este capítulo de manera breve dado que el complejo Novillo (como parte de Oaxaquia), ha sido un elemento participante en los diversos procesos tectónicos que se han desarrollado en la historia de estos supercontinentes.

2.2 Ciclo de Supercontinentes

La tectónica de placas se puede considerar como un balance entre las fuerzas que generan la convección del manto, el arrastre de las placas subducidas en los márgenes convergentes y el empuje de las dorsales durante la dispersión del fondo marino, en donde el ciclo de los supercontinentes emerge como el resultado de la interacción de dichos procesos tectónicos y convectivos ([Mitchel et al., 2021](#)).

En la Fig. 2.1 se muestran los modelos idealizados que pueden llevar a la formación cíclica de supercontinentes (Silver y Behn, 2008; Bradley, 2011). En la Fig. 2.2a se muestra como el escenario más simple, un estado inicial con un supercontinente 1 estable. En la Fig. 2.2b, impulsado por zonas de subducción a en los extremos del supercontinente 1 (S1 y S2), en el contexto del magmatismo de arco generado por dichas zonas de subducción. Esto además lleva a la aparición de una zona de rift (R1) en el centro del continente, además de márgenes pasivos (P) ubicadas en la misma parte del ahora dividido supercontinente 1.

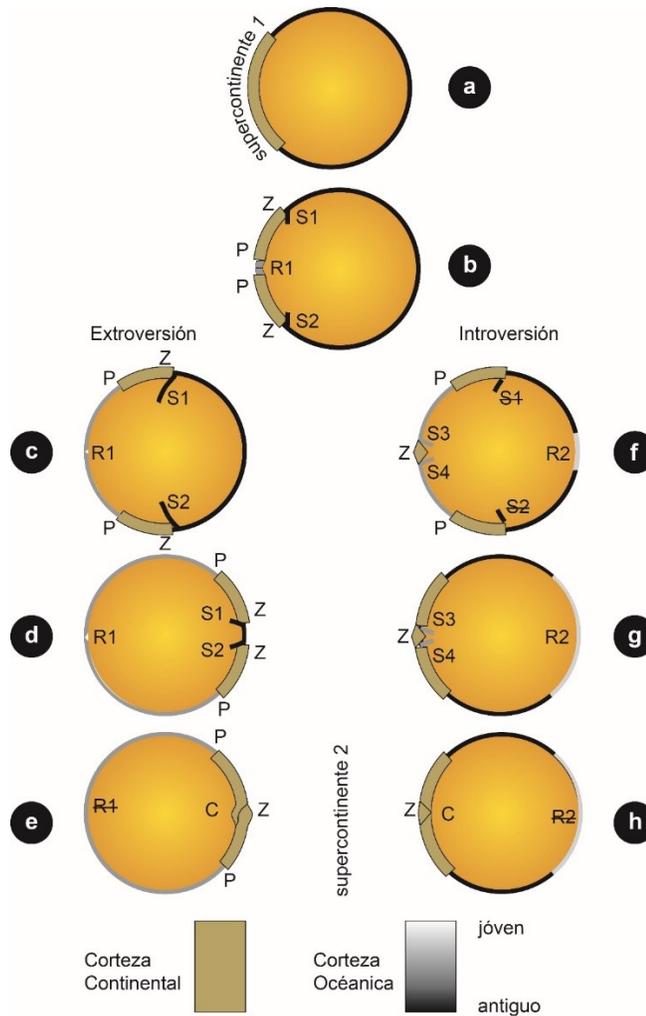


Fig. 2.2 Secciones esquemáticas de los modelos idealizados del ciclo de los supercontinentes en la historia de la tierra a partir de Silver y Behn (2008) y Bradley (2011); Explicación en el texto. C: Colisión; P: Margen Pasiva, S: Zona de Subducción; Z: Ambiente de formación de circones. Los letreros cancelados representan la terminación del proceso tectónico.

A partir de esta etapa en el ciclo de los supercontinentes, los eventos posteriores pueden evolucionar de dos maneras contrastantes entre sí. La primer manera es la denominada “Extroversión” (Murphy y Nance, 2003; 2007) o “tipo-P” (tipo-Pacífico; Silver y Behn, 2008). El segundo modelo es denominado “Introversión” (Murphy y Nance, 2003) o “tipo-A” (tipo-Atlántico; Silver y Behn, 2008).

En el modelo de extroversión no se involucra la presencia de ningún otro proceso tectónico, tanto las zonas de subducción S1 y S2, así como la zona de rift R1 continúan activos (Fig. 2.2c–d) generando la deriva de los bloques continentales a lo largo de la Tierra. Lo anterior genera que el océano que en un principio se encontraba externo al supercontinente 1 se consuma hasta llegar a una colisión (C) donde se genera el supercontinente 2 (Fig. 2.2e) y culmina la dispersión de la zona de rift R1, el cual es un ambiente prácticamente idéntico al planteado en la Fig. 2.2a).

En el modelo de introversión la evolución es más compleja, pues posterior a la apertura del nuevo océano entre las masas continentales fragmentadas a partir del supercontinente 1, se requiere la intervención de diferentes procesos tectónicos adicionales con el fin de que el océano interior recién formado se cierre de nuevo.

Estos procesos involucran el cese de las zonas de subducción S1 y S2, así como la generación de nuevas zonas de subducción (S3 y S4), acompañadas además de la formación de una nueva zona de rift (R2) del otro lado del planeta según el modelo idealizado (Fig. 2.2f–g). De esta manera el movimiento de las masas continentales es invertido y posteriormente colisionan de una manera similar a la inicial (C; Fig. 2.2a) para generar el supercontinente 2.

2.3 Rodinia

Rodinia ha sido uno de los supercontinentes más estudiado de los últimos años, dado que existe mucha controversia en aspectos de su ensamble, evolución y ruptura (Nance et al., 2014; Jing et al., 2021). Los primeros en proponer un nombre, un marco temporal y una reconstrucción para este supercontinente fueron McMenamin y McMenamin (1990). Dado que para ese tiempo se pensaba que dicho supercontinente dio lugar al resto de los continentes subsecuentes, McMenamin y McMenamin (1990) acuñaron el término Rodinia, término que proviene del infinitivo ruso “Rodit” que se traduce como “engendrar” o “dar a luz”, pues consideraron que todos los continentes subsecuentes se generaron a partir de este supercontinente.

Con base en información paleogeográfica y la correlación geológica de provincias de basamento, historias orogénicas, proveniencia sedimentaria, desarrollo de rifts continentales y márgenes pasivas y evidencia de eventos de plumas del manto, Li et al. (2008) postularon que el supercontinente se formó entre 1300 y 900 Ma a través de eventos orogénicos alrededor de todo el mundo, involucrando a la mayoría de los bloques continentales del Arqueano y Proterozoico (Fig. 2.3).

Cabe destacar que aunque el momento exacto de la formación de un supercontinente no puede ser establecido, en un principio se aceptó ampliamente el inicio de la existencia de Rodinia hace 1300 Ma, pero muchos de los trabajos más recientes denotan que la mayoría de los principales eventos colisionales se desarrollaron entre 1050 y 900 Ma (Bogdanova et al., 2009).

Aunque existen diferentes modelos para la configuración de Rodinia, la mayoría de éstos tienden a posicionar a Laurentia en la parte central del supercontinente debido a la evidencia de la presencia de cuencas de rift en sus bordes (Merdith et al., 2017). En general los modelos posicionan alrededor de Laurentia a China Sur y Siberia al norte; Amazonia

y Báltica en la parte sur-sureste; y Australia y Antártica en el oeste (Fig. 2.3; Dalziel, 1991; Hoffman, 1991; Moores, 1991; Meert y Torsvick, 2003; Li et al., 2008; Johansson, 2014).



Fig. 2.3 Mapa simplificado de Rodinia a 900 Ma. Tomado de Li et al. (2008).

A pesar de lo anterior, una de las principales controversias sobre la configuración de Rodinia es la relación que guardaban Australia y Antártica Este con Laurencia, pues existen cuatro modelos principales que posicionan a estas masas continentales en diferentes latitudes.

En el modelo SWEAT (*South-West United States – East Antarctica*; Dalziel, 1991; Hoffman, 1991; Moores, 1991) Antártica Este se encuentra posicionado en el sureste de Estados Unidos y Antártica cerca de la frontera entre Estados Unidos y Canadá. El modelo AUSWUS (*Australia – Western United States*; Brookfield, 1993; Karlstrom et al., 1999) Australia se encuentra posicionada cerca del sureste de Estados Unidos. El modelo AUSMEX (*Australia – México*; Wingate et al., 2002) presenta solo una vaga relación entre Laurencia y Australia, posicionando a este último contra México. El modelo *Missing Link* (*Australia – South China – Laurentia*; Li et al., 1995; 2008) posiciona a China Sur como un desliz continental entre la amalgamación Australia – Antártica Este y Laurencia en lo que de otra manera sería una configuración SWEAT.

No obstante, los bloques corticales Laurencia, Amazonia y Báltica son piezas clave en el desarrollo de Rodinia. La interacción entre estos bloques se encuentra registrada en rocas que fueron generadas y deformadas durante eventos compresionales y extensionales y que se encuentran preservadas dentro o adyacentes a cinturones orogénicos que se desarrollaron en los márgenes de estos continentes durante el Mesoproterozoico Tardío y el Neoproterozoico Temprano (Cawood y Pisarevsky, 2017).

El ejemplo arquetípico de dichos cinturones es el denominado Orógeno Grenville (Rivers et al., 2015); el cual ha sido definido como la serie final de eventos orogénicos globales que llevaron a la configuración actual de la Provincia Grenville en el este de Estados Unidos y Canadá (Gower y Krogh, 2002). Los cinturones orogénicos equivalentes son el Orógeno Valhalla (Cawood et al., 2010; 2015) en el noreste de Laurencia, el Orógeno Sueconoruego en el suroeste de Báltica (Berthelsen, 1980), y los orógenos Sunsas (Litherland et al., 1989; Santos et al., 2008) y Putumayo en Amazonia (Ibanez-Mejia et al., 2011).

La localización generalizada de dichos eventos orogénicos se encuentra esquematizada en la Fig. 2.4, mientras que la Fig. 2.5 representa una tabla del tiempo en la que se resumen los diferentes eventos tectónicos que se desarrollaron durante la interacción de Laurencia – Amazonia – Báltica antes de su ensamble respectivo.

La etapa previa al Orógeno Grenville está marcada con subducción de corteza oceánica bajo Laurencia, lo que llevó a la acreción primero del bloque Elzevir en la denominada “Orogenia Elzevirian” (~1245 – 1220 Ma; Moore y Thompson, 1980), y posteriormente el bloque Frontenac, en la denominada “Orogenia Shawinigan” a la margen este de Laurencia. Estas fases del Orógeno Grenville se encuentran anexadas a pulsos de estabilización que involucran cierre de cuencas de tras-arco, acreción y magmatismo por relajación de corteza engrosada (Fig. 2.4; Carr et al., 2000; Corriveau y Van Breeman, 2000; Rivers y Corrigan, 2000; Gower y Krogh, 2002; Whitmeyer y Karlstrom, 2007; Cawood y Pisarevsky, 2017).

La deformación y metamorfismo de alto grado del Orógeno Grenville que involucra la colisión continental, abarca un periodo comprendido de ~1090 a 980 Ma y se encuentra dividida en las fases Ottawan y Rigolet (Rivers, 1997; McLelland, et al., 2001; Hynes y Rivers, 2010).

La fase Ottawan se desarrolló entre 1090 y 1020 Ma (Moore y Thompson, 1980) a lo largo de la actual margen este de Laurencia, con un pico máximo a ~1070 Ma (McLelland et al., 2001), donde se dio la posible colisión ya sea con Amazonia (Hofman, 1991; Dalziel, 1997), Rio de la Plata (Dalziel, 1997; Meert y Torsvik, 2003) o Kalahari (Dalziel et al., 2000; Loewy et al., 2003). De cualquier forma, en este trabajo se opta por el modelo en el que la fase Ottawan se encuentra relacionada a la interacción entre Laurencia y el oeste de Amazonia como se muestra en la Fig. 2.3 y 2.4.

La fase Rigolet duró de 1020 a 980 Ma, tiempo durante el cual se desarrollaron cabalgamiento y metamorfismo en el flanco noroeste del orógeno, lo que es interpretado como propagación gravitacional post-convergencia, y remarca la fase final de la interacción entre Laurencia y Báltica (Fig. 2.4; Rivers, 1997; 2009; Jamieson et al., 2010; McLelland, et al., 2013).

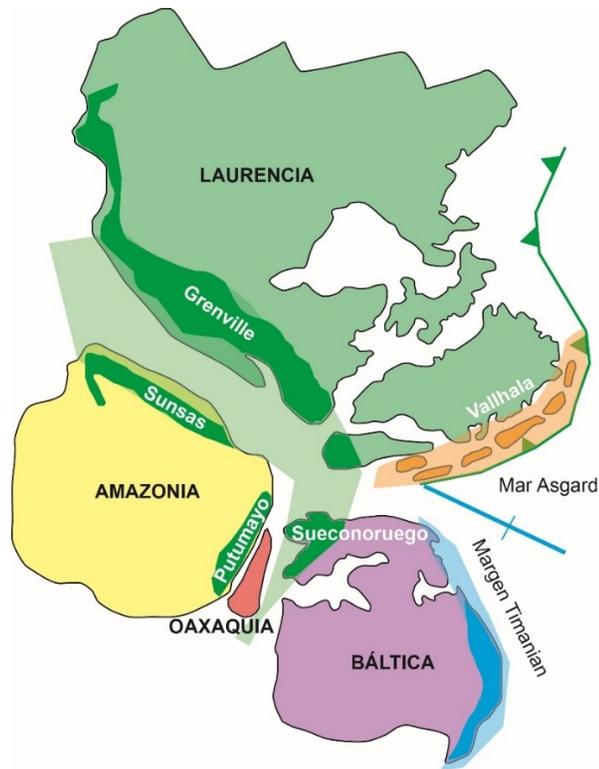


Fig. 2.4 Localización de Laurentia – Amazonia – Báltica a ~990 Ma con la ubicación de los diferentes eventos orogénicos que llevaron al ensamble de la parte central de Rodinia. Tomado de [Cawood y Pisarevsky, 2017](#).

Los elementos tectónicos involucrados en el Órógeno Sueconoruego son principalmente el bloque denominado Fenoscandia y la Zona Este que permanecieron ligadas a finales del Mesoproterozoico ([Wahlgren et al., 1994](#); [Persson et al., 1995](#); [Söderlund et al., 1999](#)). El resto de los elementos corticales experimentaron un desplazamiento considerable con respecto a Fenoscandia por lo que son consideradas como terrenos, y son Idefjorden, Kongsberg, Bamble y Telemarkia ([Bingen et al., 2008b](#)). Los terrenos mencionados contienen actividad magmática y sedimentaria que ha sido interpretada como magmatismo de arco, extensión y otros eventos tectonotermales ([Åhäll and Connelly, 1998](#); [Åhäll et al., 2000](#); [Bingen et al., 2008a](#); [Connelly and Åhäll, 1996](#)).

El Órógeno Sueconoruego es el resultado de la colisión del continente Báltica y otra placa mayor, probablemente Amazonia al final del Mesoproterozoico, localizada en la parte SW de Báltica (Fig. 2.4; [Bingen et al., 2008b](#)).

Basados en información geológica y geocronológica, [Bingen et al. \(2008b\)](#) dividieron al orógeno Sueconoruego en 4 fases diferentes, (1) Arendal, (2) Agder, (3) Falkenberg y (4) Delane. La fase más antigua, Arendal abarca un periodo de tiempo de entre 1140 y 1080 Ma y representa la colisión entre los terrenos Idefjorden y Telemarkia, generando a los terrenos Bamble y Kongsberg y un pico metamórfico a 1140–1125 Ma ([Andersson et al. 1996](#); [Ebbing et al. 2005](#)), además del cabalgamiento del terreno Bamble sobre Telemarkia aproximadamente a 1090–1080 Ma.

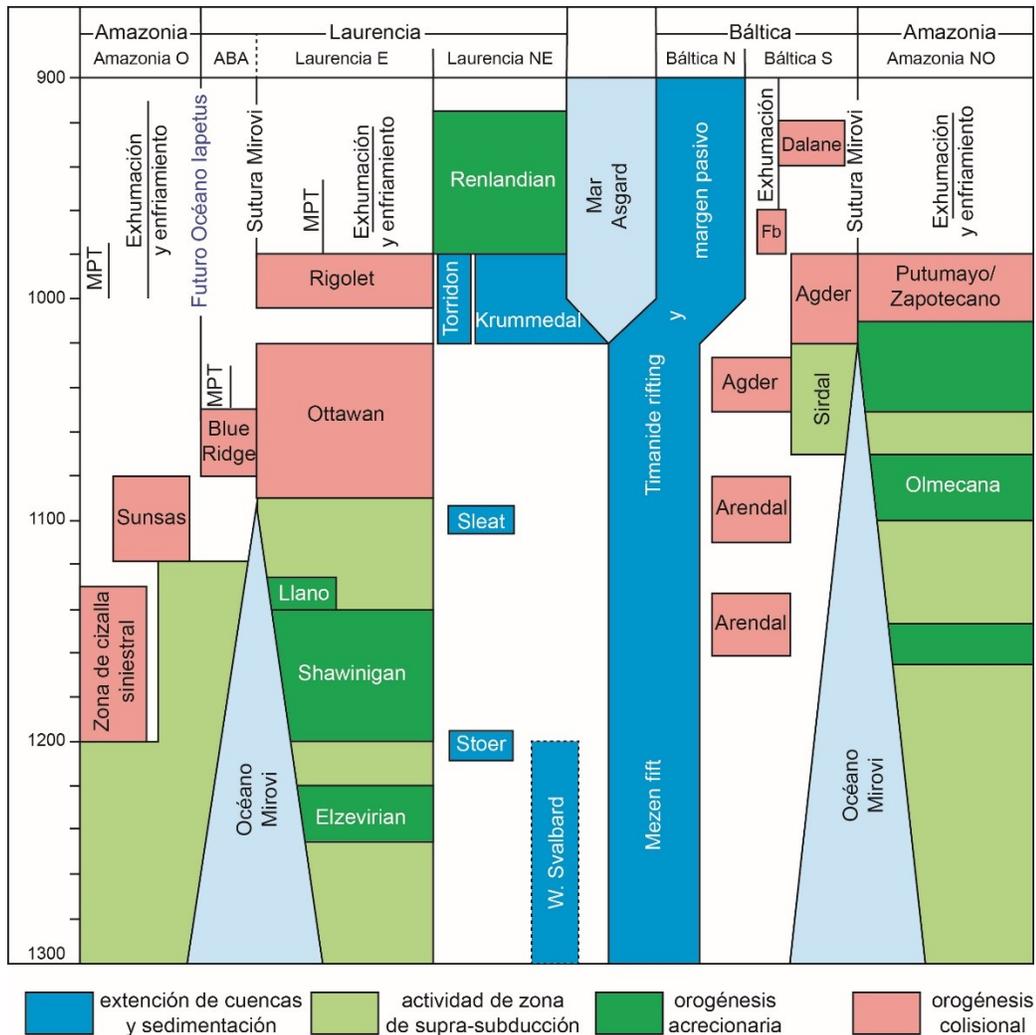


Fig. 2.5 Tabla cronoestratigráfica esquematizada de eventos tectónicos clave durante la interacción Laurentia – Báltica – Amazonia durante el Mesoproterozoico Tardío y el Neoproterozoico temprano. MPT: Magmatismo post-tectónico, ABA: Afloramientos del basamento appalachiano. Tomado de [Cawood y Pisarevsky, 2017](#).

La Fase Agder es el evento principal del Orógeno Sueconoruego, activo entre 1050 y 980 Ma (Fig. 2.5) y que se infiere como la colisión continental oblicua entre Fenoscandia (Báltica) y otro gran bloque continental que pudo haber sido Amazonia (Fig. 2.4). A 1050 Ma el terreno Idefjorden se encontraba cabalgado y sepultado entre 35 y 50 km de profundidad, mientras que entre 1030 y 980 Ma el terreno Telemarkia experimentó un engrosamiento cortical y metamorfismo en facies de granulita de presión intermedia. A 1025 Ma el terreno Idefjorden fue exhumado en un ambiente convergente.

La fase Flakenberg se desarrolló entre 980 y 970 Ma, y se encuentra registrada como metamorfismo de alto grado en la denominada Zona Este, reflejando la propagación del engrosamiento cortical hacia el este de Báltica, en donde el terreno Idefjorden se montó ligeramente sobre la Zona Este (Park et al., 1991; Stephens et al., 1996). Esta fase representa la última evidencia de tectónica convergente en el Orógeno Sueconoruego.

Posteriormente a los 970 Ma, el orógeno entró en una fase de relajación o colapso gravitacional, en la denominada fase Dalane (Bingen et al., 2006; Möller et al., 2007). Durante esta fase, tanto el terreno Telemarkia como la Zona Este fueron exhumados a niveles de corteza superior mediante extensión que reactivó las fallas principales del orógeno (Johansson & Johansson 1993; Mulch et al. 2005; Page et al. 1996a; b; Scherstén et al. 2004).

El magmatismo post-colisional alcanzó un pico máximo a 930–920 Ma con la intrusión del Complejo Rogaland (Schärer et al. 1996) y los plutones Bohus y Flå. Bingen et al. (2006) interpreta el aumento de este magmatismo y el metamorfismo de alta temperatura al ascenso de manto litosférico o bien por la cercanía de este a la base de la corteza al final del ciclo oroénico Sueconoruego.

El Orógeno Putumayo se localiza en la actual parte noroeste de Amazonia (Fig. 2.4), en afloramientos pertenecientes al basamento de la porción norte de los Andes (Ramos, 2010; Ibañez-Mejía et al., 2011; Cawood y Pisarevsky, 2017). El desarrollo de este orógeno está dado por un complejo de arcos magmáticos, seguidos de acreción de terrenos y finalmente la colisión continental (Ibañez-Mejía et al., 2011).

Este cinturón orogénico está compuesto por rocas ígneas generadas durante el Mesoproterozoico que se metamorfizaron a principios del Neoproterozoico (Cordani et al., 2005; Fuck et al., 2008; Cardona et al., 2010; Ibañez-Mejía et al., 2011; 2015). Basados en el trabajo de Busby et al., (1998), Ibañez-Mejía et al., (2011) propusieron que el Orógeno Putumayo se desarrolló en tres fases: (1) sistema de arco intraocéanico altamente extensivo, (2) sistema de arco medianamente extensivo y (3) una fase compresional entre el arco y el continente durante la acreción de los terrenos generados durante las fases anteriores.

Dado a que no hay evidencia de un arco magmático en el borde noroeste de Amazonia entre ~1500 y 1010 Ma, Ibañez-Mejía et al. (2011) propusieron que el magmatismo que se desarrolló en esa parte del continente durante ese periodo de tiempo tuvo que haberse desarrollado junto con el de Oaxaquia como un solo sistema de arco denominado Colombiano–Oaxaquia. Este magmatismo inició entre ~1.4 y 1.3 Ga generando el magmatismo juvenil de los protolitos metaígneos y metavolcánicos en México y Colombia. Esta actividad representa la fase 1 del orógeno.

La fase 2 del orógeno implica la maduración del arco mediante magmas de entre 1.3 y 1.2 Ga, la cual se encuentra acompañada por la acumulación de sedimentos cuyas edades de depósito de ~1.15 Ga y la falta de sedimentos más antiguos (~1.5 Ga, pertenecientes a Amazonia) indican una procedencia de sedimentos del mismo sistema de arco y no de Amazonia.

La transición entre las fases 2 y 3 está marcada por una disminución en el magmatismo de arco entre 1.1 y 1.05 Ga, la cual se interpreta como el cambio entre un ambiente extensional a un ambiente compresional (Ibáñez-Mejía et al., 2011). La fase 3 del orógeno se encuentra representada por la acreción del sistema de arco Colombiano–Oaxaquia, aunque el momento exacto de dicha colisión no se encuentra bien constreñido. La evidencia de dicha colisión se encuentra datada en el Complejo Oaxaqueño con ~1.1 Ga en la Orogenia Olmeca (Solari et al., 2003; Weber y Schulze, 2014), mientras que en Sudamérica este evento se encuentra registrado entre los 1.15 y 1.01 Ga (Cordani et al., 2005; Ibáñez-Mejía et al., 2011; 2015). Las consecuencias de la acreción del arco contra Amazonia serán revisadas más adelante en este capítulo.

Finalmente, el Orógeno Putumayo figura como la evidencia de la relación que tuvieron Amazonia – Báltica – Laurencia con la presencia de metamorfismo en facies de granulita a 0.99 Ga en las rocas pertenecientes al basamento de los Andes Colombianos. Lo anterior extiende dicha relación no solo entre Báltica y Oaxaquia sino que también incluye a Amazonia en el centro de Rodinia mediante los cinturones orogénicos Putumayo – Zapotecano – Sueconoruego.

Si bien los cinturones orogénicos en los bordes de los continentes han sido interpretados como la evidencia de la amalgamación de Rodinia, el magmatismo relacionado a extensión y las márgenes pasivas que rodean a Laurencia, de manera inversa figuran como parte principal de la evidencia de la ruptura y posterior disgregación del supercontinente (Nance et al., 2014; Cawood et al., 2016).

El principal mecanismo que puso en marcha la disgregación del supercontinente es propuesto como una superpluma del manto (Li et al., 2003; 2008), la cual se encuentra inferida a partir de la aparición de enjambres de diques y “grandes provincias ígneas” (*Large Igneous Provinces*, LIP), fundidos mantélicos de alta temperatura, abombamiento regional y rifts continentales (Li et al., 2013 y referencias ahí mencionadas). Según el modelo de Li et al. (2008) dicha superpluma del manto se vería impulsada a causa del empuje generado por las avalanchas mantélicas que ocurren cuando los *slabs* subducidos son demasiado densos para ser soportados en la zona transicional del manto (Fig. 2.6).

La primera evidencia de la superpluma del manto fue el magmatismo bimodal que se esparció de manera general por gran parte del supercontinente de manera sincrónica hace ~825 Ma y un pico de magmatismo menor hace ~800 Ma (Li et al., 2003; 2008; Ernst et al., 2008). Durante este tiempo, Rodinia se ubicaba en una posición entre el ecuador y la zona polar norte, según el modelo de Li et al. (2013), como se aprecia en la Fig. 2.7 a.

Durante el periodo de 800 – 750 Ma, la parte central de Rodinia se encontraba ahora cerca de la zona ecuatorial (Fig. 2.7 b), donde Li et al. (2008) interpretan este movimiento relativamente acelerado como producto de la convección interna del manto que a su vez es producida por los procesos de subducción.

Durante este periodo, los procesos de rifting continental avanzaron hasta Laurencia y probablemente Siberia (Harlan et al., 2003; Sklyarov et al., 2003; Gladkochub et al., 2007) y el cratón de la India ya se encuentra separado de

Rodinia (si se toma en cuenta que alguna vez formó parte del supercontinente) y la parte noroeste de éste continua experimentando rift, a diferencia de la parte sureste que permanece sin evidencia de sedimentación.

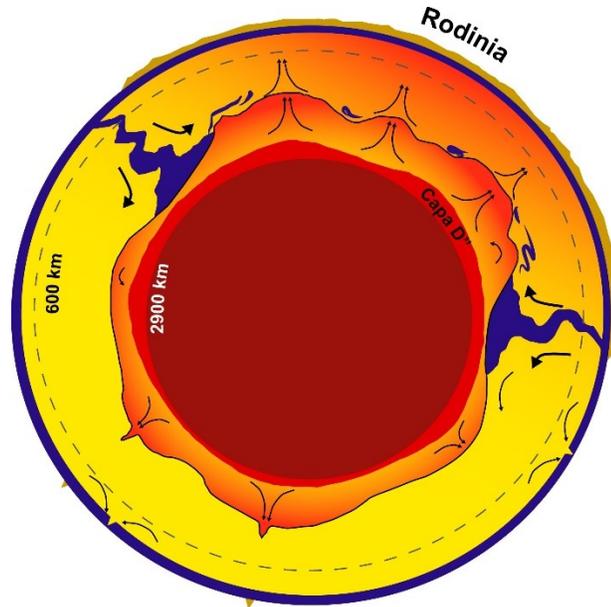


Fig. 2.6 Esquema de los mecanismos que dieron lugar a la generación de la superpluma del manto durante la disgregación de Rodinia. Tomado de Li et al. (2008).

En el periodo entre 750 – 700 Ma uno o más pulsos de magmatismo y rifting influenciaron el verdadero inicio de la desintegración de Rodinia, pues los cratones de Australia y Antártica se encuentran separados de China Sur (Fig. 2.7 c). Una característica destacable de este periodo es el traslape de los eventos tectónicos recién mencionados con la glaciación Sturtian, generando la primera “Tierra Bola de Nieve” (*Snowball–Earth*; Kirschvink, 1992; Hoffman et al., 1998; Li y Evans, 2011).

Para los 680 Ma (Fig. 2.7 d) la gran mayoría de las masas continentales se habían separado de Laurentia donde la superpluma del manto continuaba generando LIPs tanto entre los continentes recién separados como en la parte antípoda de dicha superpluma y la última etapa de la disgregación de Rodinia ocurrió entre 620 y 550 Ma con la separación final entre Amazonia, Báltica y Laurentia en la formación del Océano Iapetus (Weber et al., 2018); cuyos detalles serán revisados más adelante en este capítulo.

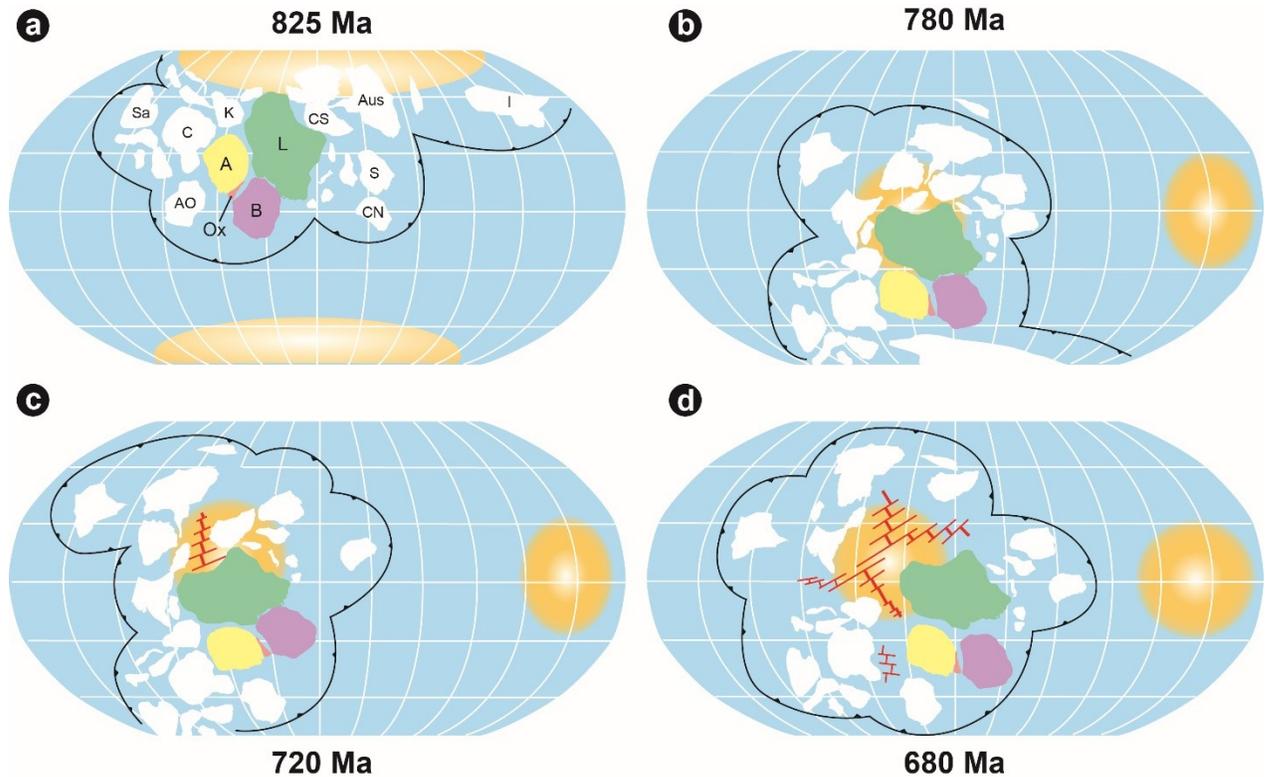


Fig. 2.7 Reconstrucción paleogeográfica esquematizada de la disgregación de Rodinia de 825 – 680 Ma. Los óvalos color naranja representan la posición hipotética de la superpluma del manto. Tomado de [Li et al. \(2013\)](#). A: Amazonia; AO: África Oeste; Aus: Australia; B: Báltica; C: Congo; CN: China Norte; CS: China Sur; I: India; K: Kalahari; S: Siberia; Sa: Sahara.

2.4 Proterozoico en México

Los afloramientos de rocas precámbricas en México se distribuyen en localidades de los estados de Sonora, Tamaulipas, Hidalgo, Oaxaca y Chiapas (Fig. 2.6). Hacia el NW de la sutura del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon-Sonora (COOMS), los afloramientos se correlacionan con la geología del SW de Estados Unidos y por lo tanto con el paleocontinente Laurentia ([Valencia-Moreno et al., 2001](#)), mientras que al sur del COOMS, los afloramientos presentan una afinidad al denominado microcontinente Oaxaquia, que formó parte del paleocontinente Amazonia ([Ortega-Gutiérrez et al., 1995](#)).

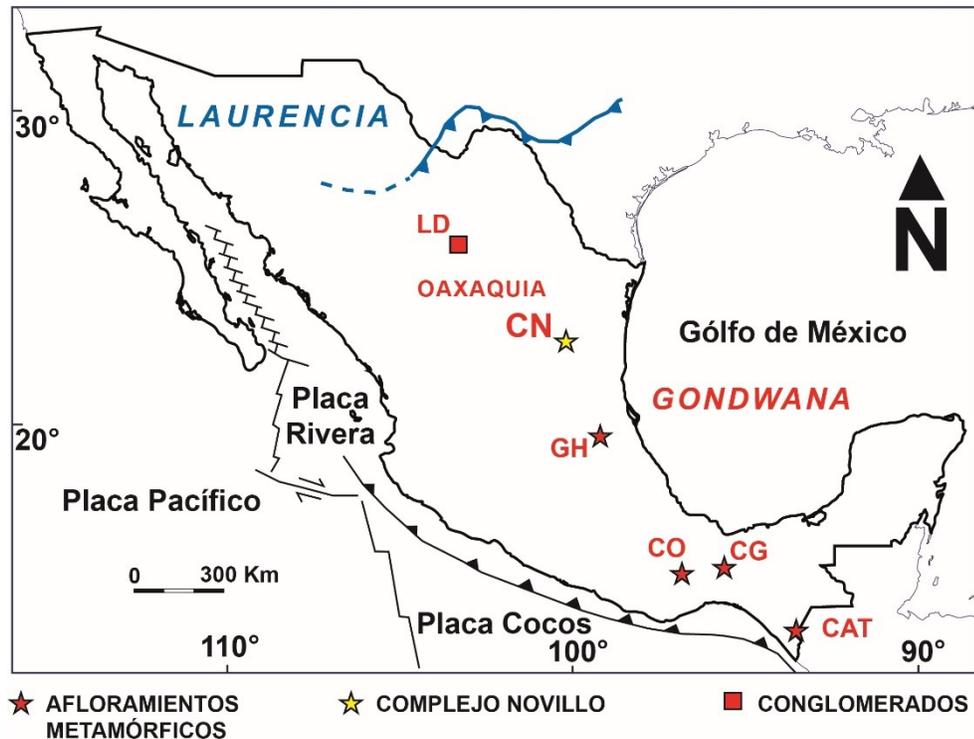


Fig. 2.8 Mapa tectónico de México que muestra la distribución y límites del microcontinente Oaxaquia. LD: Las Delicias (Lopez et al., 2001), CN: Complejo Novillo (este trabajo), GH: Gneis Huiznopala (Lawlor et al., 1999), CO: Complejo Oaxaqueño (Keppie et al., 2001; 2003), CG: Complejo Guichicovi (Weber y Köhler, 1999), CAT: Complejo Anortosítico El Triunfo (Cisneros-de León et al., 2017). Modificado a partir de Casas-García (2014).

2.4.1 Oaxaquia

El microcontinente Oaxaquia se ha considerado como un terreno que se generó durante el Proterozoico y aparece de manera discontinua a lo largo del este de México. El término “Oaxaquia” ha sido utilizado para agrupar a las rocas del este de México de ca. 1.0 Ga (Ortega-Gutiérrez et al., 1995; 2018; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010). Éste se compone por rocas metamórficas en facies de granulita, principalmente orto y paragneises, con intrusiones de tipo AMCG y pegmatitas de diferentes edades (Ortega-Gutiérrez et al., 2018).

De norte a sur (Fig. 2.8), Oaxaquia está expuesto en las localidades Complejo Novillo [Tamaulipas (Carrillo-Bravo, 1961; Cameron et al., 2004; Trainor et al., 2011); Alemán-Gallardo et al., 2019b)], Gneis Huiznopala [Hidalgo (Lawlor et al., 1999)], Complejo Oaxaqueño [Oaxaca (Keppie et al., 2001; 2003a, b; Solari et al., 2003)], Complejo Guichicovi [Oaxaca (Murillo-Muñetón, 1994; Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2003)]. Esas localidades constituyen la evidencia directa más importante de Oaxaquia, aunque su extensión se encuentra inferida también a partir de xenolitos provenientes de la corteza inferior y rocas granulíticas encontradas en pozos petroleros.

Oaxaquia se encuentra delimitado al norte por el Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon-Sonora el cual, aunque no aflora en territorio mexicano, ha sido inferido por medio de estudios geofísicos y afloramientos de rocas paleozoicas (Pindell, 1985; Handschy et al., 1987; Stewart, 1988; Keller et al., 1989; Ortega-Gutiérrez, et al., 1995).

La extensión de Oaxaquia hacia el este es discutida, pues en su concepción original y en trabajos más recientes (Ortega-Gutiérrez et al., 1995; 2018) se delimita por el denominado terreno Sierra Madre (Orógeno Huastecano) y el bloque Maya. Reconstrucciones paleogeográficas en el área del AHP posicionan al Complejo Granjeno al oeste del complejo Novillo a finales del Paleozoico (Alemán-Gallardo et al., 2019a, b; Casas-Peña, 2021; Casas-Peña et al., 2021; Ramírez-Fernández et al., 2021), lo que imposibilita la posición al este del complejo paleozoico en la actualidad. Por lo tanto, en este trabajo se considera al bloque Cuicateco como el límite este de Oaxaquia. Hacia el sur Oaxaquia se encuentra en contacto con el terreno Xolapa, a aproximadamente 20 km de la costa en la denominada falla Chacalapa.

El límite W de Oaxaquia delimita por la presencia de xenolitos corticales granulíticos provenientes de corteza inferior y expulsados en erupciones freatomagmáticas en el estado de San Luis Potosí (maares Joya Honda, Grupo Ventura, Grupo Santo Domingo), así como en el cono cinerítico El Toro, en el estado de Zacatecas (Ruiz et al., 1988). Estos xenolitos corticales poseen edades modelo Nd similares a las de las localidades Novillo, Huiznopala y el Complejo Oaxaca (Patchett y Ruiz, 1987), por lo que la extensión de Oaxaquia es inferida hasta estas localidades.

Las características que comparten los afloramientos de Oaxaquia e incluso aquellas exposiciones del basamento proterozoico del Bloque Maya, son la edad relacionada al orógeno Grenville, tanto en magmatismo como en deformación, una amplia variedad de litologías que incluyen suites ígneas tholeíticas, calci-alcalinas, anortositas masivas y sus rocas asociadas, además de rocas metasedimentarias como mármoles con calcosilicatos y metaevaporitas. Estas litologías comparten una historia tectónica y una tendencia estructural similares (Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Keppie, 2004).

Complejo Oaxaqueño

En el estado de Oaxaca, aflora el denominado Complejo Oaxaqueño, el cual es la mayor exposición de rocas precámbricas del país. El complejo Oaxaqueño se divide en dos zonas, la primera al noroeste de la ciudad de Oaxaca, mientras que el segundo se encuentra en la Sierra Madre del Sur (Keppie & Ortega-Gutiérrez, 2010).

El complejo Oaxaqueño se divide en las siguientes unidades litotectónicas (Solari et al., 2003): 1) Huitzo; 2) Migmatita El Catrín y 3) El Marqués. La unidad Huitzo (1) es una suite AMCG de ~3 km de espesor de meta-anortosita e intercalaciones de metadiorita de Fe, metagabro, cumulos máficos y charnockita con granate, además de algunas intercalaciones de nelsonitas en las anortositas. Siguiendo esta división, Keppie et al. (2003) sugirieron una discontinuidad similar dentro de la unidad, separando estructuralmente a la suite AMCG de los cumulos máficos y charnockitas. La edad de esta unidad está reportada en 1012 ± 6 Ma (Solari et al., 2003). Weber et al. (2010) obtuvieron edades de 1006^{+17}_{-14} y 1007 ± 37 Ma en metagranitoides aledaños al cuerpo anortosítico del complejo, además de una edad de intersección superior de concordia-discordia, la cual se encuentra en el rango de edad propuesto para la orogenia Zapotecana.

Los gneises migmatíticos de la unidad (2) Migmatita El Catrín se componen por un leucosoma gris claro en un mesosoma gris a azulado. La mineralogía primaria figura como evidencia de metamorfismo granulítico mientras que la

mineralogía secundaria es producto de metamorfismo retrógrado en facies de esquistos verdes. Este ensamble mineral sugiere una composición de gabro-diorita para el protolito de la migmatita.

Las edades propuestas para esta unidad son de 1350 Ma y superiores y además presenta evidencias de migmatización a los 1106 ± 6 Ma, siendo esta edad una de las evidencias más representativas de la orogenia Olmecana en el complejo Oaxaqueño y el resto de Oaxaquia (Solari et al., 2003). Adicionalmente, Weber y Schulze (2014) obtuvieron una edad de intersección superior de 1444 ± 16 Ma, siendo este uno de los argumentos utilizados para proponer el magmatismo durante la denominada fase “proto-Oaxaquia”.

Ortega-Gutiérrez (1984) describió a las granulitas y la secuencia rica en calcio como intercalaciones de gneises de clinopiroxeno-cuarzo-feldespato±grafito, anfibolita con granate, rocas calcosilicatadas, mármoles impuros, cuarcitas, granulitas ricas en Fe, rocas ultramáficas y varios tipos de rocas monominerálicas, además de pegmatitas simples y complejas que forman parte importante de la secuencia. Las rocas calcosilicatadas de esta secuencia son de carácter magnesiano (forsterita, diópsido, dolomita, flogopita, espinela), aunque en algunas partes se encuentran mármoles compuestos de calcita, wollastonita, cuarzo, escapolita y cantidades menores de cliopiroxeno. Las rocas calcosilicatadas se constituyen principalmente por escapolita y clinopiroxeno, pero también son abundantes el feldespato alcalino, granate, wollastonita y biotita. Además de las rocas metasedimentarias, en esta unidad se encuentran cuerpos menores de rocas metaígneas que intrusieron a los paragneises como anfibolitas y pegmatitas, además de charnockitas, metasienitas y metagabros, que alcanzan espesores de hasta 500 m (Solari et al., 2003).

La edad de los circones detríticos varía entre 1400 y 940 Ma, con solo un par de muestras que presentan edades de entre 1400 y 1600 Ma, aunque cabe destacar que los circones con edades menores a 1000 Ma son metamórficos. Las rocas metasedimentarias de esta unidad presentan picos de probabilidad máxima que van en los rangos de 995 – 975 Ma, 1100 Ma y 1170 – 1120 Ma (Solari et al., 2014), los cuales son similares a los obtenidos por Weber y Schulze, (2014) de 1210, 1179 – 1176 y 956 Ma.

Uno de los cuerpos de metagabro que intruyen a la unidad El Marqués presenta edades discordantes de intersección superior de 1257 ± 71 Ma, que fue interpretada como la edad de cristalización del gabro durante un evento de rift (Keppie et al., 2003a; 2007). La unidad El Marqués también fue intrusionada por charnockitas y metasienitas con edades de cristalización de ca. 1140 Ma (Keppie et al., 2003a).

Además de las rocas metaígneas mencionadas arriba, también afloran en el complejo Oaxaqueño abundantes cuerpos de pegmatitas de composición granítica, máfica y alcalina. Estas pegmatitas se pueden diferenciar en: (1) pretectónicas, con una edad de ca. 1200 Ma; (2) sintectónicas, con una edad de ca. 980 Ma y (3) postectónicas con edades menores a 980 Ma (Shchepetilnikova et al., 2015).

Las condiciones de P y T a las que estuvo sujeto el complejo entero fueron estimadas mediante la asociación de ortopiroxeno + clinopiroxeno + granate + ilmenita + plagioclasa + cuarzo, a partir de la cual se obtuvo una

temperatura de 735 ± 5 °C y una presión de 7.7 ± 0.1 kbar en un intervalo entre 998 y 979 Ma (Solari et al., 2004). Otras estimaciones de las condiciones de P y T a las que estuvo sujeto el complejo Oaxaqueño durante la orogenia Zapotecana fueron de 700 a 825 °C en un rango de presión de 7.2 – 8.2 Kbar (Mora et al., 1986) para la parte norte; y 800–900 °C a 8 kbar para la parte sur (Schulze-Schreiber, 2011).

Gneis Huiznopala

En la parte central del territorio mexicano, en el estado de Hidalgo, aflora el denominado complejo Huiznopala, en las localidades de Huiznopala, Chapula, San Cristobal y Chipoco, en el núcleo erosionado del Anticlinorio de Huayacototla (Fries y Rincón-Orta, 1967).

La descripción de las rocas granulíticas del Precámbrico del Complejo Huiznopala fue presentada por Ochoa-Camarillo (1996), Lawlor et al. (1999) y Weber y Schulze (2014). Estos autores reportan paragneises ricos en feldespatos y granates, así como gneises calcosilicatados ricos en grafito, que varían en contenido de carbonatos hasta mármoles impuros ricos en piroxeno. En trabajos más recientes esta unidad ha sido llamada Unidad Supracortical Huiznopala (Weber y Schulze, 2014).

Se han reportado metatonalitas y charnockitas de los ortogneises del Complejo Huiznopala, cuya asociación se denomina Serie Principal (*Main Series*; Lawlor et al., 1999). Además de la serie principal también se encuentran rocas relacionadas al magmatismo AMCG, las cuales en esta localidad se encuentran representadas por meta-anortositas de andesina asociadas con metagabros, cuyos minerales máficos han sido reemplazados por clorita, anfíbol y calcita, como producto de metamorfismo retrógrado (Lawlor et al., 1999).

Una variación de metatonalita a charnockita es reportada en el sureste de la localidad Otongo, como parte de la serie principal de ortogneises en la zona. La charnockita se compone de plagioclasa, feldespato de K, cuarzo y granate, con fases accesorias de apatito y rutilo, parcialmente alterados a titanita.

Lawlor et al. (1999) dividieron el magmatismo del Gneis Huiznopala en dos etapas. La primera fue interpretada como el magmatismo de arco responsable de generar los protolitos de la Serie Principal con una edad de 1200 – 1150 Ma. La segunda etapa involucra el magmatismo AMCG y el metamorfismo de la orogenia Zapotecana. Aunque los resultados obtenidos por estos autores no constriñeron la edad de estos últimos dos eventos, la edad de 988 ± 3 Ma obtenida a partir de una pegmatita postdata al evento metamórfico granulítico.

Weber y Schulze (2014) dataron muestras pertenecientes a la Serie Principal del Gneis Huiznopala, obteniendo edades de 1412 ± 59 y 1411 ± 27 Ma, dando evidencia de la existencia de una componente magmática más antigua que el “Oaxaquia-típico” y denominaron a esta etapa como “proto-Oaxaquia”. Estos autores además dataron muestras provenientes de la unidad Supracortical, las cuales arrojaron picos de probabilidad de 1235–1210, 1165, 1103 y 983 Ma, edades que coinciden con diferentes eventos tectonotermales reportados en otras localidades de Oaxaquia.

En cuanto a las condiciones metamórficas a las que estuvo sometido el Gneis Huiznopala, Lawlor et al. (1999) obtuvieron una temperatura de 725 ± 23 °C con una presión de 7.2 ± 0.3 kbar, datos que obtuvieron a partir del ensamble mineral granate + ortopiroxeno + clinopiroxeno + plagioclasa + cuarzo + ilmenita.

Complejo Guichicovi

El Complejo Guichicovi se encuentra expuesto en el Macizo Mixtequita, en el estado de Oaxaca (Murillo-Muñetón, 1994; Weber 1998; Ruiz et al., 1999; Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2003). Esta exposición de rocas proterozoicas forma parte del basamento del Bloque Maya, aunque las edades de sus protolitos son indistinguibles de aquellas presentes en el resto de Oaxaquia (Ruiz et al., 1999; Weber y Köhler, 1999; Weber y Hecht, 2003; Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Sin embargo, el desplazamiento lateral necesario para establecer la apertura del Golfo de México no permite la relación directa de este complejo con Oaxaquia, por lo que el complejo Guichicovi es considerado como parte del basamento del Bloque Maya (Weber et al., 2010; Weber et al., 2020).

Las rocas de este complejo se dividen en tres grupos, de los cuales dos son de origen ígneo, las unidades Guichicovi Norte y Zacatál. Estas se ubican en la parte norte y oeste del complejo respectivamente, y fueron diferenciadas con base en relaciones de campo y composición geoquímica. La tercera unidad se compone principalmente de rocas metasedimentarias (Weber y Hecht, 2003).

La unidad Guichicovi Norte, está compuesta por granulitas leucocráticas denominadas como gneises anortosíticos–tonalíticos, además de granulitas máficas ricas en Fe y gneises de hornblenda. Las rocas de composición máfica, aunque en menor medida se encuentran intercaladas con las rocas metasedimentarias de la porción sur del complejo, lo que indica que éstas intruyeron en la unidad supracortical. Cabe destacar que aunque en el complejo no se han reportado anortositas en el sentido estricto, la presencia de éstas se infiere dadas las relaciones tanto de campo como composicionales que pueden tener con las ferrodioritas.

La unidad Zacatal se conforma por gneises cuarzofeldespáticos con granate, charnockitas y gneises félsicos con hornblenda, en una textura granoblástica que las diferencia del resto de rocas cuarzofeldespáticas del complejo. Cabe destacar que las rocas más abundantes de esta unidad son gneises félsicos de hornblenda y charnockitas.

La unidad metasedimentaria del complejo Guichicovi contiene intercalaciones de mármoles impuros o calcosilicatados con metagabros. Los mármoles impuros se encuentran compuestos de carbonatos, flogopita y olivinos serpentinizados; mientras que migmatitas de ilmenita y apatito similares a nelsonitas se relacionan en campo a los metagabros. La mineralogía del paragneis está conformada por biotita, feldespato de K, plagioclasa y ortopiroxeno, con fases accesorias de apatito, zircón y minerales opacos.

Las condiciones de presión del pico metamórfico en facies de granulitas del complejo Guichicovi fueron estimadas mediante el sistema ortopiroxeno–granate–plagioclasa–cuarzo, que arrojó una presión de 7.4 ± 0.3 kbar a una temperatura de 837 ± 59 °C (geotermómetro de dos piroxenos; Murillo-Muñetón, 1994). La edad del metamorfismo

se estima en ~990 Ma, mientras que la edad de los componentes metaígneos de la unidad Zacatal se estima en los ~1220 Ma (Weber y Köhler, 1999; Weber et al., 2010). Las rocas metasedimentarias del complejo Guichicovi presentan una componente principal de 1178 Ma, con picos menores a 1250, 1336, 1411–1465 y 1652 Ma, que son interpretados como provenientes de una fuente cratónica continental adicional a Oaxaquia (Weber y Schulze, 2014).

Complejo El Triunfo

El complejo El Triunfo forma parte del basamento cristalino del bloque Maya, ubicado en el borde este del complejo Macizo de Chiapas (CMC; Cisneros-De León et al., 2017), aflorando en un área aproximada a los 300 km² (González-Guzmán et al., 2016). El complejo está compuesto de rocas tanto metasedimentarias como metaígneas con edades U–Pb de ~ 1.0 Ga que remarcan su relación con Oaxaquia (Cisneros-De León et al., 2017).

El complejo ha sido dividido en tres unidades principales, (1) Candelaria (Estrada-Carmona et al., 2012; Weber et al., 2018), (2) Jocote (Weber et al., 2008; González-Guzmán et al., 2016) y (3) una unidad meta-anortosítica (Cisneros-De León et al., 2017).

La unidad Candelaria está compuesta por una secuencia de ortogneises de hornblenda y biotita-hornblenda, ambos con grados diferentes de migmatización, además de ser interpretada como la unidad más antigua del complejo el Triunfo. La edad del metamorfismo de la unidad es contemporáneo al magmatismo de la suite plutónica Motozintla en el CMC (Ordovícico; Estrada-Carmona et al., 2012; Manjarréz-Juárez 2013; González-Guzmán et al., 2016).

La unidad Jocote está compuesta por esquistos pelíticos y psamíticos, cuarcitas, rocas calcosilicatadas y mármoles. Esta unidad presenta condiciones de metamorfismo estimadas en 6 kbar y 650 °C a 438 Ma, suficientes para alcanzar la fusión parcial en un ambiente saturado en agua (Weber et al., 2018). El depósito de esta unidad ha sido interpretado como la evidencia de la apertura del océano Iapetus durante la fase final del rompimiento de Rodinia en el Ediacarano (González-Guzmán et al., 2016).

Las anortositas masivas del complejo el Triunfo están divididas en dos sectores, informalmente denominados Mariscal y Soconusco (Cisneros-De León, et al., 2017). La relación lateral de ambos sectores es difícil de definir dadas las condiciones topográficas del área.

Ambos sectores anortosíticos están compuestos de meta-anortositas con bandas y lentes de diferentes composiciones que incluyen hornblendita, anfibolita, nelsonita e ilmenita. La edad de cristalización de las anortositas no ha sido constreñida, pero estas están inferidas como remanentes de un complejo más antiguo que 909 Ma, dadas las similitudes composicionales con el resto de las anortositas de Oaxaquia (Cisneros-de León et al., 2017).

Los gneises félsicos tanto de la unidad Candelaria como de “Chipilín” muestran edades alrededor de 920 Ma, lo que en un principio fue considerado como evidencia de una posible zona de subducción alrededor de Rodinia posterior a la fase final de su ensamble (Hartnady, 1991; Hoffman, 1991; Silver y Behn, 2008; Bradley 2011; Evans et al., 2016), lo que posicionaría tanto al bloque Maya como a Oaxaquia cerca del borde exterior de dicho supercontinente

(Weber et al., 2018). Lo anterior fue reinterpretado con base en isótopos de O en donde valores bajos de dichos isótopos en los circones de 920 Ma del Complejo El Triunfo pueden ser explicados por la adición de agua meteórica al sistema metamórfico a lo largo de estructuras extensionales conectadas a la superficie, generando reacciones metamórficas tardías durante la decompresión del complejo, similar a lo ocurrido en la fase Dalane del orógeno Sueconoruego.

Una de las características más sobresalientes del complejo El Triunfo, es la presencia de anfibolitas que cortan a las tres unidades del complejo, principalmente a la unidad Candelaria. En base a la firma geoquímica (E-MORB) y de sus sistemas isotópicos Nd–Hf (manto juvenil), estas rocas han sido interpretadas como diques o sills cuya edad de cristalización (615 ± 7 y 608 ± 12 Ma) es similar a la de los denominados diques post-metamórficos del complejo Novillo, siendo interpretados como el tiempo en el que sucedió el rompimiento de Rodinia, como resultado de una superpluma del manto que generó una Gran Provincia Ígnea (Large Igneous Province, LIP) en los paleocontinentes Amazonia, Báltica y Rodinia (Weber et al., 2019; Weber et al., 2020).

Las Delicias

Adicionalmente a los afloramientos correspondientes a Oaxaquia, se han reportado conglomerados con clastos de composición granítica en la denominada Fm. Las Delicias en la localidad de Las Uvas, estado de Coahuila (McKee et al., 1988; 1999). A partir de estudios isotópicos U–Pb, estos clastos fueron relacionados al basamento grenvilliano con afinidad sudamericana, en otras palabras relacionado a Oaxaquia (Lopez et al., 2001).

La Formación Las Delicias (Carbonífero – Pérmico) tiene un espesor de hasta 1000 m, y contiene clastos de granito, caliza y rocas volcánicas, en una matriz de sedimentos pelágicos. La mayor parte de estos clastos son graníticos (~90 %), con una textura granular fina con fábrica bandeada. La mayoría de las muestras presentan edades de cristalización U–Pb en circones que van de 1232 ± 7 a 1214 ± 4 Ma (Lopez et al., 2001), las cuales son indistinguibles del magmatismo de arco presente en Oaxaquia. Es destacable mencionar que las rocas de esta localidad no presentan evidencia geocronológica del evento metamórfico Zapotecano.

2.4.2 Evolución tectónica de Oaxaquia durante el Proterozoico

El origen que se le ha dado a Oaxaquia ha sido controversial y por lo tanto se han elaborado diferentes modelos que lo representan. El primer modelo representaba el origen de Oaxaquia al este de Laurentia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Cawood et al., 2001). Dada la relativa cercanía entre México y el Orógeno Grenville en Norte América, una continuación de éste último hacia el sur fue también propuesta para el origen de las granulitas proterozoicas de México (De Cserna, 1971; Denison et al., 1971; Shurbert and Cebull, 1987; Moores, 1991; Dalziel, 1992; Brookfield, 1993; Karlstrom et al., 1999; Burrett and Berry, 2000).

Otro modelo posiciona a Oaxaquia como un terreno “exótico” entre Amazonia y Báltica (p. ej. Keppie y Ramos, 1999; Keppie et al., 2001; 2003; Pisarevsky et al., 2003; Solari et al., 2003; Keppie, 2004; Keppie y Dostal, 2007; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010; Weber et al., 2010; Cawood y Pisarevsky, 2017; Weber y Schulze, 2014; González-Guzman et al., 2016; Ortega-Gutiérrez et al., 2018), siendo este el modelo más aceptado actualmente para el origen de Oaxaquia.

A raíz de evidencia geocronológica relativamente reciente tanto en rocas de la Serie Principal del Gneis Huiznopala, así como de la Migmatita El Catrín del complejo Oaxaqueño, [Weber & Schuzle \(2014\)](#) proponen el inicio del desarrollo del arco insular de Oaxaquia entre los 1.5 y 1.4 Ga y denominaron a esta fase del microcontinente como “proto-Oaxaquia” (Fig. 2.9 a)

Este arco insular evoluciona a partir de una fuente de manto empobrecido y se lleva a cabo al sur de Amazonia, en el contexto de la disgregación del supercontinente Columbia, tiempo durante el cual se generó un “anillo de fuego” a lo largo de las márgenes de Laurencia, Amazonia y Báltica, similar al presente alrededor del océano Pacífico (Fig. 2.9 a; [Roger y Santosh, 2002](#); [Zhao et al., 2004](#); [Meert et al., 2012](#); [Weber y Schulze, 2014](#)).

Después del magmatismo de “proto-Oaxaquia”, hay evidencia del inicio del magmatismo de la fase “Oaxaquia-típico” en núcleos heredados de circones pertenecientes a gabros de la unidad El Marqués (1257 ± 71 ; [Keppie et al., 2003a](#)). Aunque la evidencia es escasa, lo anterior ha llevado a la hipótesis de que Oaxaquia evolucionó a partir de este tiempo como un arco juvenil con poca o nula influencia de corteza continental más antigua y es este el tiempo en el que inicia la fase de magmatismo de arco principal en el microcontinente ([Weber et al., 2010](#); [Weber y Schulze, 2014](#)).

Evidencia encontrada tanto en Sudamérica como Norteamérica refleja la colisión entre Laurencia y Amazonia aproximadamente hace 1.2 Ga ([Tohver et al., 2002](#); [2004](#)), con un posterior desplazamiento de Amazonia como se muestra en la Fig. 2.9 b.

El magmatismo de arco de 1.25 – 1.2 Ga y que probablemente se extienda hasta 1.15 Ga, se generó en la zona de subducción en el borde frontal de Amazonia, y es durante este tiempo que Oaxaquia se une a Amazonia, combinando los protolitos del arco primitivo con las rocas más evolucionadas del continente ([Weber y Schulze, 2014](#)). Este evento es la fase principal del magmatismo de arco de Oaxaquia dado que todas las localidades donde se encuentra expuesto presentan circones con esta edad y es el responsable de los protolitos de los gneises graníticos, gabróicos y tonalíticos.

Con base en las edades encontradas de alrededor 1.16 – 1.13, cuya evidencia se ha encontrado en la parte norte del Complejo Oaxaqueño, se ha interpretado un magmatismo bimodal de tipo rift de trasarco y el tiempo en el que la subducción cambió de estar por debajo de Oaxaquia, a estar por debajo de Amazonia, iniciando el drifting de Oaxaquia hacia Amazonia ([Weber et al., 2010](#)).

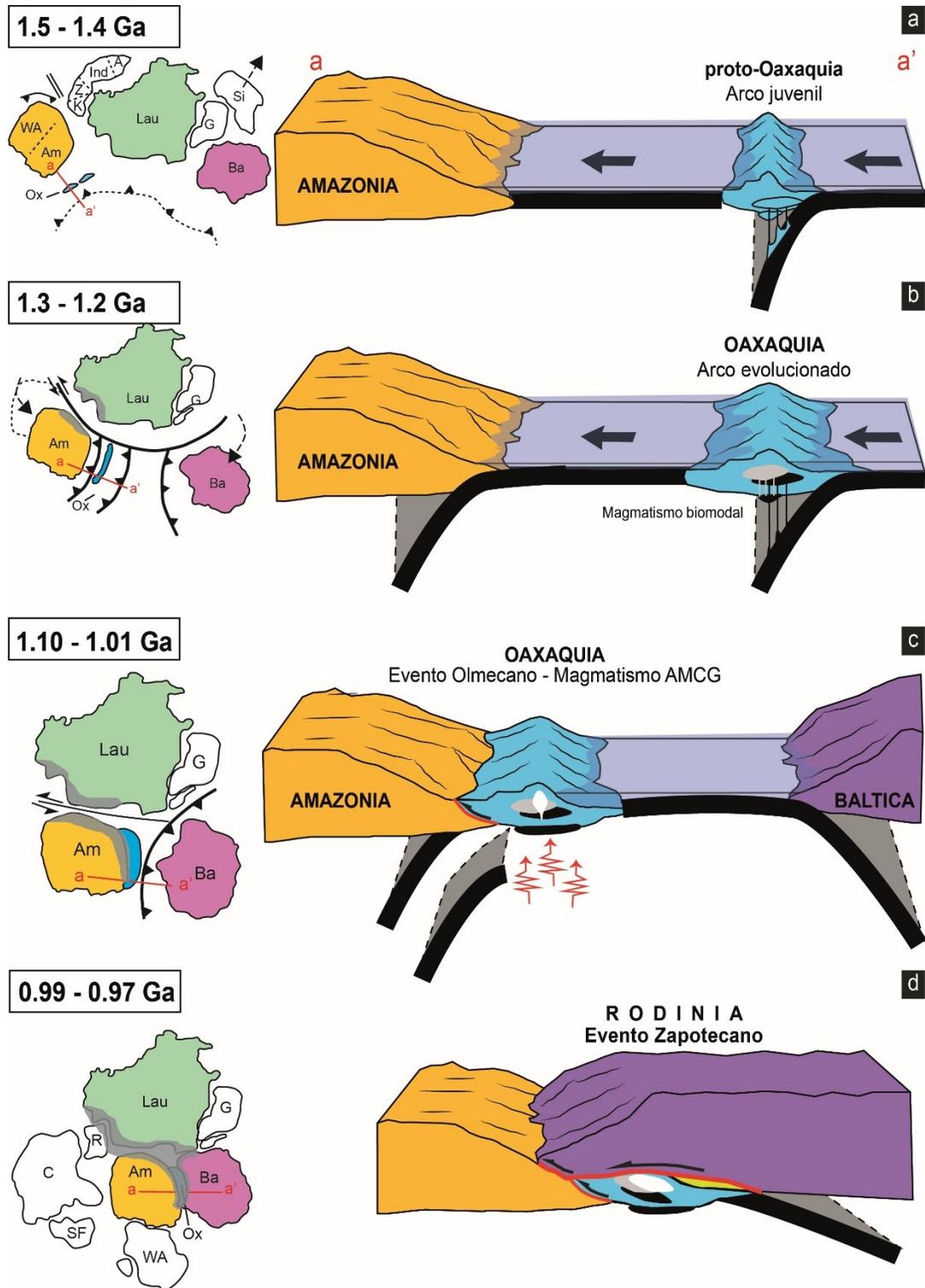


Fig. 2.9 Modelo esquematizado de la evolución tectónica de Oaxaquia en el contexto de la disgregación del supercontinente Columbia y el ensamble de Rodinia. Tomado de [Weber et al., 2010](#) y [Weber y Schulze 2014](#). Am: Amazonia; Ba: Báltica; C: Congo; G: Groenlandia; Lau: Laurencia; R: Río de la Plata; SF: Sao Francisco, WA: África Oeste. Para la descripción de la imagen revisar el texto

Cabe destacar que la evidencia geocronológica para este magmatismo se encuentra relacionada a fracciones de circones que generan una línea de discordia que intersecta a la curva de concordia desde *ca.* 990 Ma, pasa por fracciones con edades similares a las del magmatismo tipo AMCG y finalmente intersectan a la curva de concordia en *ca.* 1150 Ma (Keppie et al., 2003a).

Posterior al magmatismo de rift, en zonas localizadas del complejo Oaxaqueño se desarrolló un proceso de migmatización denominado como Orogenia Olmecana (*ca.* 1.1 Ga; Solari et al., 2003). La existencia de dicho evento ha sido discutida dada la falta de evidencia en las exposiciones de Oaxaquia fuera del complejo Oaxaqueño. Aun así, este evento ha sido atribuido a la colisión entre Oaxaquia y Amazonia, previo al magmatismo AMCG y el metamorfismo en facies de granulita (Solari et al., 2003), ya que no hay evidencia de magmatismo de arco para este tiempo en Oaxaquia (Weber y Schulze, 2014).

El siguiente evento tectónico registrado en Oaxaquia es el magmatismo tipo AMCG presente en todas las localidades de Oaxaquia. Dada la naturaleza composicional del magmatismo anortosítico, la presencia de circones ígneos es escasa, por lo que una datación exacta de dicho evento ha sido complicada. Sin embargo, se ha propuesto que la edad de dicho magmatismo se encuentra entre los 1.03 y 1.01 Ga (Fig. 2.9 c; Keppie et al., 2003a; Solari et al., 2003; Cameron et al., 2004).

La génesis del magmatismo tipo AMCG en Oaxaquia es considerada atípica, ya que se considera que las anortositas tipo-macizo tienen un origen anorogénico intraplaca (Ashwal, 1993). Dado que el magmatismo anortosítico en Oaxaquia es previo al evento colisional por al menos 10 Ma, se propone la fragmentación de la placa subducida durante el magmatismo de arco (1.25 – 1.2 Ga), lo que propició el ascenso de calor del manto superior y la fusión parcial de la corteza de “Oaxaquia típico” con poca participación del manto (Fig. 2.9 c; Weber et al., 2010).

Una de las etapas finales del ensamble de Rodinia está remarcada por la colisión entre los continentes Laurencia, Báltica y Amazonia; en donde Oaxaquia se encuentra debajo de la porción sur de Báltica y sobre el Orógeno Putumayo de Colombia (Pisarevsky et al., 2003; Cawood y Pisarevsky et al., 2017). Este evento colisional se encuentra representado en Oaxaquia en la denominada Orogenia Zapotecana, la cual se llevó a cabo hace *ca.* 990 Ma (Fig. 2.9 d; Solari et al., 2003).

Los eventos tectónicos posteriores al evento granulítico Zapotecano son locales. El primer evento tectonotermal se vio reflejado en la generación de pegmatitas post-tectónicas en el complejo Oaxaqueño, las cuales han sido interpretadas como provenientes de un magmatismo anorogénico en un evento de rift (Solari et al., 2003; Shchepetilnikova et al., 2015).

Otro evento postorogénico encontrado tanto en las rocas de Oaxaquia (Keppie et al., 2006) y del bloque Maya (Weber y Köhler, 1999; Weber et al., 2018) a *ca.* 920 Ma, se encuentra relacionado a las rocas meta-anortosíticas. Dicho evento es explicado en términos de un evento de relajación termal similar a la fase Dalane de la Orogenia Sueconoruega (Bogdanova et al., 2008) en donde el colapso gravitacional del orógeno generó extensión que reactivó las zonas de

cizalla como fallas de despegue y facilitó el ingreso de fluidos meteóricos y generó reacciones metamórficas que incluyen el sobrecrecimiento de circones metamórficos (Weber et al., 2020).

La fase final de la ruptura de Rodinia está remarcada por la disgregación de Laurentia, Báltica y Amazonia, y la evidencia de este evento se encuentra en los enjambres de diques provenientes de plumas mantélicas durante el Ediacariano en Báltica (616 ± 3 , Noruega; Bingen et al., 1998), en Laurentia (615 ± 2 Ma, Labrador; Kamo et al., 1989) y Amazonia (619 ± 9 Ma; Novillo, Weber et al., 2019 y El Triunfo, 615 ± 7 Ma; Weber et al., 2020), como se muestra en la Fig. 2.10. Este evento propició una LIP durante la disgregación de Rodinia y la apertura del océano Iapetus. A partir de lo anterior, Weber et al. (2019) propusieron que el intemperismo y erosión de dicha LIP en los tres continentes pudo haber desencadenado la glaciación Gaskiers del Ediacariano de ca. 580 Ma.

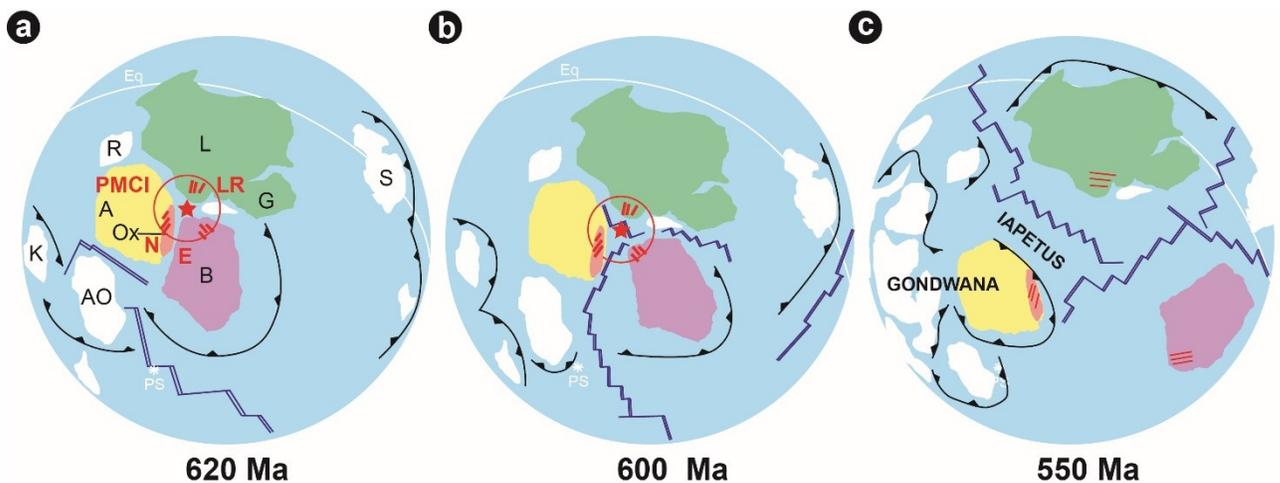


Fig. 2.10 Modelo esquemático de la interacción entre Amazonia – Báltica – Laurentia – Oaxquia durante la parte final de la disgregación de Rodinia. (a) Inicio de la dispersión final de Rodinia a 620 Ma mediante magmatismo de una superpluma del manto en la Provincia Magmática Central de Iapetus y los enjambres de diques en los diferentes continentes. (b) Transición entre la etapa de Rift y Drif continental entre los continentes y el nacimiento del Océano Iapetus. (c) Océano Iapetus totalmente formado, inicio de la convergencia en la parte de Amazonia. A: Amazonia; AO: África Oeste; B: Báltica; E: Egersund; G: Groenlandia; K: Kalahari; L: Laurentia; LR: Lone Range; N: Complejo Novillo; Ox: Oaxquia; PMCI: Provincia Magmática Central de Iapetus; S: Siberia. Tomado de Weber et al. (2019).

El depósito de la unidad Jocote (complejo El Triunfo) se dio entre los 600 – 580 Ma (González-Guzmán et al., 2016) como consecuencia de la disgregación de Rodinia, representando la única evidencia sedimentaria reportada hasta ahora de la apertura del océano Iapetus en México.

2.4.3 Sobrevista General del Basamento Proterozoico del Noroeste de México

Las rocas del Paleoproterozoico del noroeste de México consisten en ortogneises cuyos protolitos ígneos presentan edades de entre 1.8 y 1.6 Ga (Nourse et al., 2005; Farmer et al., 2005; Arvizú-Gutiérrez et al., 2009a; Amato et al., 2008) y se han propuesto como continuación de las provincias corticales del suroeste de Laurentia Mojave, Yavapai y Mazatzal en el centro, noroeste y norte del estado de Sonora (Damon et al., 1961; 1962; Premo et al., 2003; Iriondo y Premo, 2011; Solari et al., 2017). Además de las provincias corticales mencionadas, en el NW de México

existen también dos pulsos magmáticos mesoproterozoicos (~1.4 y 1.1 Ga; [Anderson y Silver 1977; 1981; 2005; Howard et al. 2015](#)) de composición granítica que se encuentran dispersos dentro de dichas provincias en el noroeste de México.

Al oeste de Sonora se ubican los afloramientos de la provincia Mojave, en las localidades de Bámuri, los cerros El Tecolote y La Tortuga ([Premo et al., 2003; Castiñeiras et al., 2004a y b; Dórame-Navarro et al., 2004; Dórame-Navarro e Iriondo, 2005; Farmer et al., 2005](#)) Sierrita Prieta ([Herrera-Urbina et al., 2004; Soto-Verdugo, 2006](#)).

Las rocas asociadas a la provincia Yavapai en México afloran en el estado de Sonora. Estos afloramientos se encuentran en las localidades de Andrade, Quarry, Sierra Los Alacranes ([Nourse et al., 2005](#)), Sierra Horneday ([Espinoza et al. 2005](#)), el oeste de Quitovac ([Iriondo et al., 2004](#)), Cerros San Luisito ([Gutiérrez-Coronado et al., 2008](#)), Zona Canteras-Puerto Peñasco ([Arvizu-Gutiérrez et al., 2009b](#)), Sierra Prieta y Cerro Prieto-Carina ([Izaguirre-Pompa, 2009](#)), Cerro Rajón ([Premo et al., 2003; Farmer et al., 2005](#)), La Lámina ([Amato et al., 2008](#)), El Crestón ([Valenzuela-Navarro et al., 2003](#)) y Sierra Mazatán ([Iriondo y Premo, 2011](#)).

En el noroeste de México también afloran rocas relacionadas con la provincia Mazatzal, en las localidades Choclo Duro ([Nourse et al., 2005](#)), Cananea ([Anderson & Silver, 1977; Anderson y Silver, 2005; Noguez-Alcantara, 2008](#)), Cerros Las Mesteñas y Sierra Los Ajos ([Herrera-López et al., 2005](#)), el este de Quitovac.

Además de las localidades relacionadas a las provincias ya mencionadas, también afloran rocas ígneas de composición granítica de ~1.4 Ga y la evidencia de éstas se encuentran documentadas en las localidades de Cananea ([Anderson y Silver, 1977](#)), Cerro Colorado, Santa Margarita ([Anderson y Silver, 2005](#)), La Salada ([Iriondo y Premo, 2011](#)), Cerros Las Mesteñas y Sierra Los Ajos ([Herrera-López et al. 2005](#)).

El segundo pulso magmático del Mesoproterozoico (~1.1 Ga) aflora en las localidades Sierra Los Tanques ([Iriondo et al., 2008](#)), Sierrita Blanca ([Enríquez-Castillo et al., 2008; Izaguirre-Pompa, 2009](#)), el Rancho Aibó ([Anderson et al. 1979; Iriondo et al., 2005; Anderson y Silver, 2005](#)), Tecolote y Llano Verde ([Campillo-Castelo, 2008](#)), Escuadra/Pozito ([Anderson y Silver, 2005; Amato et al., 2005](#)).

Las rocas precámbricas en Sonora afloran a lo largo de sierras elongadas que presentan una tendencia NW-SE, y se encuentran compuestas principalmente de gneises, gabros y granitoides foliados de edades paleoproterozoicas ([Solari et al., 2018](#)).

2.4.4 Modelo tectónico noroeste de México – suroeste de Norte América

Los primeros estudios geocronológicos K-Ar y Rb-Sr llevados a cabo por [Damon et al. \(1961, 1962\)](#) en el basamento precámbrico de esta zona permitieron proponer una continuación del basamento del suroeste de los Estados Unidos hacia México.

Esto último fue confirmado por geocronología U-Pb en zircones ([Silver y Anderson 1974; Anderson y Silver 1978; 1979](#)). Como resultado de lo anterior, y con el propósito de explicar el patrón de las provincias proterozoicas con

historias geocronológicas diferentes en la zona, [Silver y Anderson \(1974\)](#) propusieron el concepto de la Mega-cizalla Mojave Sonora (MMS).

Posteriormente, [Iriondo \(2001\)](#) e [Iriondo et al. \(2004\)](#), a partir de estudios de geoquímica, geocronología e isotopía en el área de Quitovac, constataron la similitud de las rocas del terreno Caborca con las de la provincia Yavapai, mientras que las rocas del terreno Norte América guardaban coherencia con las rocas de la Provincia Mazatzal, del SO de Estados Unidos. En el mismo sentido, [Valenzuela-Navarro et al. \(2003\)](#), [Dórame-Navarro et al. \(2004\)](#) y [Castiñeiras et al. \(2004a; b\)](#) reportaron que las rocas del Crestón, Bámuri y Cerros El Tecolote presentan una firma isotópica semejante a aquellas de la provincia Mojave.

Los modelos paleogeográficos que explican la presencia de rocas precámbricas en el NW de México son los siguientes: 1) en contacto tectónico por una zona de cizalla de edad a) Jurásica (Mega-cizalla Mojave Sonora; [Silver y Anderson, 1974](#)); b) Triásico-Pérmico (Transferencia California-Coahuila; [Dickinson y Lawton, 2001](#)); c) durante el Carbonífero-Pérmico ([Lawton et al., 2017](#)); d) durante el Neoproterozoico ([Poole et al., 2005](#)); e) o Grenvilliana ([Whitmeyer y Karlstrom, 2007](#)) o 2) por una curvatura oroclinal del Paleoproterozoico ([Iriondo y Premo, 2011](#)).

El modelo que explica la amalgamación de las provincias corticales del SO de Laurentia se encuentra basado en la acreción de arcos insulares al SW de la zona continental de Laurentia hasta ese momento comprendida por las provincias Superior y Wyoming ([Whitmeyer y Karlstrom, 2007](#)). En primera instancia bajo este contexto, inicia con la acreción de la provincia Mojave, la cual es interpretada como un fragmento cortical del Arcáico con una afinidad a intraplaca y es denominada Mojavia ([Rämö y Calzia, 1998](#); Fig. 2.11 a).

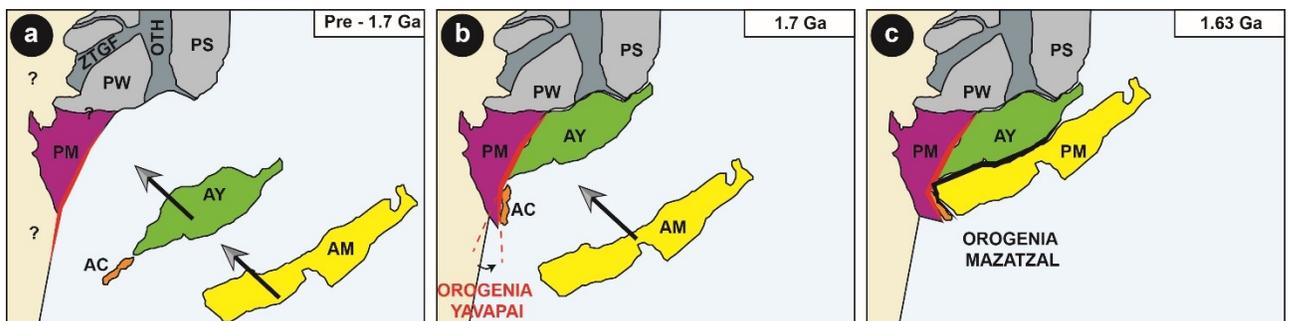


Fig. 2.11 Modelo esquematizado de la evolución tectónica del noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos. (a) Provincia Mojave la cual representa la zona continental, cierre del océano entre el Arco Yavapai-Caborca y ubicación del Arco Mazatzal, antes de la colisión de los arcos con la zona continental. (b) Colisión oblicua del Arco Yavapai-Caborca durante la denominada Orogenia Yavapai. (c) Colisión del Arco Mazatzal que explica el Doble Oroclinal Caborca. Tomado de [Iriondo y Premo, \(2011\)](#). AC: Arco Caborca; AM: Arco Mazatzal; AY Arco Yavapai; OTH: Orógeno Trans Hudson; PM: Provincia Mojave; PS: Provincia Superior; PW: Provincia Wyoming; ZTGF: Zona Tectónica Grat Falls

Posteriormente, durante el Mesoproterozoico, se produce la acreción del arco Yavapai con el núcleo Arqueano mencionado, generando la sutura entre estas dos provincias (Orogenia Yavapai; Fig. 2.11 b). Con el fin de dar continuación a la provincia Yavapai hacia el territorio mexicano actual, alternativa al desplazamiento de corteza por medio de la MMS; [Iriondo y Premo \(2011\)](#) proponen la existencia de un arco subordinado al arco Yavapai, denominado Arco Caborca (2.9 b).

Después de la orogenia Yavapai, el cierre del océano que existía entre el nuevo margen SW de Laurencia y el arco insular de la provincia Mazatzal genera la colisión de esta provincia y el continente, generando la denominada Orogenia Mazatzal durante aproximadamente 1.65 y 1.60 Ga (Fig. 2.9 c).

III. Geología y Desarrollo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina

La exposición de rocas del basamento del noreste de México es escasa dada la amplia y potente cobertura de rocas mesozoicas en la región. A pesar de lo anterior, la deformación de la gruesa capa de sedimentos mesozoicos durante la Orogenia Laramide (Cretácico–Eoceno) y la posterior erosión de las estructuras generadas, permitieron la exposición de las rocas del basamento pre-mesozoico. La localidad más representativa de las exposiciones del basamento en el área es AHP al oeste de Ciudad Victoria, además de exposiciones menores en los municipios de Miquihuana y Bustamante (Tamaulipas) y en el municipio de Aramberri (Nuevo León) (Fig. 3.1).

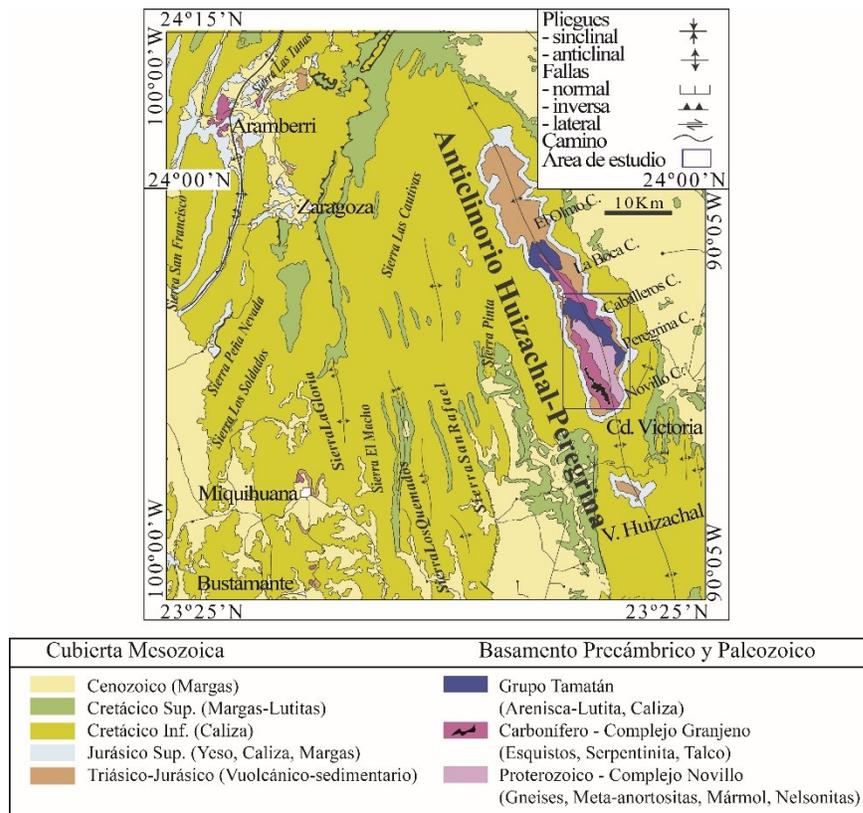


Fig. 3.1 Mapa geológico simplificado de la Sierra Madre Oriental en el área del Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Además se muestran las localidades Aramberri (Nuevo León), Miquihuana y Bustamante (Tamaulipas). Modificado de Barboza-Gudiño et al. (2011).

El Anticlinorio Huizachal-Peregrina es una macroestructura perteneciente al cinturón plegado y cabalgado de la Sierra Madre Oriental que posee una orientación nornoroeste-sursureste doblemente buzante con una longitud de ~150 km de largo y ~20 km de ancho (Zhou et al., 2006). A lo largo de los cañones Caballeros, Peregrina y Novillo que cortan perpendicularmente el eje del AHP, se expone el núcleo erosionado con los afloramientos de mayor tamaño y mejor preservados del basamento pre-Mesozoico de la Sierra Madre Oriental en el noreste de México.

De manera general, el basamento pre-Mesozoico del noreste de México está constituido por una unidad perteneciente al Proterozoico, el Complejo Novillo; y 3 unidades pertenecientes al Paleozoico, que son la Tonalita Peregrina (Ordovícico), el Grupo Tamatán (Devónico-Pérmico) y el Complejo Granjeno (Carbonífero) (Fig. 3.2). Las particularidades de cada unidad serán discutidas en este capítulo; y de igual manera la interpretación que se le ha dado a cada una durante el desarrollo del conocimiento de la geología del AHP, principalmente los modelos discutidos en los trabajos publicados durante la última década.

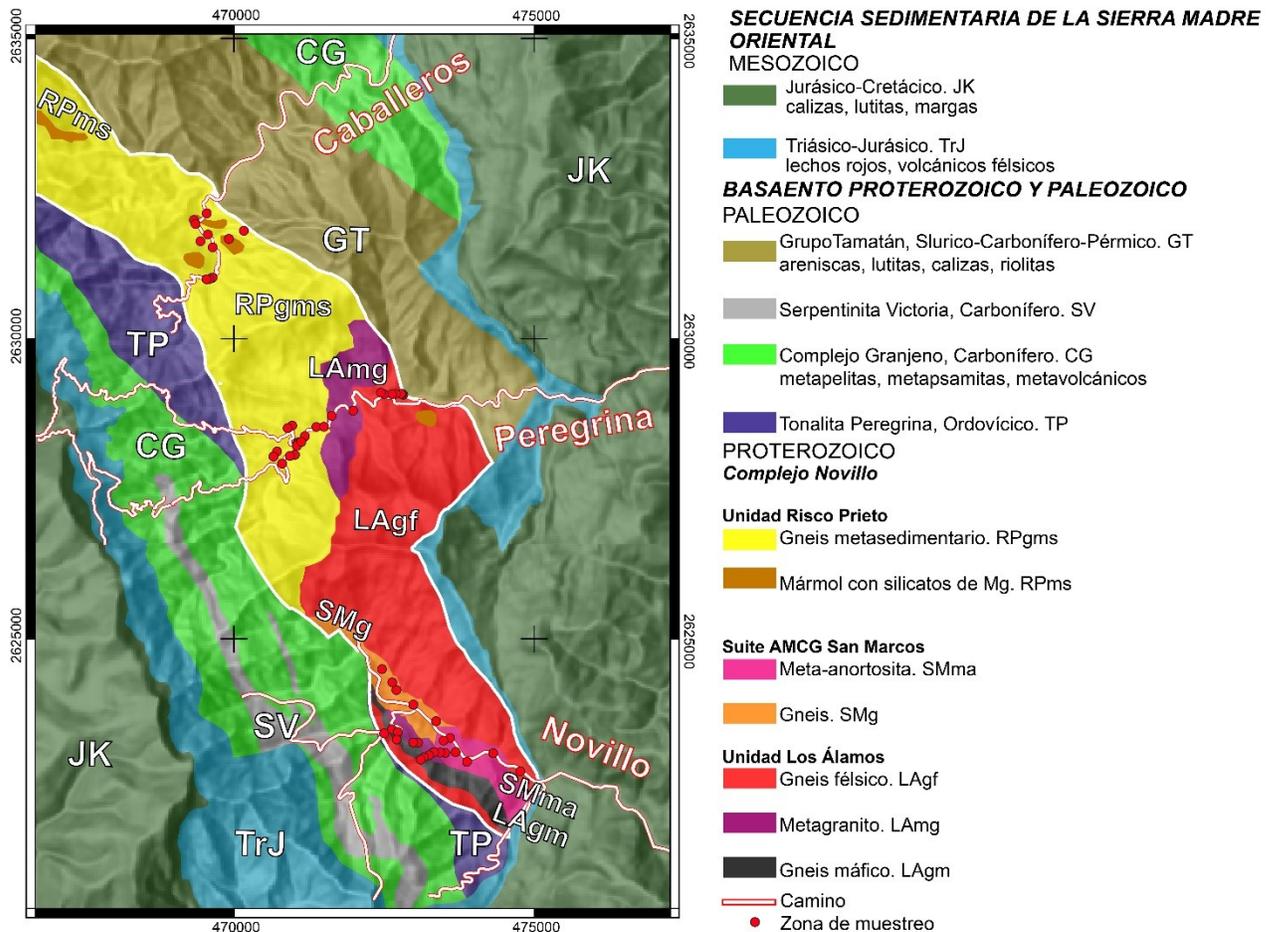


Fig. 3.2 Mapa geológico del área de estudio. Modificado a partir de Ramírez-Ramírez (1992) y Alemán-Gallardo et al. (2019b).

3.1 Complejo Novillo

El complejo Novillo es la exposición en el noreste de México (Ortega-Gutiérrez et al. 1995; 2018) y aflora en el núcleo erosionado del AHP. En este trabajo se sugiere adoptar el término “Complejo Novillo” para incluir a todas las litologías que no son gneises en el sentido estricto y tienen su origen en el Proterozoico, en lugar del término previamente acuñado como “Gneis Novillo” (Fries y Rincón-Orta, 1967).

El Complejo Novillo es una litodema en facies de granulita que aflora en la parte central del núcleo del AHP con una tendencia nornoroeste-sursureste y posee una superficie de $\sim 70 \text{ km}^2$ (Fig.3.2). El complejo consta tanto de rocas metaígneas como metasedimentarias que han sido interpretadas como la corteza continental, en la cual se desarrollaron los procesos magmáticos, metamórficos y sedimentarios durante el Paleozoico para generar el resto de unidades geológicas del basamento del AHP y por ende el ancestral México continental (Torres-Sánchez, 2015; Torres-Sánchez et al., 2015; 2017; 2021; Alemán-Gallardo et al., 2019a; 2019b; Casas-Peña, 2021; Casas-Peña et al., 2021; Ramírez-Fernández et al., 2021).

Las condiciones metamórficas del Complejo Novillo fueron aproximadas por Orozco-Esquivel (1990) mediante el geotermobarómetro de granate-clinopiroxeno-ortopiroxeno y encontró que las rocas estuvieron sometidas a una presión de 8.9 – 9.7 Kbar (de acuerdo a Newton y Perkins 1982 y Eckert et al., 1989) y a una temperatura de 778 °C (en base a Krogh, 1989).

Según los estudios pioneros en el Complejo Novillo, este consiste en gneises bandeados con composiciones de gabro-anortositas, gneises ocelares, metagranitos, anfibolitas, charnockitas, cuarcitas, gneises cuarzo-feldespáticos, esteatitas, rocas calcosilicatadas y mármol; y fueron divididos a *grosso modo* como paragneis y otrogneis (Carrillo-Bravo, 1961; Castillo-Rodríguez, et al., 1988; Ramírez-Ramírez, 1992).

Posteriormente, las diferentes litologías del complejo fueron subdivididas por Cameron et al. (2004) en dos grupos basados en la edad de cristalización de las rocas, separándolas así en: 1) Rocas más antiguas (*Older Rocks* en el trabajo original) que poseen una edad de 1.23–1.11 Ga; y 2) Suite AMCG con una edad poco constreñida de 1.03–1.01 Ga.

A lo largo del tiempo, los estudios previos en el área han manejado a las rocas del Complejo Novillo únicamente como orto- y paragneises de diferentes composiciones, además de dividir a los ortogneises de acuerdo a su edad y tipo de magmatismo como ya se mencionó. Es por lo anterior que en este trabajo se subdivide al Complejo Novillo de acuerdo a su origen metaígneo y metasedimentario y se le asignará un nombre a cada unidad tomando en cuenta el origen de las rocas y su edad. Las rocas metaígneas se dividen en la *Unidad Los Álamos* y la *Suite AMCG San Marcos*, mientras que la unidad metasedimentaria ha sido denominada como *Unidad Risco Prieto*. A continuación, se describen las particularidades de estas unidades.

3.1.1 Unidad Los Álamos

La unidad Los Álamos está compuesta principalmente por gneises de composición félsica y máfica y metacharnockitas. Estas rocas han sido descritas de manera general como pertenecientes a la “Suite Más Antigua” (*Older Rocks*) en trabajos previos (Cameron et al., 2004; Trainor et al., 2011). La unidad Los Álamos toma su nombre de uno de los arroyos tributarios al cause principal del cañón Novillo.

Esta unidad está compuesta de ortogneises félsicos y máficos, además de metagranitos que en general afloran de manera masiva con una foliación que va de bandeamiento bien definido a foliación fina dependiendo de la composición de la roca cuya relación en campo con el resto de las unidades no es del todo clara dado que todos sus contactos se encuentran cubiertos por sedimentos cuaternarios. A pesar de lo anterior, se infiere que es esta unidad la que se encuentra en contacto tectónico con el Grupo Tamatán del Paleozoico en el cañón Peregrina.

Los gneises félsicos afloran principalmente en la porción oriental del complejo, en los cañones Peregrina y Novillo (Fig. 3.2). La unidad aparece en afloramientos masivos que por lo general son <50 m con un bandeamiento bien definido de espesor de ~5 cm en diferentes tonalidades de gris verdoso. Estas rocas en el cañón Novillo presentan una textura granoblástica gruesa y sus bandas en algunos sectores forman pliegues isoclinales subparalelos a la fábrica principal (Fig. 3.3 a y b).

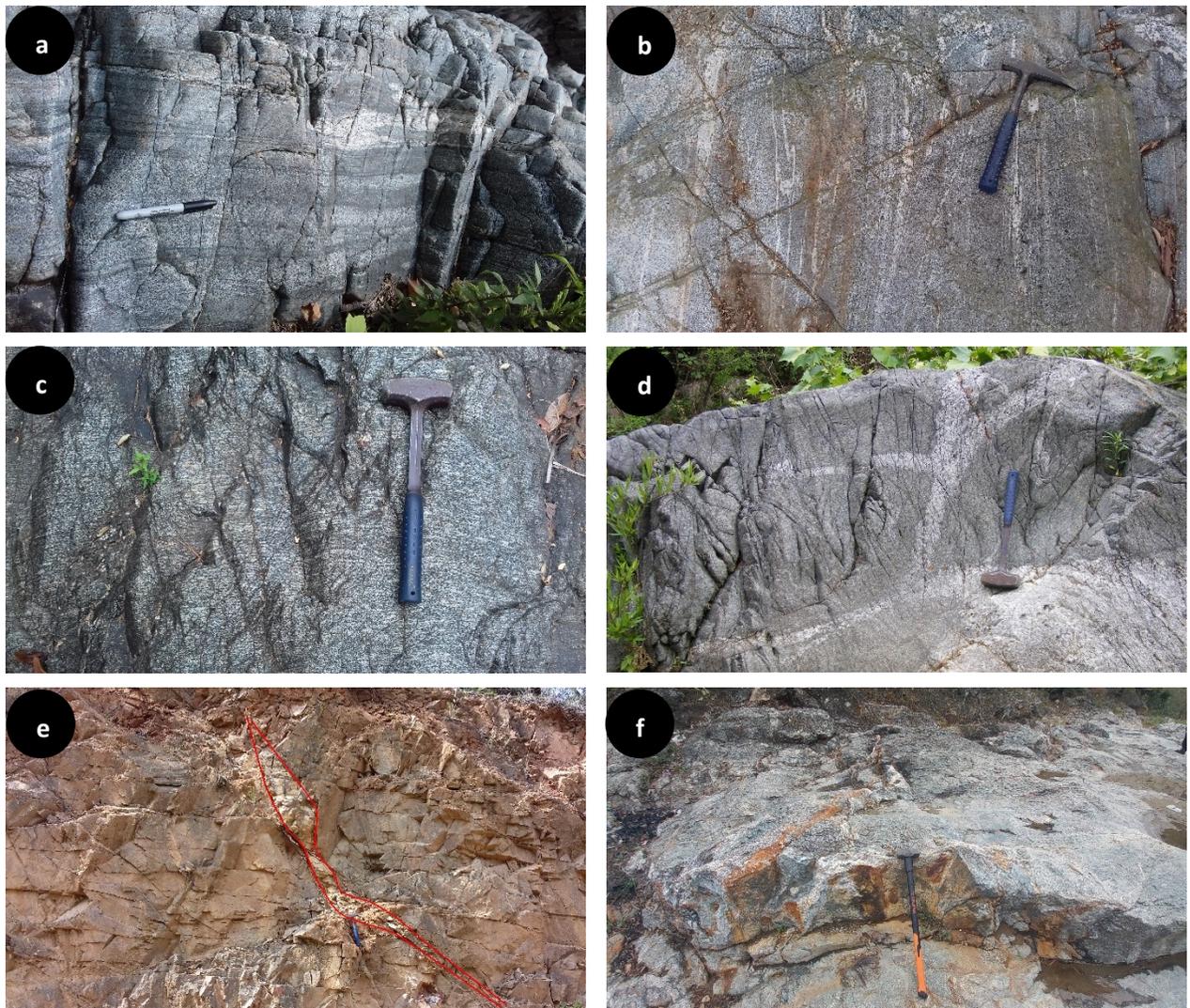


Fig. 3.3 Afloramientos de gneises félsicos de la unidad Los Álamos del Complejo Novillo. a) Gneis félsico del cañón Novillo con bandeamiento de ~10 cm de espesor. b) Gneis félsico en el cañón Novillo. c) Gneis félsico con bandeamiento fino en el cañón Peregrina. d) Gneis félsico en el cañón Peregrina con evidencia de migmatización post-metamórfica. e) Dique

pegmatítico que corta perpendicularmente a la fábrica del gneis félsico en el cañón Novillo. f) Sector migmatizado del gneis félsico en el cañón Novillo.

Los gneises félsicos en el cañón Peregrina, a diferencia de los del cañón Novillo, presentan de manera general una textura porfiroblástica y el bandeamiento en algunos sectores es más fino (~1 cm; Fig. 3.3 c), indicando un posible origen volcánico para estos últimos. Una característica importante de estas rocas en el cañón Peregrina es la presencia de zonas leucocráticas que cortan al bandeamiento principal de los gneises que pueden representar zonas de migmatización post-orogénica. En el cañón Novillo la evidencia de esta actividad post-metamórfica se encuentra expresada como diques cuarzofeldespáticos, que cortan al gneis félsico de manera perpendicular y paralela al bandeamiento de la roca (Fig. 3.3 e y f).

Los metagranitos pertenecientes a la unidad Los Álamos afloran principalmente en el cañón Peregrina y en menor medida en el cañón Novillo. Estas rocas se presentan de manera masiva en color blanco y gris con una foliación bien definida (Fig. 3.4 a). Se componen principalmente de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y piroxeno. En trabajos previos estas rocas habían sido consideradas como paragneises cuarzofeldespáticos pero más adelante en este trabajo se presentarán datos que sugieren un origen ígneo para su protolito.

Los gneises máficos de la unidad Los Álamos afloran únicamente en el cañón Novillo. Estas rocas son de color gris oscuro compuestas principalmente de plagioclasa + clinopiroxeno + ortopiroxeno y bandas de entre 1 y 10 cm de espesor compuestas principalmente de feldespato alcalino que en algunas zonas presentan una coloración rosada. Estas bandas en general son paralelas al bandeamiento de la roca, pero también forman pliegues isoclinales (Fig. 3.4 b).

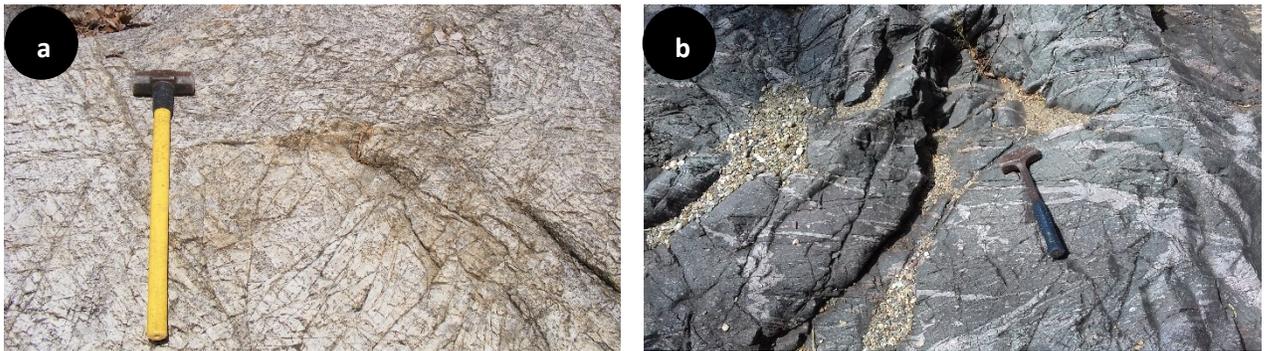


Fig. 3.4 a) Metagranito perteneciente a la unidad Los Álamos en el cañón Peregrina. b) Gneis máfico de la unidad Los Álamos en el cañón Novillo.

3.1.2 Suite AMCG San Marcos

La Suite AMCG San Marcos incluye a las rocas que están relacionadas al magmatismo AMCG, que en trabajos anteriores habían sido consideradas simplemente como Suite AMCG (Cameron et al., 2004; Trainor et al., 2011). La unidad se compone de gneises *sensu stricto* con sus típicas intercalaciones de bandas claras y oscuras con composición metagranítica y metagabroica; además de meta-anortositas, diques de metaferrodiorita ricos en granate que cortan a

las anortositas y nelsonitas. Esta unidad toma su nombre del arroyo principal que corta al cañón Novillo, donde aflora principalmente.

Las rocas más abundantes de la Suite AMCG San Marcos son los gneises cuyos afloramientos son continuos a lo largo de varias decenas de metros, característica que es poco común en el resto de unidades del complejo. Cabe destacar que esta unidad es la más conocida del complejo Novillo dado a que aflora masivamente en lecho del arroyo principal del cañón Novillo (arroyo San Marcos; Fig. 3.5 a) y por dicho motivo se le considera la localidad tipo.

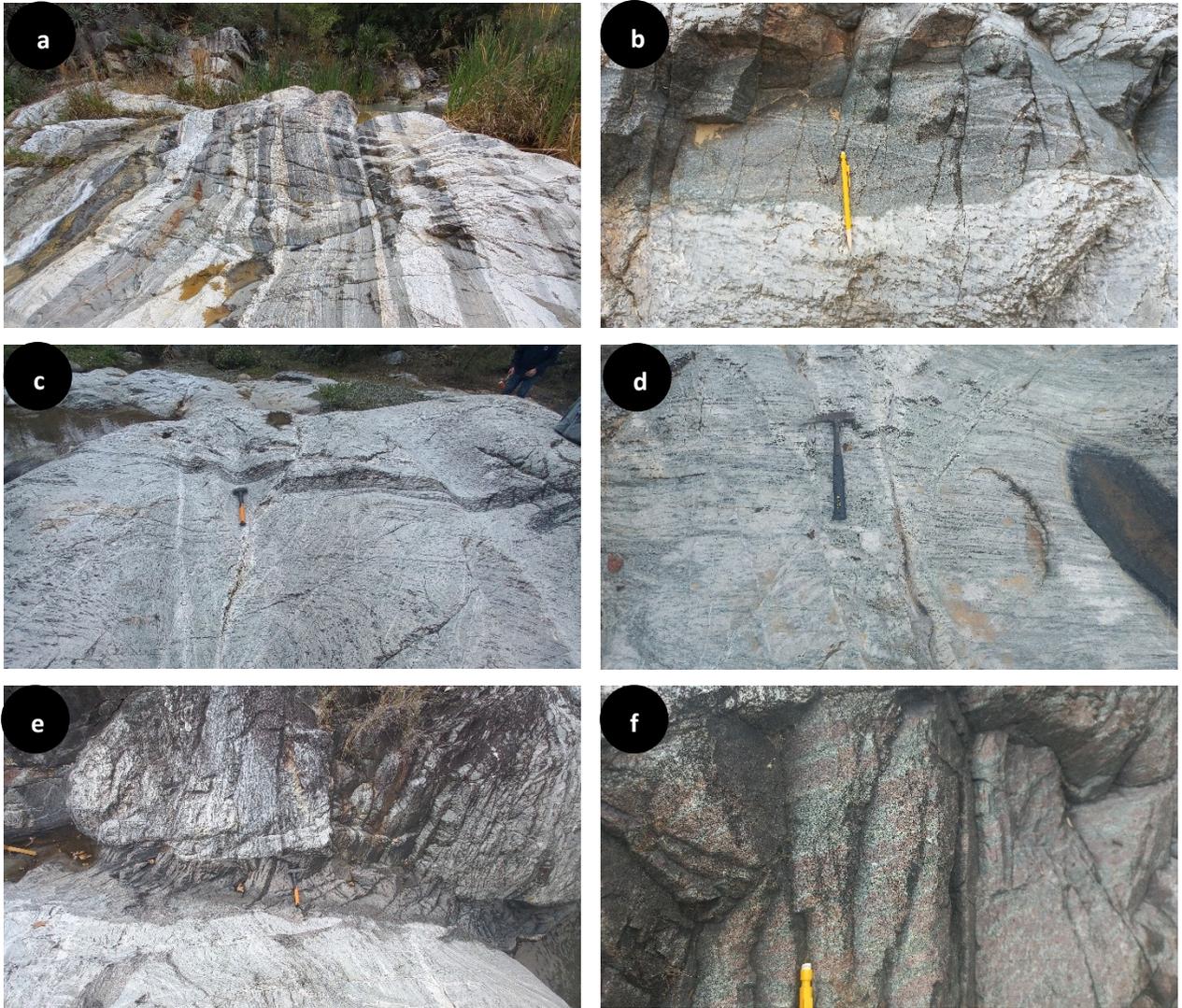


Fig. 3.5 Afloramientos de las rocas pertenecientes a la Suite AMCG San Marcos. a) Afloramiento de gneis *sensu stricto* en el cañón Novillo. b) Vista en detalle del contacto de bandas claras y oscuras del gneis de la Suite AMCG San Marcos; Cañón Novillo. c) Vista general de afloramiento de meta-anortositas con una de las escasas bandas compuestas de piroxeno y granate en el Cañón Novillo. d) Vista en detalle de afloramiento de meta-anortosita, notese como la foliación es bastante más fina que en el resto de las unidades del complejo; Cañón Novillo. e) Dique de metaferrodiorita rico en granate que corta la fábrica de la meta-anortosita; Cañón Novillo. f) Vista en detalle del dique de ferrodiorita rica en granate de la fotografía anterior.

El espesor de dichas bandas puede alcanzar hasta los 2 m, pero las variaciones rítmicas tienen un espesor de entre 5 y 20 cm típicamente (Fig. 3.5 b). En algunos sectores las bandas de claras presentan pliegues isoclinales de manera subparalela al bandeamiento principal, pero en algunos casos se encuentran cortando dicha fábrica.

La composición de las bandas claras varía de feldespática a cuarzo–feldespática con cantidades importantes de granate, donde las primeras contienen cantidades abundantes de granate y se les ha interpretado como los gneises de composición gabro-anortosítica (Ortega-Gutiérrez, 1978), pero debido a su alto contenido de cuarzo, en este trabajo se interpretan como metagranitos. La composición mineralógica de las bandas melanocráticas está dada por piroxeno + granate + plagioclasa + cuarzo + óxidos de Ti-Fe ± hornblenda ± biotita ± ortoclasa y son interpretadas como metagabros.

Las meta-anortositas afloran de manera masiva, en color blanco y gris con algunos horizontes de oxidación generados probablemente por la presencia de granate. Estas rocas tienen una foliación bien desarrollada y presenta una textura granoblástica equigranular y además presenta mineralogía típica de metamorfismo retrógrado. Sus componentes minerales en las bandas leucocráticas y en las escasas bandas mesocráticas son similares, variando únicamente en la proporción en la que estos se distribuyen. Este ensamble mineral está dado principalmente por plagioclasa + granate + clorita. Es posible que la presencia de clorita se deba al metamorfismo retrógrado experimentado por piroxenos.

Una unidad adicional que se encuentra relacionada a la Suite AMCG San Marcos, son los diques de metaferrodiorita ricos en granate que cortan a las meta-anortositas y a las intercalaciones de metagranito-metagabro (Fig. 3.5 d y e). Estos diques tienen un espesor de ~1 m y son de color verde oscuro con abundantes agregados de granate y cortan a la fábrica principal del complejo de manera perpendicular, por lo que representan evidencia de eventos tectonotermiales posteriores al metamorfismo en facies de granulita de Oaxaquia.

Una unidad relacionada a la asociación AMCG, son los cuerpos de nelsonita que cortan a las meta-anortositas. Estas rocas en principio fueron denominadas granulitas ferrogabroicas (Cameron et al., 2004), toleítas ricas en Fe o ferrobasaltos (Keppie et al., 2006) y nelsonitas (Trainor et al., 2011; Casas-García 2014). Casas-García (2014) reportó una composición mineralógica de ilmenita + apatito ± rutilo ± Fe – pseudobrookita ± pirrotina ± piritita ± fosfatos de elementos de tierras raras, dispuestos en una textura granoblástica, además de otras texturas de exsolución y reemplazamiento que sugieren procesos de inmiscibilidad líquida.

De manera general, el Complejo Novillo es cortado por dos enjambres de diques máficos, uno previo y otro posterior del evento metamórfico (Ramírez-Ramírez et al., 1992). Los diques pre-metamórficos han sido clasificados como anfíbolitas (Casas-García, 2012) o anfíbolitas con granate (Trainor et al., 2011) con una composición mineralógica que consta de granate + cuarzo + feldespato alcalino + minerales opacos ± clinopiroxeno ± anfíbolita ± bt ± apatito con una firma geoquímica de intraplaca (Casas-García, 2012). Los diques máficos postmetamórficos tienen una composición gabroica de plagioclasa + clinopiroxeno ± clorita ± minerales opacos ± biotita con una firma geoquímica similar a OIB.

3.1.3 Unidad Risco Prieto

La unidad Risco Prieto comprende a todas las litologías de origen sedimentario del Complejo Novillo que afloran en la parte occidental del complejo en el cañón Peregrina y a lo largo de todo el cañón Caballeros y está compuesto principalmente por gneises bandeados que se caracterizan por la intercalación de bandas claras de meta-arcosa y bandas oscuras de anfibolitas; además de mármoles magnesiosilicatados y gneises cuarzofeldespáticos con grafito (Fig. 3.2).

Los paragneises afloran en la parte central y occidental del cañón Peregrina, siendo la localidad “Poza del Granjeno” uno de los afloramientos típicos de esta unidad. Estas rocas se presentan como una sucesión rítmica de bandas leucocráticas y melanocráticas de 10-20 cm de espesor y con plegamiento local (Fig. 3.6 a y b). Las bandas de meta-arcosa se componen de plagioclasa y cuarzo, mientras que las anfibolitas presentan un color gris claro y marrón oscuro con una composición de hornblenda + plagioclasa + cuarzo \pm granate (Fig. 3.6 c).

Un aspecto destacable es que debido al gran parecido que guardan estas rocas con los gneises de la Suite AMCG San Marcos, esta parte de la unidad Risco Prieto había sido interpretada por [Ramírez-Ramírez \(1992\)](#) como una continuación del que denominó gneis bandedado del cañón Novillo hacia el cañón Peregrina. No obstante, dada la mineralogía presente principalmente en las bandas de anfibolita, estas rocas son consideradas en este trabajo como parte de la unidad metasedimentaria, lo que será respaldado más adelante en este trabajo mediante datos analíticos.

Los mármoles de la unidad Risco Prieto aparecen como afloramientos aislados dentro de la unidad metasedimentaria. Topográficamente los afloramientos de mármol se localizan en las zonas más altas del complejo, lo que dificulta establecer su relación con las demás unidades, dado el alto grado de intemperismo al que se encuentran sometidas las rocas del complejo. Estos mármoles afloran en el cañón Peregrina en rancho Santa Ana y en el cañón Peregrina en la localidad Risco Prieto y sus alrededores. Cabe destacar que ambas localidades mencionadas han sido minadas con el fin de aprovechar la presencia de talco (Fig. 3.6 d).

Para el mármol se reporta una composición de carbonatos y en menor medida piroxeno (diópsido), piroxenoides (wollastonita) con coronas de granate (grosularia), cuarzo y trazas de minerales opacos. Esta unidad del gneis expone también secuencias de mármoles los cuales se presentan en bandas angostas con un ensamble mineral que consta de carbonato-flogopita principalmente. Dicho ensamble mineral sugiere un protolito impuro de carbonatos silicatados y presenta textura interlobular e inequigranular.

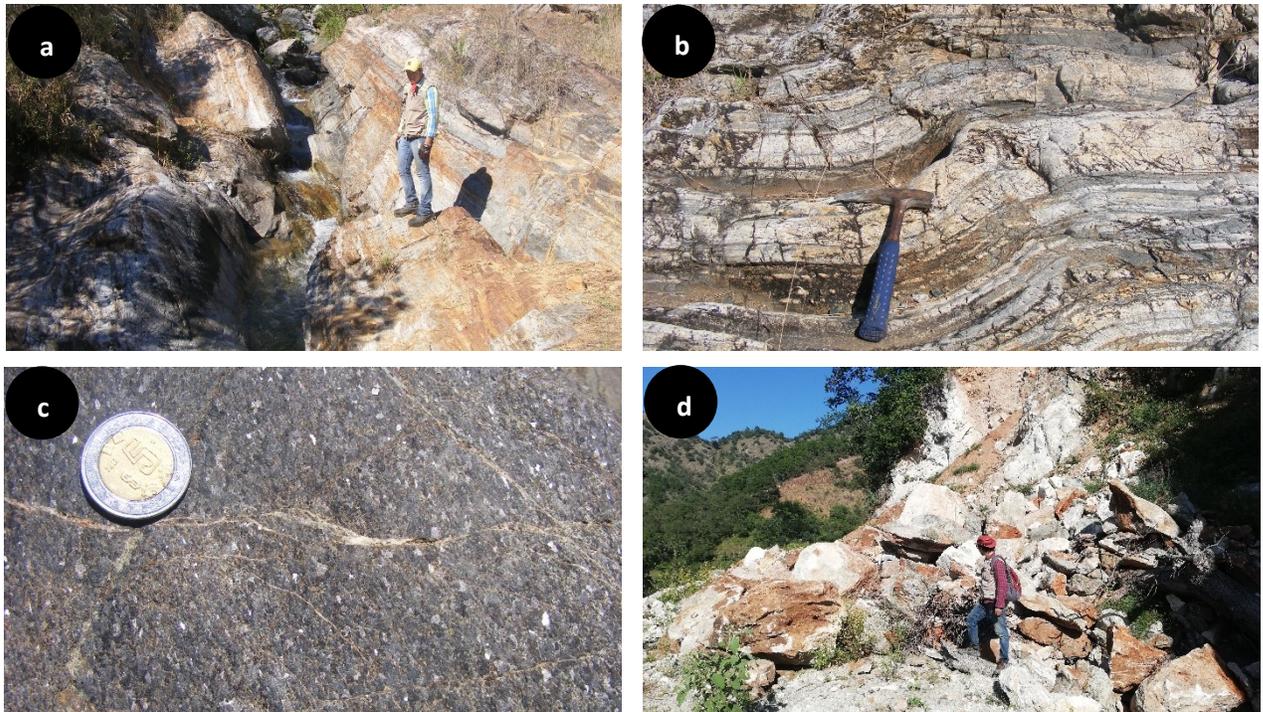


Fig. 3.6 Afloramientos de la unidad Risco Prieto. a) Paragneises con Intercalaciones de meta-arcosa y anfibolita en la localidad Poza del Granjeno en el cañón Peregrina. b) Vista en detalle de paragneises con bandeamiento plegado en el cañón Peregrina. c) Vista en detalle de anfibolita que se diferencia de los metagabros de la Suite AMCG San Marcos. d) Mina de marmol en la unidad Risco Prieto, cañón Caballeros.

3.1.4 Historia de la Geocronología del Complejo Novillo

Los primeros intentos de datar a las rocas granulíticas del AHP fueron llevados a cabo por [Fries et al. \(1962\)](#) quien obtuvo una edad de 744 ± 25 Ma por el método de K/Ar en biotitas. Posteriormente mediante el método de K/Ar se obtuvieron edades de 919 ± 18 y 880 ± 17 en hornblenda ([Denison et al., 1971](#)) y 928 ± 18 en flogopita ([Garrison et al., 1980](#)). Otro intento por datar el Complejo Novillo fue llevado a cabo mediante el método de Sm-Nd en roca total, donde edades de 904 ± 4 y 887 ± 3 ([Pattchet y Ruiz, 1987](#)). Si bien los resultados obtenidos no pudieron ser considerados como la edad del metamorfismo granulítico o de cristalización de los eductos dado el origen y las características de las rocas, en principio este complejo ya reflejaba un origen perteneciente al Proterozoico.

Posteriormente, [Silver et al. \(1994\)](#) presentaron una edad U-Pb en circón de 1018 ± 3 Ma que [Cameron et al. \(2004\)](#) interpretaron o bien como la edad del magmatismo AMCG o edades mezcladas entre el magmatismo de arco y el evento metamórfico en facies de granulita.

Posteriormente, [Cameron et al. \(2004\)](#) realizaron el primer análisis geocronológico U-Pb en el Complejo Novillo mediante el método ID-TIMS (*Isotopic Dilution Thermal Ionic Mass Spectrometry*) en circones. A partir de esto, se lograron identificar cuatro eventos tectonotermales en el complejo. El más antiguo perteneció a finales del Ectásico y hasta mediados del Esténico ($1235 - 1115$ Ma) y fue interpretado como magmatismo de arco, en acuerdo al resto del

magmatismo de otras localidades de Oaxaquia. El segundo evento, aunque no se encuentra bien constreñido del todo, fue datado para finales del Esténico (1035 – 1010 Ma), asignado para el magmatismo de las anortositas y sus rocas asociadas. El tercer evento fue interpretado como la edad del metamorfismo en facies de granulitas con una edad de 990 ± 5 Ma. Finalmente interpretaron la edad de 978 ± 3 Ma como la edad de emplazamiento de pegmatitas post-tectónicas pero los autores no hacen interpretaciones adicionales a dicha edad.

Además de esto, [Keppie et al. \(2006\)](#) utilizaron la edad U–Pb de 928 ± 2 obtenida en titanitas a partir de rocas metasedimentarias del complejo Novillo; además de la edad de 546 ± 5 Ma obtenidas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblendas de los diques post-metamórficos que cortan al complejo Novillo, para calcular la tasa de enfriamiento del complejo.

La edad de los diques post-metamórficos del complejo Novillo fue reinterpretada por [Weber et al. \(2019\)](#), quienes, mediante U–Pb SIMS (*Secondary Ion Mass Spectrometry*) en micro-baddeleyita, obtuvieron una edad de cristalización de 619 ± 9 Ma. Esta edad fue interpretada por los autores como el tiempo en el que Laurencia, Báltica y Gondwana (Oaxaquia) finalmente se separaron mediante una super pluma del manto que generó una LIP, cuya meteorización pudo haber contribuido a la glaciación Gaskiers durante el Ediacárico.

3.2 Tonalita Peregrina

La Tonalita Peregrina es un plutón elongado dividido en dos bloques orientados noroeste-sureste en una posición que se encuentra prácticamente alineada al resto de las unidades del basamento en el AHP (TP en la Fig. 3.2). El bloque noroeste se encuentra cortado por los cañones Caballeros y Peregrina y posee una longitud de ~ 5 km con ~ 1.7 km de ancho, acuña hasta desaparecer hacia el sureste cerca del cañón Peregrina. El bloque sureste por otra parte, aflora únicamente en el cañón Novillo y alcanza una amplitud máxima de ~ 1 km y se acuña hacia el noreste hasta desaparecer entre los complejos metamórficos Novillo y Granjeno.

El contacto de esta unidad con ambos complejos metamórficos es prácticamente vertical y no presenta evidencias de metamorfismo de contacto, por lo que no existe un modelo exacto que explique la manera y el tiempo en el que esta unidad llegó a su posición actual en el complejo del basamento del AHP.

De cualquier forma, dada su composición geoquímica y edades de núcleos de zircones heredados, la Tonalita Peregrina ha sido interpretada como un plutón formado por fundidos a partir de una corteza similar a Oaxaquia (p. ej. el Complejo Novillo; [Alemán-Gallardo et al., 2019a](#)). El contacto con el complejo Granjeno por el contrario, es interpretado como de carácter tectónico. La falla que pone en contacto la Tonalita Peregrina con el Complejo Granjeno fue bautizada por [Ramírez-Fernández et al. \(2021\)](#) como “Don Eliborio Manzano”. Esta es correlacionable con la Falla Caltepec que pone en contacto el Complejo Oaxaqueño con el Complejo Acatlán.

La Tonalita Peregrina presenta una textura granular gruesa, con plagioclasa + cuarzo + ortopiroxeno + ortoclasa \pm biotita \pm muscovita \pm zircón \pm titanita, composición que se mantiene constante en todos los afloramientos

pertenecientes a la unidad. La variación litológica principal en la Tonalita Peregrina es la intensidad de la alteración sericítica, pues en algunas zonas llega a ser tan pervasiva que la roca fue minada en el pasado para ser aprovechada como arcilla.

La Tonalita Peregrina presenta una edad de cristalización U–Pb en zircón de 448.9 ± 2.9 Ma (Alemán-Gallardo et al., 2019a). Esta unidad presenta características geoquímicas relacionadas a un arco continental, ahora interpretado como una extensión del Arco Famatiniano del Ordovícico presente desde Sudamérica hasta la parte norte de Centroamérica, con afloramientos en el noreste y sur de México en un sector denominado como Cinturón Plutónico Ordovícico Peregrina-Motozintla (Fig. 3.7; Estrada-Carmona et al., 2012; Solari et al., 2013; González-Guzmán et al., 2016; Alemán-Gallardo et al., 2019a; Juárez-Zúñiga et al., 2019).

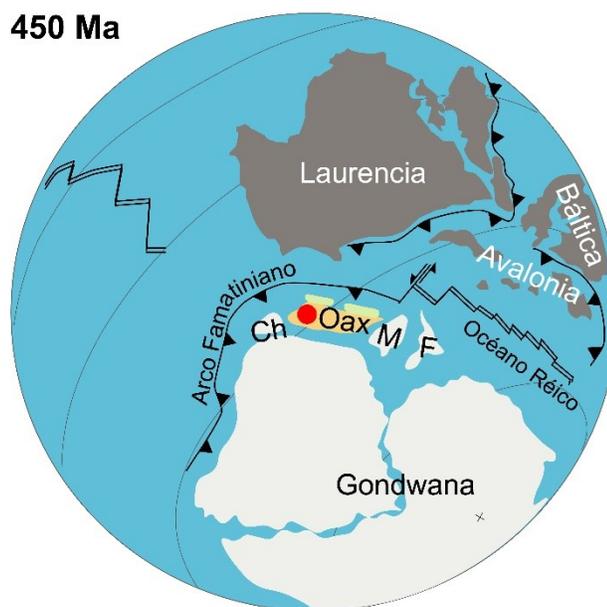


Fig. 3.7 Reconstrucción paleogeográfica simplificada para el Ordovícico a partir de González-Guzmán (2016), Alemán-Gallardo (2019a) y Merdith et al. (2020). El punto rojo representa la posición de la Tonalita Peregrina para este tiempo de acuerdo a Ramírez-Fernández et al., 2021. Ch: Chortis; F: Florida; M: Maya; Oax: Oaxaquia.

Dowe et al. (2005) obtuvieron una edad por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en muscovita de 313 ± 7 Ma, dato que interpretaron como la edad de enfriamiento de la tonalita, que es idéntica al rango de incertidumbre de la edad K/Ar en muscovita de 310 ± 10 obtenida por Fries y Rincón-Orta (1967). Ambas edades de igual manera son idénticas, dentro de la incertidumbre, con las edades obtenidas para el metamorfismo en facies de esquistos verdes en el Complejo Granjeno de 300 ± 4 Ma por el método de Ar/Ar (Dowe et al., 2005; Torres-Sánchez et al., 2015). Todo lo anterior implica que las edades obtenidas en muscovita se relacionan fuertemente con el metamorfismo del Complejo Granjeno durante su obducción sobre el continente, sugiriendo que la Tonalita Peregrina también fue afectada por el metamorfismo en facies de esquistos verdes.

3.3 Grupo Tamatán

La secuencia sedimentaria siliciclástica discontinua del Silúrico, Carbonífero y Pérmico del Grupo Tamatán cubre discordantemente al Complejo Novillo y sus afloramientos se encuentran cortados por los cañones Caballeros y Peregrina, al noreste del núcleo del AHP (GT en la Fig. 3.2). Este grupo sedimentario se compone de las formaciones Cañón de Caballeros, Vicente Guerrero, Del Monte y Guacamaya, además de la existencia de un cuerpo volcánico denominado Riolita Aserradero (Stewart et al., 1999; Ramírez-Fernández et al., 2021).

Los trabajos pioneros del AHP describen a la secuencia sedimentaria y sus componentes (Carrillo Bravo et al., 1961), aunque algunas de las hipótesis postuladas han ido evolucionando con el paso de los años. A finales de la década de 1990, las rocas sedimentarias del Grupo Tamatán, que fueron agrupadas simplemente como la Secuencia Sedimentaria del Paleozoico del AHP, fueron descritos desde un punto de vista paleontológico, lo que sirvió entre otras cosas para ubicar a Oaxaquia cerca de Gondwana a mediados del Paleozoico (Silúrico; Stewart et al., 1999) y en una posición relativamente cercana a Laurencia a finales del Paleozoico (Pérmico; Boucot et al., 1997). Lo anterior relaciona a las rocas del AHP con el cierre del océano Reico y por lo tanto con la formación de Pangea.

Actualmente los sedimentos del Paleozoico presentes en el AHP son interpretados como depósitos de una cuenca de tipo retroarco denominada Cuenca Tamatán (Alemán-Gallardo et al., 2019; Casas-Peña, 2021; Casas-Peña et al., 2021) y a continuación se describen las características litológicas e interpretaciones tectónicas de las formaciones que conforman a dicho grupo sedimentario.

3.3.1 Formación Cañón de Caballeros

La Formación Cañón de Caballeros (~50 m de espesor) que aflora tanto en el cañón Caballeros como en el de Peregrina, está compuesta principalmente por conglomerados, calizas, areniscas y lutitas que Stewart et al. (1999) distribuyeron en los miembros Inferior (conglomerados y areniscas de grano grueso), Santa Ana (calizas arcillosas) y Superior (lutitas, limolitas y areniscas de grano fino). Las características sedimentarias y paleontológicas de los tres miembros en conjunto fueron interpretadas por Casas-Peña, 2021 y Casas-Peña et al. (2021) como pertenecientes a un depósito en un ambiente marino somero en una margen pasiva.

Basados en el registro paleontológico, Boucot et al. (1997) y Stewart et al. (1999) habían propuesto la edad de depósito entre las épocas Wenlock y Prídoli (Silúrico) pero dada la presencia de circones detríticos con edades de 442–397 Ma con una edad máxima de depósito de 426 Ma (Ludlow), Casas-Peña, 2021 y Casas-Peña et al. (2021) propusieron que la edad de depósito de la formación se extiende hasta el Devónico Temprano, interpretando la fauna encontrada como reciclada.

A partir de la composición geoquímica de las rocas, que sugieren fuentes magmáticas de composición félsica, y de circones detríticos del Ordovícico y Silúrico, Casas-Peña, 2021 y Casas-Peña et al. (2021) propusieron la posición de

la cuenca Tamatán próxima al Bloque Maya, donde también recibía sedimentos del Proterozoico con edades típicas de Oaxaquia (Fig. 3.8).

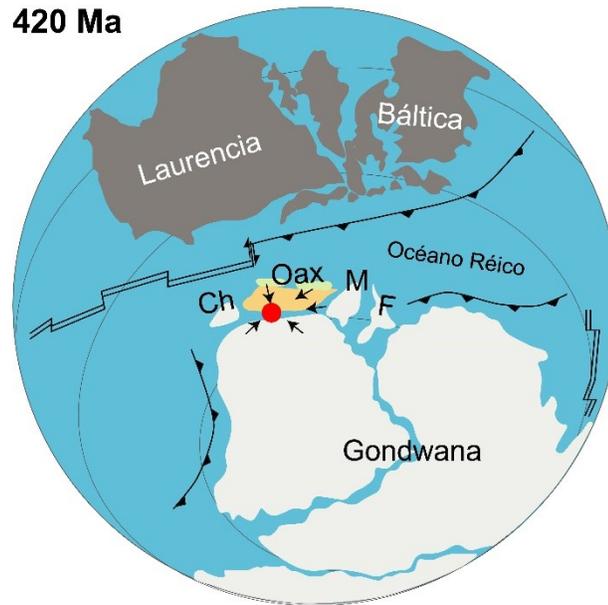


Fig. 3.8 Reconstrucción paleogeográfica simplificada para el final del Silúrico-Devónico Temprano a partir de [Merdith et al. \(2020\)](#), [Casas-Peña, 2021](#) y [Casas-Peña et al. \(2021\)](#). El punto rojo representa la posición de la Cuenca Tamatán, mientras que las flechas las posibles fuentes de sedimentos de la Fm. Cañón de Caballeros. Ch: Chortis; F: Florida; M: Maya; Oax: Oaxaquia.

3.3.2 Formación Vicente Guerrero

La Fm. Vicente Guerrero (30 m de espesor) aflora principalmente en el cañón Peregrina, donde su relación con las formaciones adyacentes presenta cierto grado de complejidad, pues se encuentra sobre el Complejo Novillo mediante contacto tectónico, o con una discordancia angular tanto sobre la Fm. Cañón de Caballeros como por debajo de la Fm. Del Monte.

Esta formación está dividida en los miembros Inferior y Superior. El miembro Inferior se compone de areniscas de grano fino y conglomerados en menor medida. El miembro superior está compuesto de areniscas de grano fino y limolitas y lutitas altamente deformadas.

En algunas zonas presenta estructuras de canales compuestas por arenisca de grano grueso, además de presentar también gradación normal, características que [Stewart et al. \(1999\)](#) interpretaron como pertenecientes a un ambiente marino somero, mientras que [Casas-Peña, 2021](#) y [Casas-Peña et al. \(2021\)](#) interpretaron dicho ambiente marino somero, ubicado en una cuenca marginal.

Al igual que la Fm. Cañón de Caballeros, la composición geoquímica de la Fm. Vicente Guerrero sugiere rocas ígneas de composición félsica e intermedia con aportaciones de rocas metamórficas de bajo grado con fuentes psamíticas y pelíticas.

En el caso de la edad de los sedimentos, la Fm. Vicente Guerrero ha sido interpretada como perteneciente al Misisípico (Stewart et al. 1999). Casas-Peña, 2021 y Casas-Peña et al. (2021) describen en esta formación una importante población de circones con edades típicas de Oaxaquia (1.3–1.0 Ga) pero también individuos con edades de ~620 Ma, que son contemporáneos con los diques post metamórficos del Complejo Novillo, aunque la edad de estos diques fue obtenida en badeleyita, no en circón (Weber et al., 2019) y en el basamento del Macizo de Chiapas (Weber et al., 2018; 2020). La unidad también posee circones con edades previas a aquellas de Oaxaquia (1.6 – 1.5 Ga), lo que indica una posible fuente de sedimentos procedentes de áreas del bloque Maya y Amazonia (Fig. 3.9).

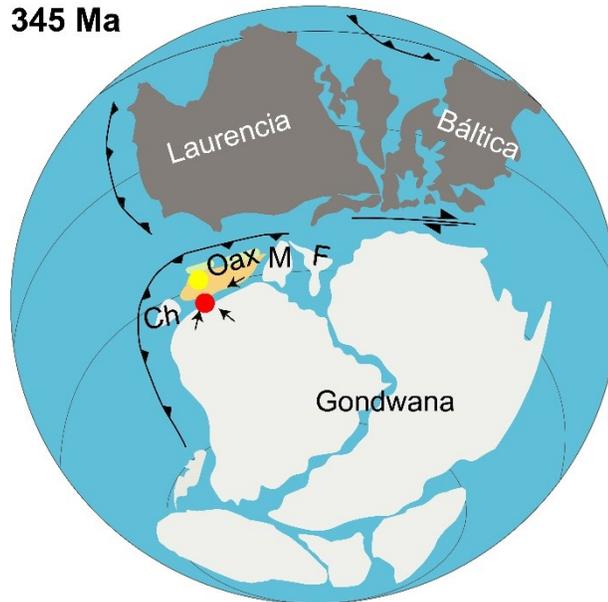


Fig. 3.9 Reconstrucción paleogeográfica simplificada para el final del Misisípico a partir de Merdith et al. (2020), Casas-Peña, 2021 y Casa-Peña et al. (2021). El punto rojo representa la posición de la Cuenca Tamatán y las flechas las posibles fuentes de sedimentos de la Fm. Vicente Guerrero; el punto amarillo marca la posición de la Riolita Aserradero. Ch: Chortis; F: Florida; M: Maya; Oax: Oaxaquia.

3.3.3 Riolita Aserradero

La Riolita Aserradero es un cuerpo volcánico subaéreo de composición, como su nombre lo indica, riolítica. Esta unidad se encuentra interestratificada con los sedimentos de las formaciones pertenecientes al Carbonífero del Grupo Tamatán en los cañones Caballeros y Peregrina, principalmente en la Fm. Vicente Guerrero (Gursky, 1996). Su relación estratigráfica no es del todo clara ya que los contactos se encuentran cubiertos por suelos o densa vegetación.

Carrillo-Bravo (1961) interpretó a las rocas que hoy se conocen como la Riolita Aserradero como novaculitas y las denominó Fm. La Yerba, hasta que posteriormente Gursky y Ramírez-Ramírez (1986) desecharon ese término y la denominaron informalmente como la Riolita Aserradero, dado a que se compone de una matriz microcristalina de cuarzo y feldespatos alcalinos con fenocristales de la misma composición.

Esta unidad tiene una edad de cristalización perteneciente al Misisípico (347.8 ± 2.8 y 340.7 ± 3.6 Ma; [Ramírez-Fernández et al., 2021](#)), por lo que ha sido interpretada como perteneciente al arco magmático Carbonífero-Pérmico que se desarrolló a lo largo de la margen noroeste de Gondwana (Fig. 3.9; [Kirsh et al., 2012](#); [Coombs et al., 2020](#); [Ramírez-Fernández et al., 2021](#)), mientras que los sedimentos del Grupo Tamatán forman parte de su cuenca de retro arco. Cabe mencionar que la Riolita Aserradero corresponde al pulso magmático más antiguo de México que atestigua el inicio del cierre del Océano Réico y el posterior ensamble de Pangea.

Cabe destacar que en los primeros trabajos sobre el basamento del AHP se sugirió que la Tonalita Peregrina y la Riolita Aserradero representaban fundidos a partir de una corteza continental similar al Complejo Novillo. Lo anterior de acuerdo con las disponibles para cada cuerpo ígneo de 334 ± 39 Ma ([Stewart et al., 1999](#)) para la Riolita Aserradero y 351 ± 54 Ma para la Tonalita Peregrina ([Dowe et al., 2005](#)). Esta hipótesis se descartó en un principio al no existir una correlación geoquímica directa entre ambas unidades ([De León-Barragán y Ramírez-Fernández, 2012](#)) y posteriormente al acotar sus respectivas edades de cristalización ya mencionadas.

3.3.4 Fm. Del Monte

Los afloramientos de la Fm. Del Monte aparecen dispersos por los cañones Caballeros y Peregrina. La relación estratigráfica que guarda con el resto de las unidades resulta tener un grado de complejidad pues se le encuentra tanto sobre la Fm. Vicente Guerrero (Misisípico) como sobre la Fm. Cañón de Caballeros ([Carrillo-Bravo, 1961](#)).

De manera general la Fm. Del Monte está constituida por un conglomerado basal con clastos de arenisca y limolita que alcanzan los 20 cm de diámetro, seguido por calizas de tipo grainstone con clastos de cuarzo que resultan ser bastante abundantes ([Carrillo-Bravo, 1961](#)). Posteriormente esta sucesión de rocas fue interpretada como una unidad turbidítica de calizas gradadas que fueron depositadas por flujos de arenas ([Stewart et al., 1999](#)). Otras características sedimentarias incluidas en esta formación, son estratificación ondulada e irregular y en zonas muy localizadas gradación ascendente, clastos de lodo de desgarre (*rip-up mud clasts*), laminación horizontal y evidencia de icnofauna ([Casas-Peña, 2021](#); [Casas-Peña et al., 2021](#)).

La composición modal de las rocas sugiere que la fuente de sedimentos de esta formación es de rocas félsicas e intermedias de ambiente de margen activa, con un menor, pero presente aporte de rocas metamórficas de bajo grado. La edad de los circones detríticos pertenecientes a esta formación corresponde a aquellas encontradas típicamente en Oaxaquia ([Casas-Peña, 2021](#); [Casas-Peña et al., 2021](#)). El contenido fosilífero de la Fm. Del Monte indica una edad de depósito del Pensilvánico y su compleja relación con las unidades subyacentes sugiere un evento deformacional previo a este tiempo, por el cual se vieron afectadas las formaciones Cañón de Caballeros y Vicente Guerrero.

3.3.5 Fm. Guacamaya

La más joven de las formaciones del Paleozoico es denominada Fm. Guacamaya, la cual aflora en los cañones Peregrina y Caballeros. Se ha estimado que tiene un espesor de más de 1000 m.

Esta formación consiste de turbiditas distales compuestas de intercalaciones rítmicas de arenisca y lutita en el cañón Peregrina, mientras que en el cañón Caballeros incluye conglomerados masivos, areniscas de grano grueso y calizas (Gusrky y Michalzik, 1989; Stewart et al., 1999; Casas-Peña, 2021; Casas-Peña et al., 2021).

Cabe destacar que en las intercalaciones de areniscas y lutitas de los afloramientos del cañón Peregrina existen estratos de conglomerado cuyos clastos incluyen fragmentos de cuarzo y feldespato, caliza y aparentes rocas volcánicas de coloración oscura. Estos últimos fragmentos no han sido estudiados a detalle, pero de ser de origen ígneo podrían significar una evidencia de la continuación del magmatismo de arco del Carbonífero hacia el Pérmico en el AHP.

La composición de las rocas de la Fm. Guacamaya sugiere que, al igual que la Fm. Del Monte, poseen una importante contribución de rocas intermedias y básicas, además de un ambiente tectónico que muestra una tendencia que va del margen continental activo a isla oceánica (Casas-Peña, 2021; Casas-Peña et al., 2021).

La edad propuesta por Stewart et al. (1999) perteneciente al Cisuraliense es congruente con los circones más jóvenes (Pensilvánico Tardío – Pérmico Temprano) datados por Casas-Peña, 2021 y Casas-Peña et al. (2021), quienes además encontraron un importante aporte de sedimentos con edades pertenecientes al Carbonífero, lo que remarcó la contemporaneidad del depósito de sedimentos de esta formación con el magmatismo de los terrenos adyacentes al noroeste de Gondwana (Fig. 3.10; Coombs et al., 2020; Ramírez-Fernández et al., 2021).



Fig. 3.10 Reconstrucción paleogeográfica simplificada para Pérmico a partir Merdith et al. (2020), Casas-Peña, 2021 y Casa-Peña et al. (2021). El punto rojo representa la posición de la Cuenca Tamatán y las flechas las posibles fuentes de sedimentos de la Fm. Guacamaya. Ch: Chortis; F: Florida; M: Maya; Oax: Oaxaquia.

3.4 Complejo Granjeno

El Complejo Granjeno, denominado anteriormente Esquisto Granjeno (Carrillo-Bravo, 1961) o Complejo Esquisto Granjeno (Alemán-Gallardo et al., 2019a, 2019b; Ramírez-Fernández et al., 2021), es una litodema perteneciente al Paleozoico que se encuentra en contacto tectónico con el Complejo Novillo y el Grupo Tamatán. Está dividido en 2 bloques con orientación NW-SE ubicados al suroeste y noroeste del núcleo del AHP (Fig. 3.2). Cabe destacar la presencia de esta unidad en las localidades de Miquihuana y Bustamante (Tamaulipas) y Aramberri (Nuevo León) (Fig. 3.1), sin embargo este apartado describirá únicamente a los afloramientos del AHP.

Este complejo está compuesto por una amplia variedad de rocas entre las que se encuentran rocas metasedimentarias como esquistos pelíticos, esquistos psamíticos, esquistos grafiticos, metaturbiditas, cuarcitas; y rocas metaígneas como metagabros, metatobas y serpentinitas (Barboza-Gudiño et al., 2011; Torres-Sánchez et al., 2015).

Las rocas metasedimentarias son las más abundantes del complejo Granjeno y sus protolitos son interpretados como pelitas, grauvacas, areniscas y arcosas que se derivan de una fuente ígnea félsica (Torres-Sánchez et al., 2017). Una de las principales fuentes del Complejo Granjeno es Oaxaquia, ya que la mayor parte de los circones detríticos presentes en la unidad coinciden con las edades publicadas para Oaxaquia. Además de esto, existen poblaciones de circones con edades relacionables al evento panafricano (Barboza-Gudiño et al., 2011). La geoquímica de los metabasaltos del Complejo Granjeno sugiere que estas rocas tuvieron toda su evolución en la corteza oceánica, en ambiente tectónico de tipo MORB y E-MORB.

El metamorfismo del Complejo Granjeno fue estimado mediante el análisis de micas blancas y clorita y se establecieron condiciones de P y T de 2.5–4 kbar y 260–410 °C, dejándolo en facies de esquistos verdes (Torres-Sánchez et al., 2015). En trabajos más recientes se ha estimado por los geobarómetros de anfíbol de Na y mica que el complejo Granjeno alcanzó una presión de hasta 6 kbar, en la parte inicial de la facies de esquistos azules (Torres-Sánchez et al., 2021).

La edad del metamorfismo del complejo ha sido tema de debate a lo largo de los años dado a que se intentó datar mediante diferentes métodos (Rb/Sr en roca total, K/Ar en micas) que resultaban en edades que si bien eran poco concluyentes, colocaban el evento tectonotermal entre el Ordovícico y el Carbonífero, principalmente en este último (Denison et al., 1971; De Cserna et al., 1977; Garrison, 1978; De Cserna y Ortega-Gutiérrez, 1978).

Posteriormente Dowe et al. (2005) lograron constreñir la edad de las micas del Complejo Granjeno en 300 ± 4 Ma mediante el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, dato que interpretaron como edad de enfriamiento del complejo; pero Torres-Sánchez et al. (2015), con base en el ensamble mineral y las estimaciones de P y T obtenidas en el mismo complejo, interpretaron esa edad como la edad de cristalización y por lo tanto del metamorfismo en facies de esquistos verdes.

Aún sin considerar las masas continentales involucradas o el evento específico que generó al Complejo Granjeno, éste ha sido interpretado como un prisma de acreción con magmatismo tipo MORB y la base de una secuencia ofiolítica (Serpentinita Victoria) que se metamorfizó contra el margen noroccidental de Oaxaquia.

En cuanto a la configuración tectónica en el noroeste de Gondwana para fines del Carbonífero, el Complejo Granjeno ha sido interpretado como el resultado de la colisión entre Gondwana y Laurencia por diferentes autores (Garrison et al., 1980; Ramírez-Ramírez, 1992; Dowe et al., 2005; Nance et al., 2007; Torres-Sánchez et al., 2017 y 2021). Esto implica que la posición de la sutura del Orógeno Ouachita-Marathon-Sonora debe reconsiderarse (Ramírez-Fernández et al., 2021).

Otros modelos consideran al Complejo Granjeno como el producto de una margen convergente al oeste de Gondwana, sin involucrar la colisión de ningún elemento cortical contra Oaxaquia. Este sistema se extendería hacia el sur, correlacionándolo con el Complejo Acatlán (Dickinson y Lawton, 2001; Barboza-Gudiño et al., 2011; Alemán-Gallardo et al., 2019a).

Finalmente, en modelos más recientes correlacionan de igual manera a las rocas del AHP con las rocas metamórficas del Paleozoico del centro y sur de México como resultado tanto de la subducción que generó la colisión entre Gondwana y Laurencia, la colisión entre ambos continentes y el posterior magmatismo post-colisional intraplaca (Coombs et al., 2020; Ramírez-Fernández et al., 2021).

La edad de la obducción del Complejo Granjeno sobre el Complejo Novillo aún no ha sido determinada. Dado que todo el basamento fue exhumado antes de la depositación de los lechos rojos de la Fm. Alamar del Triásico, los cuales son la unidad más antigua de la suprayacente secuencia sedimentaria del Mesozoico (ver p. ej. Barboza-Gudiño et al., 2011), la obducción probablemente ocurrió entre el Pérmico Superior y el Triásico Inferior.

Además de la compleja colección de esquistos y demás rocas metamórficas que conforman el Complejo Granjeno, en el bloque suroeste del complejo aflora un cuerpo de serpentinita denominado informalmente como Serpentinita Victoria (Fig. 3.2; Alemán-Gallardo, 2013). La Serpentinita Victoria aflora al fondo de los cañones Peregrina y Novillo, y es esta unidad el objetivo principal de las obras mineras presentes en el núcleo del AHP.

La Serpentinita Victoria es un cuerpo irregular protusionado en el Complejo Granjeno y se extiende a lo largo de ~10 km y no alcanza un espesor mayor a 0.5 km (Dowe et al., 2005). Se compone principalmente por lizardita y dada su composición geoquímica, se ha inferido que los protolitos de dicha unidad fueron dunitas y harzburgitas, posicionando su origen en una parte transicional entre el manto y la base de la corteza oceánica (Alemán-Gallardo, 2013; Torres-Sánchez 2017). En cuanto a la serpentinización, Torres-Sánchez (2015) estimó que el proceso se llevó a cabo en dos fases, la primera que se llevó a cabo en un ambiente de dorsal centro oceánica y la segunda en un ambiente de arco magmático, lo que refuerza la hipótesis de que las rocas metaígneas presentes en el complejo se encuentran, en un principio, altamente relacionadas a este ambiente tectónico.

IV. Resultados

4.1 Petrografía

Los gneises félsicos de la unidad Los Álamos del cañón Novillo presentan una textura granoblástica levemente orientada con una composición modal de cuarzo + plagioclasa + ortoclasa + granate + ortopiroxeno + anfíbol + biotita + minerales opacos \pm zircón (Fig. 4.1 a-b). Los cristales de feldespato alcalino muestran un mayor tamaño en relación al resto de los cristales y marcan la foliación de la roca. Algunos de los cristales de este mineral muestran texturas de exsolución (antipertitas) y la mayoría no conserva las maclas polisintéticas. En general todos los feldespatos están parcialmente remplazados por sericita. Los ortopiroxenos y granates se encuentran casi en su totalidad remplazados por clorita.

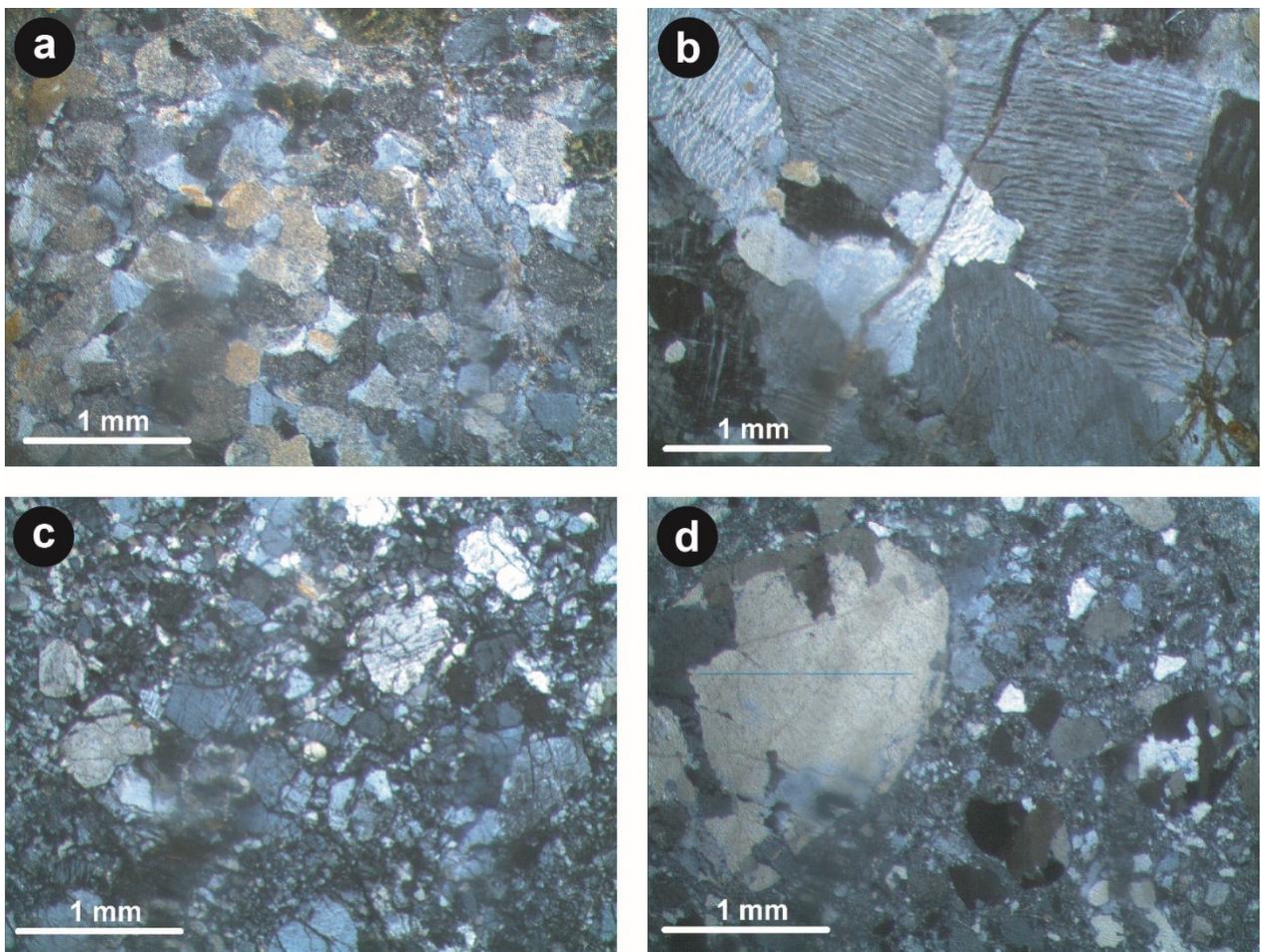


Fig. 4.1 Microfotografías de los gneises félsicos de la unidad Los Álamos. a) Gneis cuarzo-feldespático perteneciente al cañón Novillo con textura granoblástica. b) Antipertitas en gneis félsico del cañón Novillo. c) Gneis félsico con textura porfiroblástica perteneciente al cañón Peregrina. d) Gneis félsico con textura porfiroblástica con matriz cuarzo-feldespática y porfiroblastos de cuarzo, perteneciente al cañón Peregrina.

Los gneises félsicos pertenecientes al cañón Peregrina presentan una textura porfiroblástica con blastos de cuarzo policristalino los cuales definen la foliación de la roca. Estas rocas difieren en composición de las del cañón Novillo, ya que se encuentran compuestas principalmente de cuarzo + plagioclasa + feldespato alcalino + clorita, sin presencia de minerales máficos o granate (Fig 4.1 c-d), aunque la presencia de clorita en las muestras indica la presencia previa de estos minerales.

Los metagranitos del cañón Novillo muestran una textura porfiroblástica orientada compuesta de cuarzo + plagioclasa + ortoclasa + clorita \pm zircón. La característica más destacable de esta roca son los grandes agregados de cuarzo policristalino que definen la foliación de la roca (Fig. 4.2 a-b). Los bordes de cuarzo por lo general son indentados y muchos presentan inclusiones de cuarzo o plagioclasa. Los cristales de feldespato se encuentran en general alterados a sericita y la mayoría presentan estructuras de exsolución (pertita y antipertita). Cabe destacar que las muestras del cañón Peregrina contienen granate y ortopiroxeno como minerales accesorios, además que las plagioclasas poseen texturas mirmequíticas, a diferencia de las muestras del cañón Novillo.

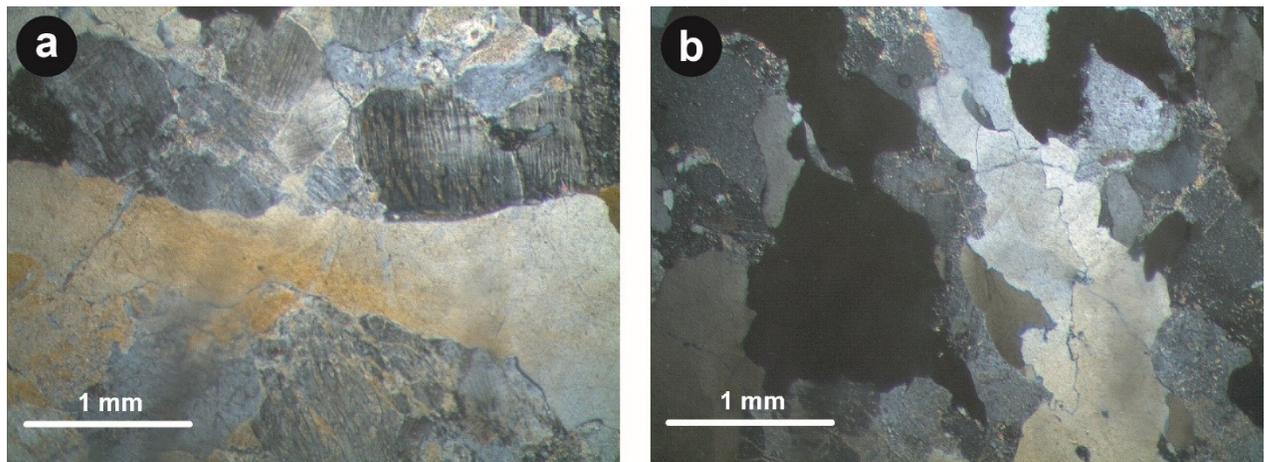


Fig. 4.2 Microfotografías de los metagranitos de la unidad Los Álamos. a) Metagranito con agregados de cuarzo policristalino y pertita. b) Metagranito con agregados de cuarzo policristalino con bordes indentados.

Los gneises máficos de la unidad Los Álamos, dada la composición original de la roca, son las rocas más afectadas por metamorfismo retrogrado del complejo ya que los minerales productos de éste conforman un importante componente de la roca. Estas rocas poseen una textura granoblástica orientada de grano medio y están compuestas por plagioclasa + clorita + granate + biotita + rutilo + minerales opacos. Los cristales de plagioclasa se encuentran en general remplazados por sericita y no conservan maclas polisintéticas y a diferencia de las demás rocas de la unidad, estas no presentan texturas de exsolución. La clorita se presenta como agregados microcristalinos aparentemente remplazando totalmente a piroxenos y parcialmente a los granates, además de definir la foliación de la roca y como relleno de fracturas.

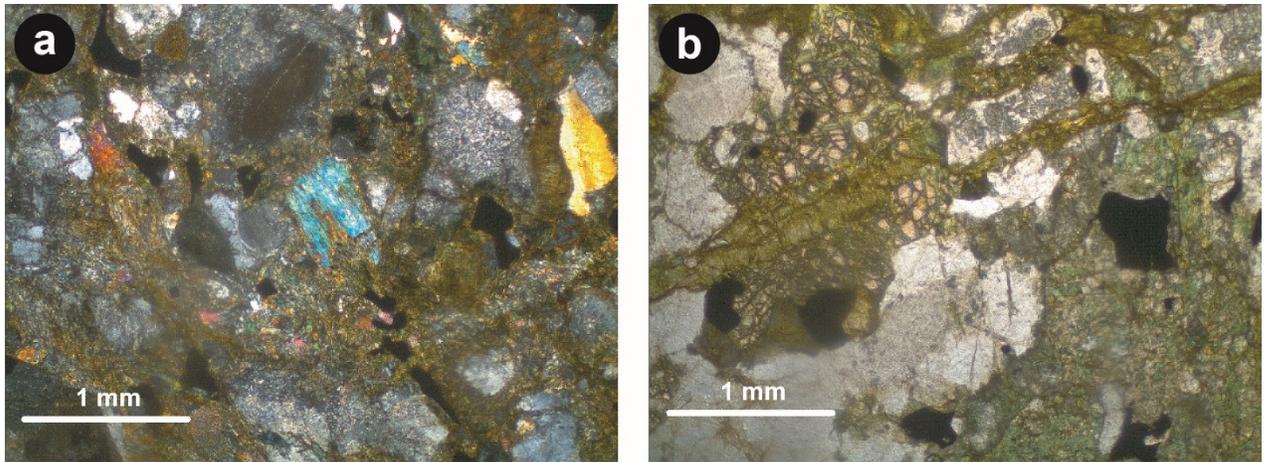


Fig. 4.3 Microfotografías de los gneises máficos de la unidad Los Álamos. a) Remanentes de la mineralogía original de los gneises máficos de la unidad Los Álamos compuestos de piroxeno reemplazado parcialmente por clorita y plagioclasa reemplazada parcialmente por sericita (N_x). b) Plagioclasa como mineral de metamorfismo retrógrado rellenando fracturas y reemplazando granate (N_{II}).

Las meta-anortositas de la suite AMCG San Marcos del cañón Novillo tienen una textura granoblástica y están compuestas por plagioclasa + granate + clinopiroxeno + ortopiroxeno + rutilo + minerales opacos + clorita \pm cuarzo. La mayoría de los cristales de plagioclasa no muestran las maclas polisintéticas, aunque algunos cristales (principalmente los de menor tamaño) aún conservan sus maclas polisintéticas, los cristales más grandes ya no las presentan (Fig. 4.4 a-b). La alteración a sericita de las plagioclasas varía dependiendo de las muestras y aunque es una característica bastante presente en la unidad, las anortositas son las rocas que se encuentran menos afectadas por esta alteración en el complejo. Los cristales de piroxeno se encuentran casi totalmente reemplazados por clorita mientras que los granates presentan esta alteración principalmente en los bordes. El rutilo es una fase común en la mayoría de las muestras y el cuarzo aparece como mineral accesorio solo en algunas muestras selectas.

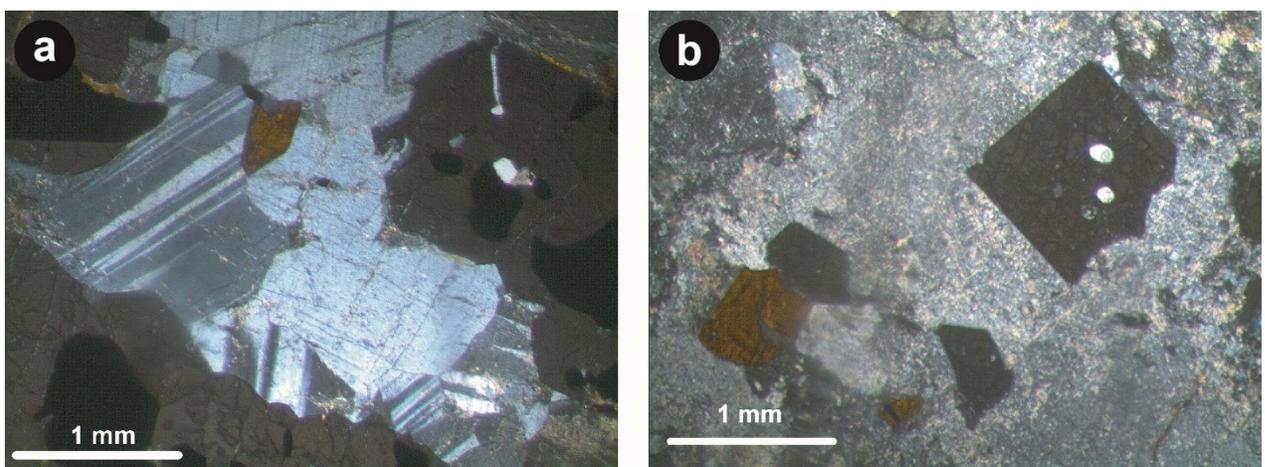


Fig. 4.4 Microfotografías de las meta-anortositas de la Suite AMCG San Marcos. a) Meta-anortosita con textura granoblástica; se observa como los cristales de plagioclasa de menor tamaño conservan parcialmente sus maclas polisintéticas. b) Meta-anortosita de grano grueso; se observa la alteración a sericita de los cristales gruesos de plagioclasa.

En las intercalaciones de metagranito-metagabro pertenecientes a la Suite AMCG San Marcos del cañón Novillo, los metagranitos presentan una textura granoblástica orientada (Fig. 4.5a) con una composición de cuarzo + plagioclasa + feldespato alcalino + granate + minerales opacos \pm clorita \pm zircón \pm espinela \pm clinopiroxeno. La foliación de la roca está dada por agregados de cuarzo policristalino y los feldespatos se encuentran alterados parcialmente a sericita con texturas de exsolución (4.5b), siendo estas dos fases minerales las más abundantes (>90%). Los piroxenos, aunque son escasos, se encuentran remplazados por clorita en su mayoría.

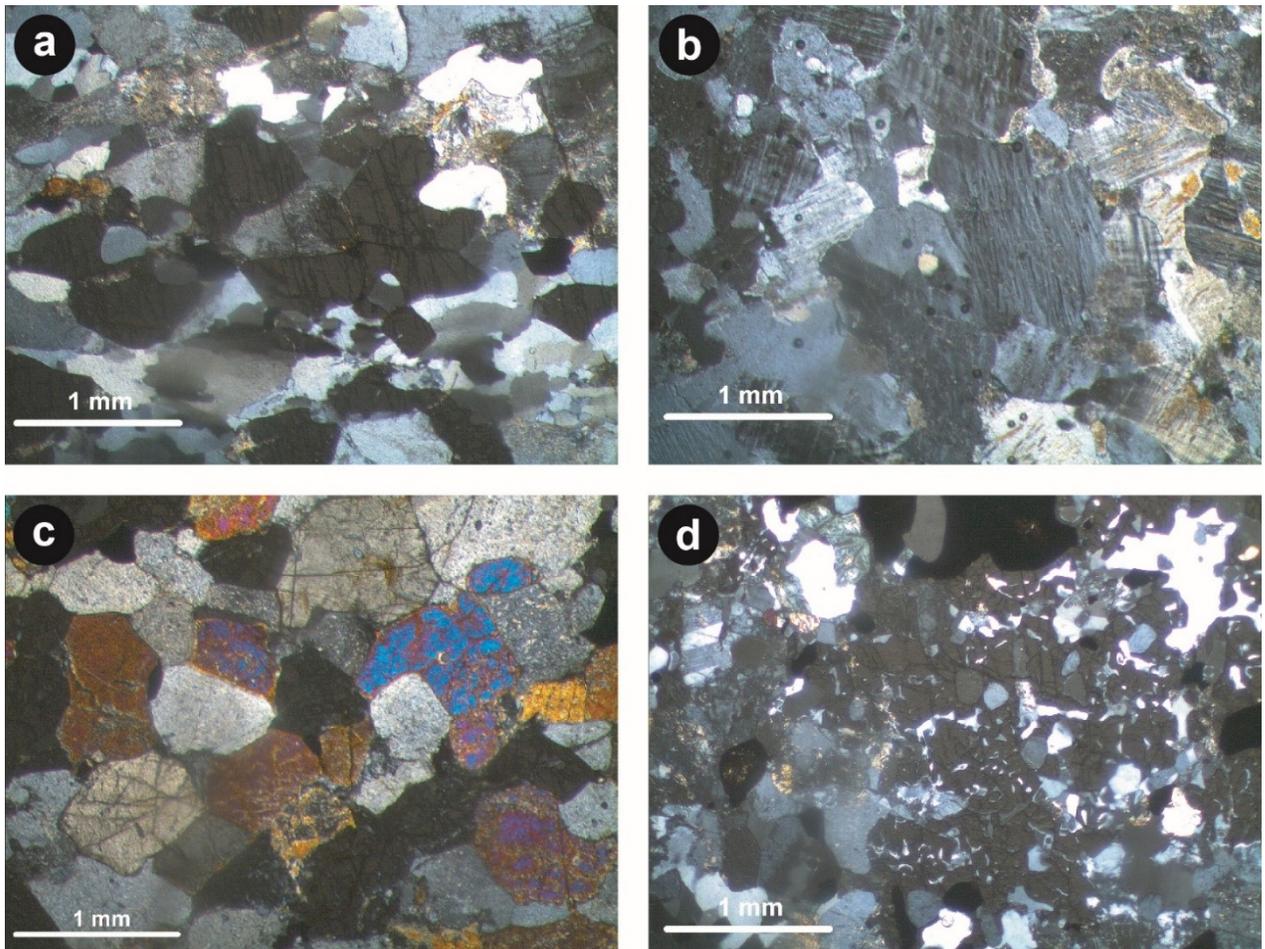


Fig. 4.5 Microfotografías de las intercalaciones de metagranito-metagabro (gneises bandeados) de la Suite AMCG San Marcos. a) Metagranito con textua granoblástica orientada. b) Metagranito con textura ganoblástica; nótese las texturas de exsolución de los feldespatos característica para esta unidad. c) Metagabro con textura granoblástica. d) Dique de ferrodiorita rico en granate.

Los metagabros de estas intercalaciones presentan una textura granoblástica (Fig. 4.5 b-c) compuesta principalmente de plagioclasa + granate + clinopiroxeno + minerales opacos + cuarzo \pm rutilo. Al igual que en la unidad anterior, los feldespatos se encuentran parcialmente alterados a sericita y los piroxenos están remplazados por clorita y hornblenda, principalmente en los bordes de los cristales. Es remarcable la gran abundancia de granate en esta unidad.

Uno de los diques post-orogénicos que cortan a la meta-anortosita tiene una paragénesis de granate + minerales opacos + plagioclasa + cuarzo + clorita + piroxeno (Fig. 4.5 d). Esta roca muestra una textura equigranular no orientada y su principal característica es la abundante presencia de granate (>80 %) los cuales en su mayoría tienen inclusiones de cuarzo. Al igual que en las demás unidades máficas del complejo, muchos de los piroxenos presentes en esta roca se encuentran remplazados parcial o totalmente por clorita que presenta pleocroismo con diferentes intensidades de verde pálido.

Las bandas oscuras de los gneises pertenecientes a la unidad Risco Prieto son anfibolitas compuestas por hornblenda + plagioclasa ± clinopiroxeno ± granate ± rutilo ± biotita ± cuarzo + minerales opacos. La plagioclasa y hornblenda son las fases más abundantes y conforman un ~90 % de la roca que junto con los minerales opacos son las únicas fases presentes en todas las muestras (Fig. 4.6 a-b). Los cristales de plagioclasa, aunque en algunas muestras están bastante bien conservados, de manera general están altamente alterados a sericita. La hornblenda se presenta con pleocroismo de amarillo pálido a marrón y de verde pálido a marrón oscuro y son estos cristales los que definen una leve orientación en algunas de las muestras.

Las bandas claras presentan en general una textura granoblástica con una composición de plagioclasa + cuarzo ± granate ± hornblenda. La característica principal de estas rocas son los agregados de cuarzo policristalino y plagioclasa que definen su foliación. Estas fases minerales comprenden más del 95 % de la composición modal de la roca y el resto de la mineralogía son posibles bandas microscópicas de anfibolita (Fig. 4.6 b-c). Los cristales de cuarzo presentan comúnmente bordes indentados con intercrecimiento de plagioclasa y cuarzo. Los cristales de plagioclasa se encuentran con diferentes grados de alteración a sericita y escasas texturas de exsolución antiperitítica.

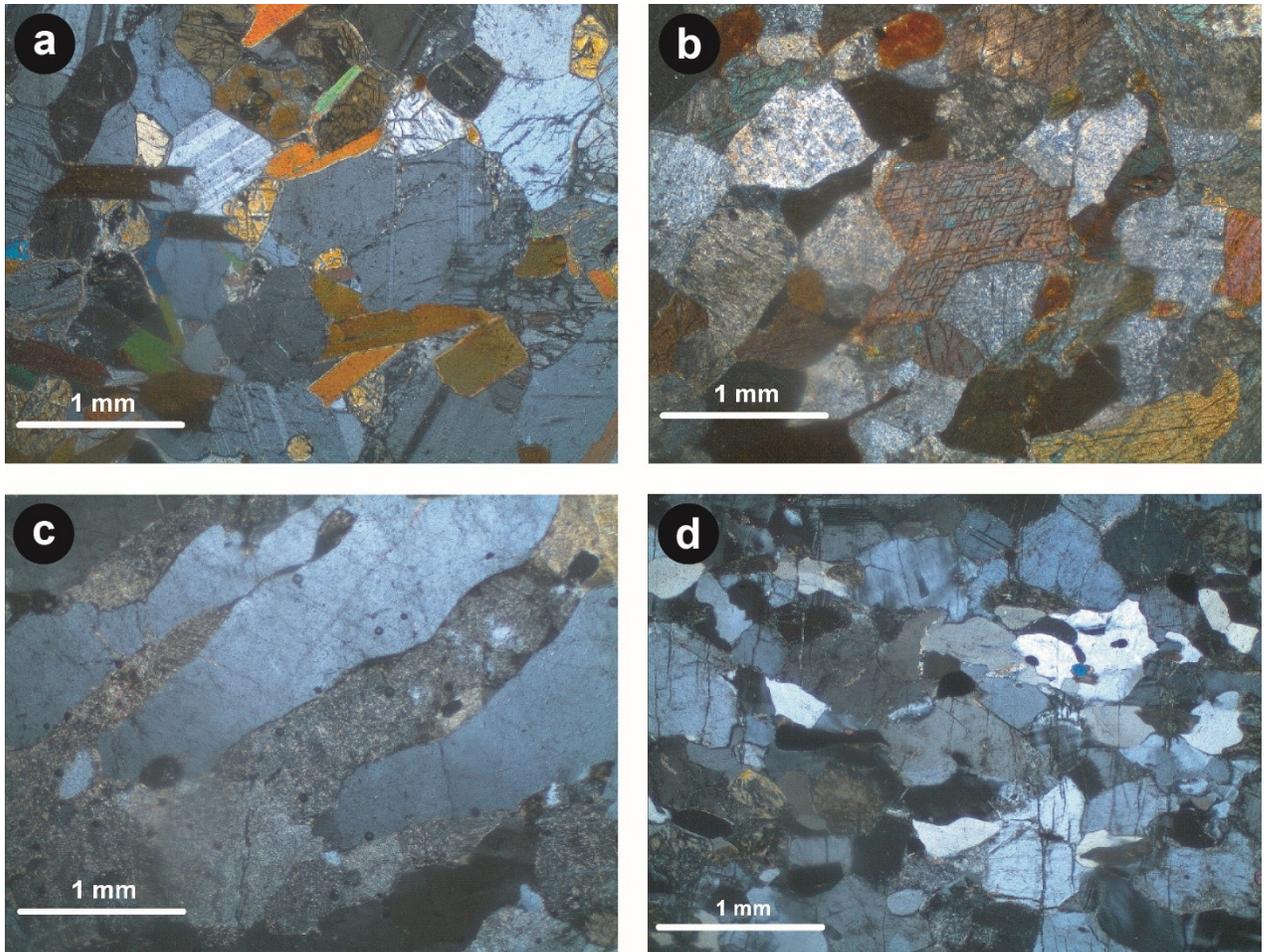


Fig. 4.6 Microfotografías de los paragneises de la unidad Risco Prieto. a) Banda de anfibolita con mineralogía bien conservada, notese la mayor abundancia de plagioclasa con respecto a la hornblenda. b) Banda de anfibolita con plagioclasas altamente alteradas. c) Banda clara de paragneis con cristales alargados de cuarzo y plagioclasa alterada. d) Banda clara de paragneis compuesta de cuarzo y plagioclasa principalmente en textura granoblástica.

4.2 Geoquímica de roca total

Los resultados del análisis geoquímico se encuentran en la tabla 4.1 para la unidad Los Álamos, mientras que los resultados de la Suite AMCG San Marcos se encuentran en la tabla 4.2 y los resultados de las intrusiones post-tectónicas y la unidad Risco Prieto se encuentran en la tabla 4.3. Los elementos mayores recalculados a una base seca y la norma CIPW se encuentran en los anexos 1 y 2 respectivamente.

Tabla 4.1 Resultados del análisis geoquímico de la unidad Los Álamos.

Muestra	LOS ÁLAMOS													
	Gneis Félsico						Gneis Máfico				Metagranitos			
	GNL-12	GNL-21	GNL-28	GPL-02	GPL-03	GPL-04	GNL-02	GNL-13	GNL-18	GNL-20	GNL-17	GPL-07	GPL-09	GPL-10
SiO ₂	66.78	63.21	64.75	63.91	65.92	67.27	53.48	50.99	51.36	55.12	77.33	73.79	77.23	74.32
Al ₂ O ₃	15.51	15.94	15.48	16.70	11.81	11.25	15.31	14.07	13.74	14.39	11.27	13.44	10.88	11.07
Fe ₂ O ₃	4.92	6.30	5.75	4.57	8.93	3.75	10.39	12.42	11.47	9.42	1.72	0.42	2.95	2.07
MgO	0.41	0.60	0.89	2.24	3.73	3.56	2.87	3.46	3.36	1.61	0.69	0.03	0.55	0.64
CaO	2.57	2.74	1.98	1.99	1.83	1.83	5.26	6.16	5.72	5.81	1.51	0.62	0.24	2.12
Na ₂ O	3.09	3.27	3.14	5.15	3.12	0.18	3.30	3.05	2.95	4.62	3.62	2.06	2.03	2.51
K ₂ O	5.59	4.11	5.49	1.75	0.65	8.13	2.91	1.92	3.81	1.14	1.39	8.79	5.33	4.56
TiO ₂	0.55	0.56	0.92	0.49	0.37	0.88	2.97	2.89	2.91	1.43	0.04	0.01	0.18	0.17
P ₂ O ₅	0.16	0.23	0.31	0.19	0.08	0.04	1.02	1.01	1.12	0.70	0.02		0.06	0.05
MnO	0.06	0.06	0.07	0.05	0.07	0.04	0.15	0.17	0.14	0.12	0.03		0.02	0.03
LOI	0.10	2.60	0.90	2.80	3.30	2.80	1.90	3.50	2.90	5.30	2.30	0.70	0.40	2.30
Suma	99.74	99.62	99.68	99.84	99.81	99.73	99.56	99.64	99.48	99.66	99.92	99.86	99.87	99.84
Ba	925	1158	958	360	409	786	1046	899	1554	604	155	847	268	527
Sc	7	12	9	8	16	7	25	21	18	21	2		6	2
Be	2	4	1	1			1	1		1				
Co	4.9	4.2	8.4	10.3	18	11.9	17.7	24.3	23.7	11.2	2.6	0.5	2	4.7
Cs	0.2	0.3	0.3	1.6	0.6	7.9	0.1	0.4	0.6	0.2	0.8	2	0.2	0.5
Ga	23.1	23.7	23.7	18.1	13.8	11.8	22.6	21	20.9	21.2	13.2	14.8	14.8	14.2
Hf	14.5	18.9	14.2	2.6	2.7	9.8	15.2	8.1	13.3	19.4	4		4.1	3.8
Nb	17.9	17	14.7	3.9	1.7	7.1	35.8	23.2	20.3	34.4	0.3		4.3	3.5
Rb	122.9	62.5	105.8	39.9	13.6	180.8	31.9	25.6	62.8	14.6	24.5	314.3	159	110.9
Sn						2	2		1				2	
Sr	181.9	147.3	334.3	288.8	144.4	88.3	552.4	576.9	742.9	412.1	95.1	125.4	43.3	86.2
Ta	0.9	0.7	0.7	0.2		0.3	1.9	1.2	1	0.6				0.2
Th	0.5	0.3	0.4	0.8		1	3.2	0.6	1.6	10.5			10	2.2
U	0.5	0.5	0.6	0.1		0.6	0.5	0.1	0.3	0.4	0.3		0.8	0.3
V	14	16	36	69	86	103	129	168	143	54	10		13	19
Zr	583	787.6	561.3	99.1	105.1	374.9	638.9	344.1	566.8	855.3	112.9	0.7	114.4	97.3
Y	47.5	38.6	49.7	9.5	11.8	5.1	42.6	50.7	44.2	42.9	4.3	1	52.6	12.7
La	42.6	39	50.7	16.5	7.4	3.5	77.6	67.8	79.8	75.9	23.3	7.1	18.2	18.5
Ce	88.1	73.2	104.5	33.8	14.9	6.2	165.7	153.1	173.7	143.1	39.5	9.6	37.9	33
Pr	12.45	9.62	14.67	4.13	1.87	0.7	22.24	21.91	24.3	17.55	4.23	0.87	4.79	4.1
Nd	53.3	40.9	62.8	16.2	8.3	3.3	90.8	91.9	99.8	70.5	15	2.4	18	16.3
Sm	11.62	8.64	12.65	2.93	1.7	0.81	17.54	17.54	17.88	13.07	1.95	0.38	4.54	3.02
Eu	3.22	4	2.58	0.9	0.65	0.32	3.01	3.73	4.04	4.3	0.93	1.37	0.48	0.74
Gd	11.04	8.34	12.13	2.39	1.84	0.84	13.96	14.85	14.95	11.67	1.18	0.34	5.3	2.71
Tb	1.66	1.14	1.77	0.32	0.29	0.14	1.82	1.93	1.81	1.54	0.14	0.04	1.17	0.39
Dy	9.81	6.77	9.89	1.77	1.86	0.85	9.29	10.66	9.39	8.7	0.73	0.16	8.29	2.25
Ho	1.83	1.42	1.92	0.3	0.43	0.19	1.58	1.88	1.62	1.59	0.15	0.03	1.94	0.44
Er	5.21	4.23	5.18	0.9	1.41	0.67	4.17	4.9	4.08	4.33	0.54	0.1	6.14	1.23
Tm	0.67	0.58	0.64	0.12	0.22	0.1	0.51	0.62	0.49	0.61	0.09	0.01	0.9	0.17
Yb	4.18	3.98	3.74	0.74	1.47	0.61	3.2	3.73	3.14	3.93	0.79	0.08	5.7	1.03
Lu	0.65	0.7	0.59	0.11	0.24	0.12	0.49	0.54	0.44	0.62	0.15		0.82	0.18
TOT/C	0.06	0.41	0.12	0.25	0.27	0.53		0.49	0.5	1.09	0.47	0.12		0.46
TOT/S			0.06	0.06	0.07	0.24		0.04	0.09	0.14	0.03			0.03
Mo	0.7	0.2	0.5	0.2	0.3	0.3	0.6	0.4	0.9	3	0.2		0.1	2.5
Cu	4.7	7	4.8	6.4	15.1	15.8	7.5	10.4	18.8	18.4	11.9	1.3	1.2	7.7
Pb	4.6	5.7	3.5	1.1	2.5	2.7	7.2	4.8	9.8	4.2	2.6	4.1	4.6	1.4
Zn	60	88	35	40	63	37	139	111	114	179	13	4	27	23
Ni	2.1	2.4	3.2	12.5	9.4	24.4	9.4	11.1	19.3	11.7	6.7	1.2	1.9	3.8
As		7.3	1	0.5		3	1.1	1.5	1.2	1.8	1.2			
Cd	0.1	0.1					0.2			0.2				
Sb		0.2	0.2	0.2	0.2	0.5	0.3	0.2	0.2	0.6	0.1			0.1
Au	0.9	1.5	1.5	1.8		0.6		0.7	1.5			1.3		
Hg	0.01	0.05	0.04	0.06	0.03	0.02	0.14	0.04	0.02	0.15	0.01	0.02	0.01	0.01
Tl						0.4			0.4					
Se		0.9		0.8				0.8	1					
Co ₂	0.14	1.19	0.34	0.73	0.69	1.66		1.47	1.52	3.3	1.48	0.33		1.33
La/Lu	65.54	55.71	85.93	150.00	30.83	29.17	158.37	125.56	181.36	122.42	155.33		22.20	102.78

Tabla 4.2 Resultados del análisis geoquímico de la Suite AMCG San Marcos.

Muestra	AMCG SAN MARCOS										
	Anortositas				Metagranitos				Metagrabros		
	GNL-14	GNL-15	GNL-16	GNL-23	GNL-05	GNL-09	GNL-10	GNL-26	GNL-06	GNL-07	GNL-08
SiO ₂	50.46	45.38	49.07	51.02	69.80	71.73	70.96	70.16	49.06	59.93	46.13
Al ₂ O ₃	26.01	19.67	21.62	25.75	15.20	12.94	15.64	13.61	15.28	16.48	11.46
Fe ₂ O ₃	4.66	12.90	8.84	4.00	1.81	5.48	0.99	4.97	15.81	10.00	17.40
MgO	1.92	4.51	3.01	1.76	0.48	1.18	0.25	0.69	6.98	2.88	3.54
CaO	9.90	8.41	6.78	8.45	1.69	2.27	1.83	2.13	5.66	4.91	7.68
Na ₂ O	4.42	2.52	4.66	4.63	4.25	2.85	2.73	3.64	2.38	3.13	2.09
K ₂ O	0.53	0.18	1.17	1.00	4.96	2.53	6.74	2.92	0.81	0.87	2.02
TiO ₂	0.85	4.86	2.85	1.49	0.14	0.37	0.05	0.17	1.07	0.48	5.56
P ₂ O ₅	0.09	0.45	0.13		0.20	0.09	0.12	0.07	0.23	0.16	2.94
MnO	0.06	0.17	0.13	0.06	0.02	0.08	0.02	0.08	0.22	0.16	0.28
LOI	1.00	0.80	1.60	1.70	1.30	0.30	0.50	1.40	2.30	0.90	0.40
Suma	99.90	99.85	99.86	99.86	99.85	99.82	99.83	99.84	99.80	99.90	99.50
Ba	175	85	323	303	534	582	1268	667	146	257	1525
Sc	7	24	16	6	3	13	2	6	48	31	24
Be			1			2	1			1	1
Co	14.5	39	21.7	12.7	1.3	5.6	1.9	3.7	36.2	18.7	28.7
Cs	0.2	0.1	0.5	0.9	0.2		0.1	0.2	0.4		0.2
Ga	21.7	17	21.9	21	15.8	11.5	14.4	14	16.2	15.3	21.8
Hf	0.2	0.9	1.5	0.3	7.1	3.8	0.2	2	1.4	1.3	13.1
Nb	1.8	9.6	7.6	2.2	1.5	3.7		1.5	4.6	2.1	25.7
Rb	5.8	1	21.4	16.6	125.9	27.7	120.6	32.4	20.7	10.5	23.6
Sn											2
Sr	420.1	249.8	556.9	557.7	217.5	247	269.4	198.4	169	145.1	775.6
Ta	0.1	0.6	0.4						0.2		1.3
Th		1.2	0.6		17.5		0.2	1.6	1.2	1.5	0.8
U		0.1	0.2		1.8	0.2		0.1	0.3	0.2	0.3
V	53	219	124	63	12	18	13	15	353	149	199
Zr	6.7	29.9	58.4	9.6	229.2	141.5	6.4	70	50.7	41.7	582.5
Y	2.8	10.8	8.8	2	12.7	22.1	4.6	10.8	20.6	17	60.5
La	3.1	9.5	10.4	5.9	50	22.3	13.2	23.8	11.6	9.2	87.4
Ce	4.8	20.6	20.5	9.3	94.3	42	21.8	40.1	24.2	19.5	202.9
Pr	0.59	2.82	2.63	1.09	11.23	5.29	2.92	4.49	3.48	2.76	29.04
Nd	3	12.2	10.8	4.1	41.3	22.6	12	16.2	15.4	11.6	129.8
Sm	0.53	2.17	2.07	0.63	8.63	4.88	2.17	2.26	3.72	3.39	24.61
Eu	1.69	1.95	1.99	1.63	1.42	1.7	1.42	1.68	1.25	0.79	6.8
Gd	0.58	2.26	1.97	0.59	6.9	4.6	1.89	2.04	3.76	3.33	21.18
Tb	0.07	0.3	0.3	0.07	0.83	0.69	0.22	0.31	0.6	0.5	2.65
Dy	0.45	1.82	1.53	0.36	3.38	3.84	1.09	1.84	3.69	3.1	12.98
Ho	0.1	0.39	0.33	0.07	0.44	0.82	0.16	0.39	0.8	0.64	2.19
Er	0.29	1.21	0.87	0.18	0.93	2.26	0.38	1.25	2.38	1.87	5.46
Tm	0.04	0.16	0.12	0.02	0.12	0.34	0.04	0.2	0.35	0.28	0.66
Yb	0.24	1.08	0.86	0.17	0.76	2.29	0.24	1.35	2.17	1.84	3.98
Lu	0.04	0.18	0.14	0.03	0.1	0.39	0.03	0.24	0.37	0.28	0.55
TOT/C	0.11	0.1	0.14	0.08	0.22	0.03		0.33	0.09	0.16	0.19
TOT/S	0.1	0.18	0.08					0.03	0.11	0.24	0.23
Mo	0.3	0.3	0.2			0.4	0.1	0.7	0.6	1	1.5
Cu	16.1	27.2	13.9	7.1	3	4.1	1.5	15	58.5	32.3	42.1
Pb	17.1	3.2	4.5	13.1	7.8	3.1	6.6	6.2	5.5	4.5	3.1
Zn	42	51	56	32	24	26	22	63	115	73	97
Ni	21.3	46.3	12	7.1	1.9	2.9	3.4	8.9	24.6	11.4	10.5
As	2.6	0.7	1	1.5	0.9	0.8	0.6	4.5	4.4	0.7	
Cd											0.1
Sb		0.2	0.2	0.2				0.1	0.1	0.1	
Ag									0.1		
Au				1		1				1.8	
Hg		0.02	0.03	0.02	0.01		0.01	0.03	0.03	0.03	0.03
Tl											
Se											1.2
CO ₂	0.24	0.19	0.37	0.18	0.61	0.02		0.95	0.22	0.4	0.48
La/Lu	77.50	52.78	74.29	196.67	500.00	57.18	440.00	99.17	31.35	32.86	158.91

Tabla 4.3 Resultados del análisis geoquímico de las intrusiones post-orogénicas y la unidad Risco Prieto.

Muestra	INTRUSIONES POST-OROGÉNICAS		RISCO PRIETO							
	Ferrodiorita	Migmatita	Meta-arcosas				Anfibolitas			
	GNL-24	GPL-31	GPL-18	GPL-21	GPL-26	GPL-27	GPL-12	GPL-15	GPL-24	GPL-28
SiO ₂	50.94	74.37	79.72	75.74	74.10	66.08	53.57	46.23	46.76	57.83
Al ₂ O ₃	17.17	11.87	10.37	11.14	11.33	13.48	12.82	12.14	14.46	15.57
Fe ₂ O ₃	11.92	1.74	1.78	1.71	4.13	8.37	12.83	10.72	16.40	8.78
MgO	4.66	0.57	0.69	0.13	1.29	2.40	11.44	11.97	4.45	3.12
CaO	6.34	1.98	0.63	1.91	1.84	4.19	4.85	8.15	5.23	3.93
Na ₂ O	3.78	3.44	3.23	3.29	3.29	2.92	2.03	2.15	3.45	3.52
K ₂ O	0.78	3.87	2.30	4.47	1.54	0.66	0.72	0.37	0.61	3.22
TiO ₂	1.74	0.07	0.20	0.04	0.23	0.69	0.20	0.55	2.02	1.69
P ₂ O ₅	0.39	0.01	0.03	0.03	0.04	0.16	0.02	0.08	0.14	0.57
MnO	0.14	0.02	0.02	0.02	0.05	0.15	0.13	0.16	0.21	0.12
LOI	1.90	1.90	0.90	1.3	2	0.7	1	7	6	1.4
Suma	99.76	99.84	99.87	99.78	99.84	99.80	99.61	99.52	99.73	99.75
Ba	304	597	374	984	245	223	147	188	191	717
Sc	23	3	3	3	10	21	38	38	49	14
Be		1				1	3			1
Co	36.5	2.5	2.7	1	3.7	16.9	45	62.1	52.6	24.6
Cs	0.4	0.4		0.1			0.6	0.2	0.3	0.1
Ga	24.4	11.5	12.1	8.1	12.9	16.9	15.1	10	19.7	21.5
Hf	4.1	4.1	5.6	5.2	4.8	3	0.3	1.1	2.4	7.4
Nb	10.8	1.3	1.5	0.4	2.3	2.8	0.6	1	4.3	10.9
Rb	17	64.2	35.5	86.8	29.9	9.9	28	10.3	6.9	86.1
Sn									2	
Sr	329.5	164.3	159.1	197.5	207.8	314.7	220.4	225.8	187.4	459.7
Ta	0.5					0.1			0.2	0.5
Th	0.7	3.8	0.3			1.3	1.4		0.9	
U	0.3	0.5	0.3	0.5	0.2	0.3			0.2	0.3
V	161	13	25	9	26	136	192	214	594	101
Zr	168.1	136.2	192.1	180.4	163.2	110.8	7.8	38.3	78.2	296.6
Y	20.2	10.1	2.6	11.2	51.5	31.2	3.7	16.9	43.2	25
La	22.3	20.2	24.8	21.7	18.6	14	18.4	3.5	18.1	55.3
Ce	45.5	39	42	33.6	32.6	29.4	33.1	6.6	43.9	114.9
Pr	6.21	4.67	4.49	3.22	3.7	4.03	3.92	1.05	6.35	15.61
Nd	27.5	18	15.1	10.2	13.7	18.5	14.2	5.2	28	61.2
Sm	5.11	2.68	1.58	0.98	2.9	4.65	1.96	1.48	6.73	11.02
Eu	1.79	1.07	1.09	1.35	1.06	1.32	0.68	0.58	1.16	2.15
Gd	5.09	2.43	0.82	1.05	4.5	4.95	1.05	2.25	7.08	8.53
Tb	0.7	0.31	0.08	0.18	0.95	0.79	0.11	0.38	1.16	1.02
Dy	3.99	1.86	0.41	1.59	7.57	5.02	0.7	2.63	7.66	5.15
Ho	0.75	0.37	0.06	0.45	1.99	1.08	0.13	0.6	1.63	0.91
Er	2.07	1.12	0.26	1.65	6.98	3.51	0.36	1.9	5.17	2.24
Tm	0.28	0.16	0.05	0.3	1.1	0.55	0.06	0.26	0.73	0.29
Yb	1.82	1.17	0.37	2.49	7.81	3.7	0.44	1.62	4.92	1.85
Lu	0.28	0.2	0.08	0.44	1.34	0.6	0.06	0.27	0.79	0.26
TOT/C	0.18	0.39		0.38	0.34	0.07	0.02	0.91	0.82	
TOT/S	0.07					0.08	0.17	0.15	2.18	
Mo	0.5	0.2		0.3	0.2	0.3	0.3	0.1	0.3	0.1
Cu	19.1	3.3	2.7	3.5	5.4	43.1	9.8	72.9	45.4	12.7
Pb	7	3.6	5.6	5.5	10.7	7.7	2.5	7.9	8.9	10.8
Zn	149	20	30	9	47	90	188	88	109	98
Ni	28.9	2.9	3	2.6	3.6	13.1	44.5	238.8	35.8	15.2
As	1.9				1.7	0.7		8.7	15	0.5
Cd	0.1					0.1	0.1			0.1
Sb	0.3	0.1	0.2	0.1	0.3	0.3	0.7	1.1	1	0.6
Ag								0.1	0.1	
Au	1.3	1		1.7		1.8	1.3	3.1	4.9	1.6
Hg	0.05		0.02	0.01	0.02	0.03	0.03		0.02	0.02
Tl							0.3			
Se	0.9	0.8						0.7	1.5	0.7
CO ₂	0.46	1.25		1.18	0.96	0.22	0.03	2.39	2.22	
La/Lu	79.64	101.00	310.00	49.32	13.88	23.33	306.67	12.96	22.91	212.69

4.2.1 Unidad Metaígneas

Los gneises félsicos de la unidad Los Álamos afloran en los cañones Novillo y Peregrina. A este grupo corresponden las muestras GNL-12, GNL-21, GNL-28, GPL-02, GPL-03 y GPL-04. A pesar de que en campo presentan características similares, los gneises félsicos de ambos cañones presentan algunas diferencias geoquímicas.

Una de las principales diferencias que presentan son las concentraciones contrastantes de Na_2O y $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$ las muestras procedentes del cañón Novillo poseen concentraciones menores, mientras que las muestras del cañón Peregrina muestran una mayor variabilidad en la concentración de dichos elementos. Lo anterior lleva a que los gneises félsicos del cañón Novillo sean clasificados como cuarzo monzonita y monzonita en el diagrama de clasificación normativa An-Ab-Or (Fig. 4.7 a, a partir de Hietanen, 1967). En el mismo diagrama los gneises félsicos del cañón Peregrina se grafican en los campos de trondhjemita, granito trondhjemita y granito cálcico debido a la alta variabilidad de Na_2O . Este hecho está reflejado además en el diagrama de clasificación normativa An-Ab-Or (Fig. 4.7 b) a partir de Barker (1967) donde todas las muestras pertenecientes al cañón Novillo caen en el campo de granito, mientras que las muestras pertenecientes al cañón Peregrina corresponden al campo de trondhjemita y granito.

Los metagranitos analizados pertenecientes a la unidad Los Álamos son las muestras GNL-17, GPL-07, GPL-09 y GPL-10. Estas rocas se grafican en los campos de monzonita (cuarzo monzonita, monzonita, monzonita cálcica y monzonalita) del diagrama de clasificación normativa An-Ab-Or (Fig. 4.7 a) y en el campo de granito y trondhjemita de la Fig. 4.7 b.

Existe una buena coincidencia de las muestras del Complejo Novillo con las muestras de gneises félsicos y metagranitos de ~1.2 Ga del resto de Oaxaquia, los cuales se grafican preferentemente en el campo de granito y solo algunas en el campo de granodiorita en el diagrama de clasificación normativa de rocas félsicas de la Fig. 4.7 b.

Las muestras pertenecientes a los gneises máficos del complejo Novillo son GNL-02, GNL-13, GNL-18 y GNL-20 y afloran exclusivamente en el cañón Novillo. Estas muestras destacan por su elevado contenido de TiO_2 (1.43 – 2.97 % en peso), $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{Tot}}$ (9.42 – 12.42 % en peso), MgO (1.61 – 3.46 % en peso) y P_2O_5 (0.7 – 1.12 % en peso) en comparación del resto de unidades del complejo Novillo. En el diagrama de clasificación normativa de la Fig. 4.7 a, las muestras se grafican en los campos de granogabro y gabro máfico.

Las meta-anortositas seleccionadas para el análisis geoquímico son las muestras GNL-14, GNL-15, GNL-16 y GNL-23. Estas muestras presentan contenidos mayores de Al_2O_3 y CaO en comparación al resto de las litologías por su mayor contenido modal de anortita. Estas muestras se grafican en los campos de gabro máfico y cuarzodiorita en el diagrama de clasificación normativa de la Fig. 4.7 a, lo que refleja la naturaleza básica de estas rocas.

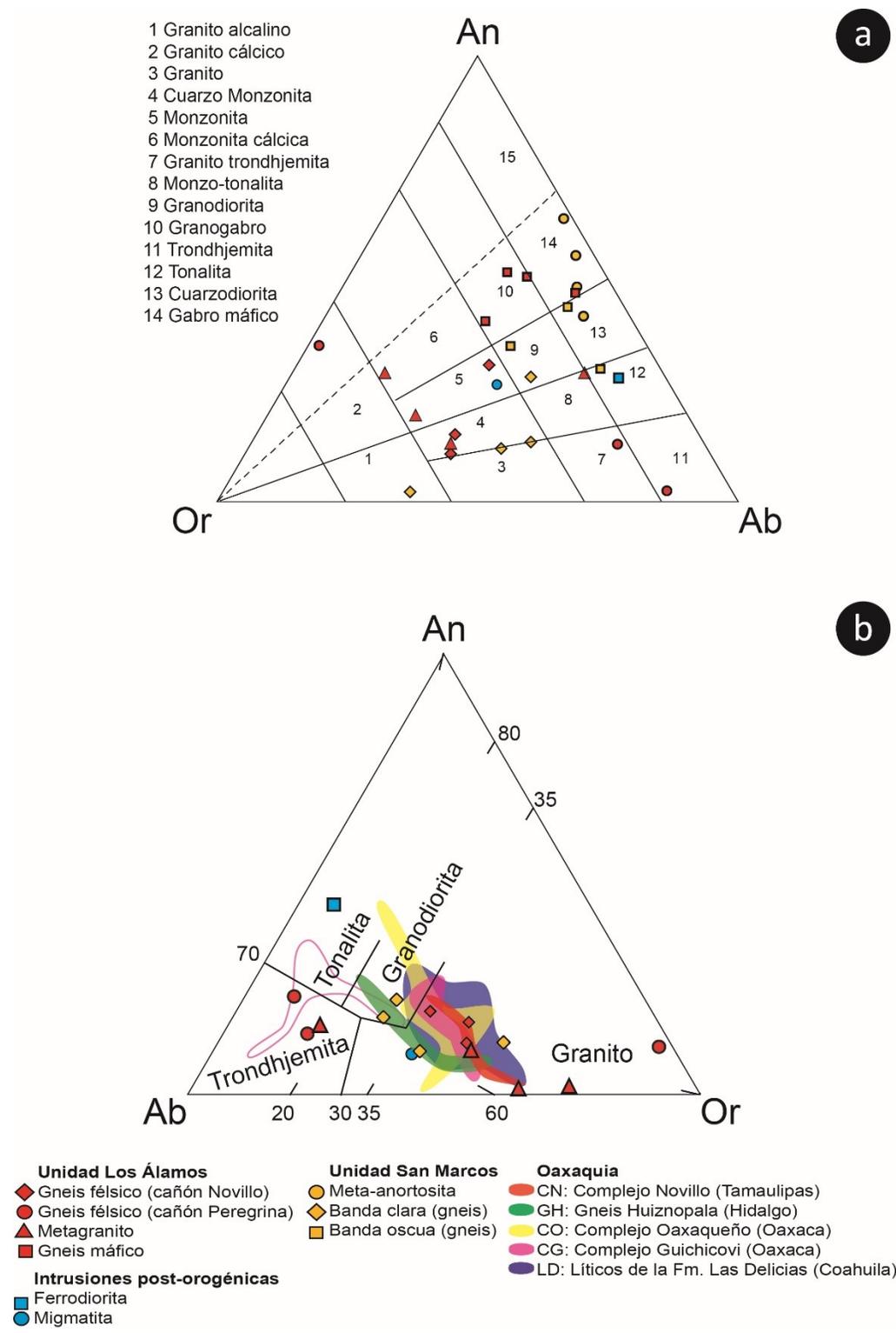


Fig. 4.7 Clasificación normativa de las rocas del Complejo Novillo. a) Diagrama ternario de An-Ab-Or normativos de muestras pertenecientes al Complejo Novillo (a partir de [Hietanen, 1967](#)); b) Clasificación de granitoides basada en composiciones normativas de An-Or-Ab para rocas del complejo Novillo y Oaxaquia (a partir de [Barker, 1979](#)). Ab: albita, An: anortita, Or: ortoclasa. Datos tomados de CN: [Cameron et al. \(2004\)](#), GH: [Lawlor et al. \(1999\)](#), CO: [Keppie et al. \(2001, 2003\)](#), [Keppie y Dostal \(2007\)](#), CG: [Weber y Hecht \(2003\)](#), LD: [Lopez et al. \(2001\)](#).

En la misma figura las bandas claras del gneis de la Suite AMCG San Marcos (muestras: GNL-05, GNL-09, GNL-10 y GNL-26), corresponden a los campos de granito alcalino, granito y granodiorita, mientras que las bandas oscuras (muestras: GNL-06, GNL-07, GNL-08) se grafican en los campos de cuarzdiorita, granodiorita y tonalita. En la Fig. 4.7 b (a partir de [Barker, 1979](#)) los metagranitos de la Suite AMCG San Marcos corresponden a los campos de granodiorita y granito.

En cuanto a las intrusiones interpretadas como post-orogénicas, están representadas por la muestra GNL-24 del cañón Novillo y la migmatita del cañón Peregrina (GPL-31). En el diagrama de clasificación normativa de la Fig. 4.7 a, la muestra GNL-24 se grafica en el capo de tonalita, al igual que en la Fig. 4.7 b; y la muestra GPL-31 en el campo de monzonita en la Fig. 4.7 a y granito en el diagrama de clasificación normativa para rocas félsicas de la Fig. 4.7 b.

Los patrones de REE normalizados contra condritas para los gneises félsicos de la unidad Los Álamos indican un enriquecimiento general en LREE ($La/Lu = 30-150$) con una pendiente negativa hacia las HREE y una anomalía poco pronunciada o nula de Eu ($Eu/Eu^* = 1.04-1.44$; excepto las muestras GNL-12 y GNL-28 con $Eu/Eu^* = 0.87$ y 0.64 respectivamente) como respuesta a variaciones en el contenido modal de plagioclasa (Fig. 4.8 a). Cabe destacar que en este diagrama también se incluye la migmatita de la muestra GPL-31, la cual muestra un patrón bastante similar con el resto de gneises félsicos del cañón Peregrina. Los patrones de REE de los gneises félsicos de la unidad Los Álamos son similares tanto a los del Complejo Oaxaqueño como a los de los líticos contenidos en los conglomerados de la Fm. Las Delicias (Fig. 4.8 a).

Los patrones de REE de los gneises félsicos del cañón Peregrina, comparados con los del cañón Novillo, indican un grado de fraccionación menor pero mantienen la misma pendiente negativa hacia las HREE. Estas muestras en general son similares a las del Gneis Huiznopala y a los del HREE del Complejo Guichicovi.

Las muestras de metagranito pertenecientes a la unidad Los Álamos muestran diferentes anomalías de Eu ($Eu/Eu^* = 0.3-11.65$) debido a la acumulación de plagioclasa, además de patrones cóncavos para las HREE, lo que sugiere una fraccionación de anfíbol (Fig. 4.8 b).

Los patrones de REE de los gneises máficos de la unidad Los Álamos muestran altas concentraciones de REE con una pendiente negativa de LREE a HREE con una muy ligera anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0.59-0.76$). Estas muestras se comparan con las del Gneis Huiznopala y el Complejo Oaxaqueño, donde muestran una mayor fraccionación en LREE pero concentraciones similares a las de estos complejos en HREE (Fig. 4.8 c).

Las meta-anortositas de la Suite AMCG San Marcos presentan patrones de REE con una ligera pendiente negativa de las LREE a HREE ($La/Lu = 52.7-196.6$) con la típica anomalía positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 2.9-9.32$) debido a la concentración de plagioclasa cálcica en las rocas (Fig. 4.8 d). Los patrones de REE son prácticamente idénticos a los de las anortositas presentes en los complejos El Triunfo ([Cisneros-De León et al. 2017](#)) y Huiznopala ([Lawlor et al. 1999](#)).

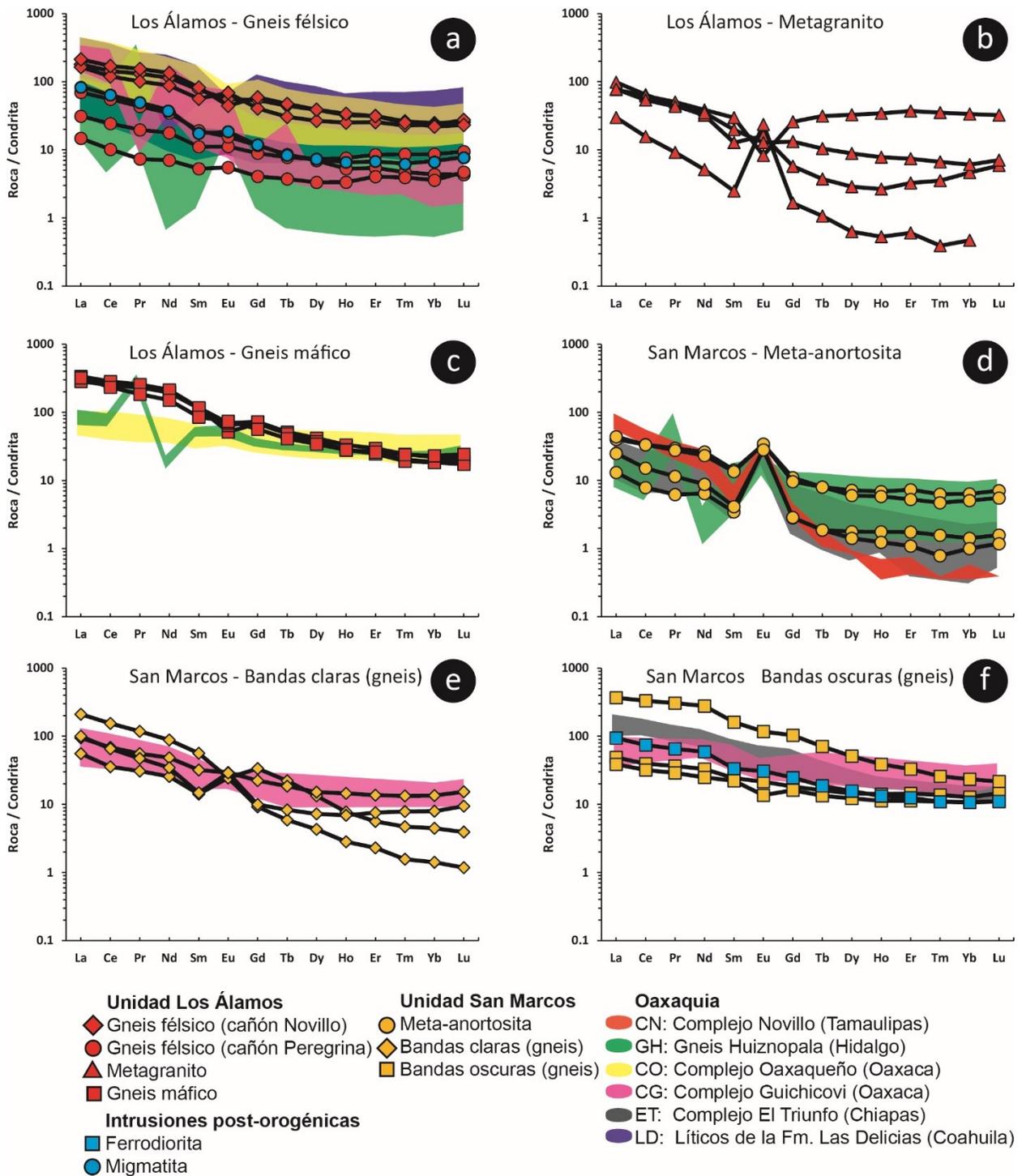


Fig. 4.8 Diagrama de tierras raras REE normalizado contra condritas del Complejo Novillo y litologías equivalentes de Oaxaquia. Valores de normalización a partir de Sun y McDonough (1989). Datos de Oaxaquia tomados de CN: Casas-García (2014), GH: Lawlor et al. (1999), CO: Keppie et al. (2001, 2003), Keppie y Dostal (2007), CG: Weber y Hecht (2003), LD: Lopez et al. (2001), ET: Cisneros-De León et al. (2017).

Los patrones de REE de bandas claras del gneis de la Suite AMCG San Marcos presentan de manera general una marcada pendiente negativa de las LREE a las HREE ($La/Lu = 99.1-500$) con una importante variación en la anomalía de Eu ($Eu/Eu^* = 1.1-2.39$). Estos patrones son prácticamente idénticos a los que se encuentran en los metagranitos producto del magmatismo AMCG del Complejo Guichicovi, pero las HREE de éstas últimas se encuentran ligeramente más enriquecidas con relación a las de la condrita que las de las muestras pertenecientes al Complejo Novillo (Fig. 4.8 e).

Las muestras pertenecientes a las bandas oscuras de la Suite AMCG San Marcos muestran una ligera pendiente de LREE a HREE ($La/Lu = 31.35-158.90$) sin anomalías importantes de Eu (Fig. 4.8 f). En este diagrama también se grafica la ferrodiorita de la muestra GNL-24 la cual muestra un patrón similar a las muestras menos diferenciadas de los demás gabros, al igual que las muestras pertenecientes a los complejos Guichicovi y El Triunfo.

Los patrones de elementos traza normalizados contra N-MORB de los gneises félsicos de la unidad Los Álamos presentan la anomalía típica de Nb y Ta con respecto a U y K para rocas de arco magmático y anomalías positivas de K y Pb. Las muestras pertenecientes al cañón Novillo se muestran ligeramente más enriquecidas en todos los elementos considerados para este diagrama que las del cañón Peregrina; además de una anomalía negativa de Ti y Sr (Fig. 4.9 a). Cabe destacar que el comportamiento de la migmatita graficada en la figura mantiene un comportamiento bastante similar al de los gneises félsicos del cañón Peregrina con la excepción de la anomalía de Ti que ostentan las muestras del cañón Novillo.

Los metagranitos de la unidad Los Álamos tienen patrones de elementos traza que de manera general presentan una pendiente negativa hacia los elementos HFSE ($Rb - Lu$), con anomalía negativa de Nb-Ta y anomalías positivas en K y Pb al igual que las rocas anteriores (Fig. 4.9 b). Las muestras de gneises máficos de la unidad Los Álamos presentan un comportamiento muy coherente entre ellas expresado en una ligera pendiente negativa de los elementos LILE a los HFSE con anomalías negativas de U - Ta, y una marcada anomalía positiva de Ba. (Fig. 4.9 c).

Las meta-anortositas de la Suite AMCG San Marcos presentan anomalías positivas de K, Pb, Sr, Eu y Ti, además de anomalías negativas de Zr y Hf (Fig. 4.9 d). Aunque dos de las muestras pertenecientes a este grupo presentan la típica anomalía de Nb-Ta de rocas de arco magmático, esto puede deberse a contaminación de la corteza dado que el modelo general para la generación de magmas anortosíticos no involucra magmatismo de arco.

Las bandas claras y oscuras del gneis de la Suite AMCG San Marcos presentan patrones de elementos incompatibles con algunas diferencias (Fig. 4.9 e y f). En primera instancia las bandas claras tienen una concentración mayor en Rb y Ba, la cual no se ve reflejada en las bandas oscuras, donde además las primeras presentan anomalías de Nb (el Ta se encuentra por debajo de los límites de detección en las muestras de este grupo), mientras que estos elementos no presentan una anomalía importante en las bandas oscuras, lo que ocurre de igual manera con la anomalía de K (positiva) y las de Ti (negativa). Cabe destacar que la muestra GNL-24 (ferrodiorita rica en granate) fue graficada con los metagabros de la Suite AMCG San Marcos (Fig. 4.9 f) y su patrón de elementos incompatibles es bastante similar

a las muestras de este grupo con la única diferencia de que presenta una anomalía negativa de K con respecto a Ta y La, siendo esta la única muestra del complejo que presenta dicha anomalía.

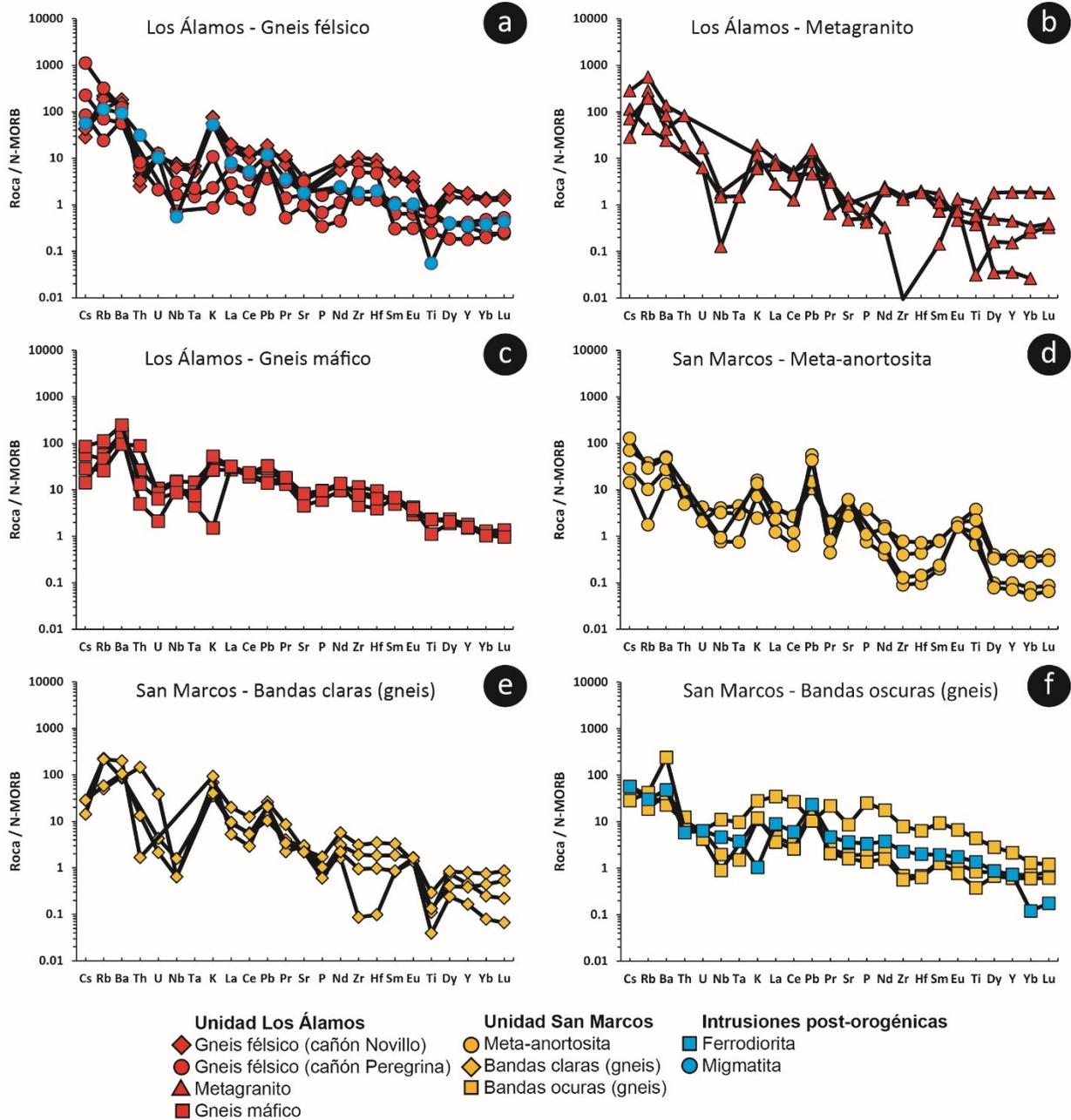


Fig. 4.9 Diagrama multielementos normalizado contra N-MORB del Complejo Novillo. Valores de normalización a partir de Sun y McDonough (1989).

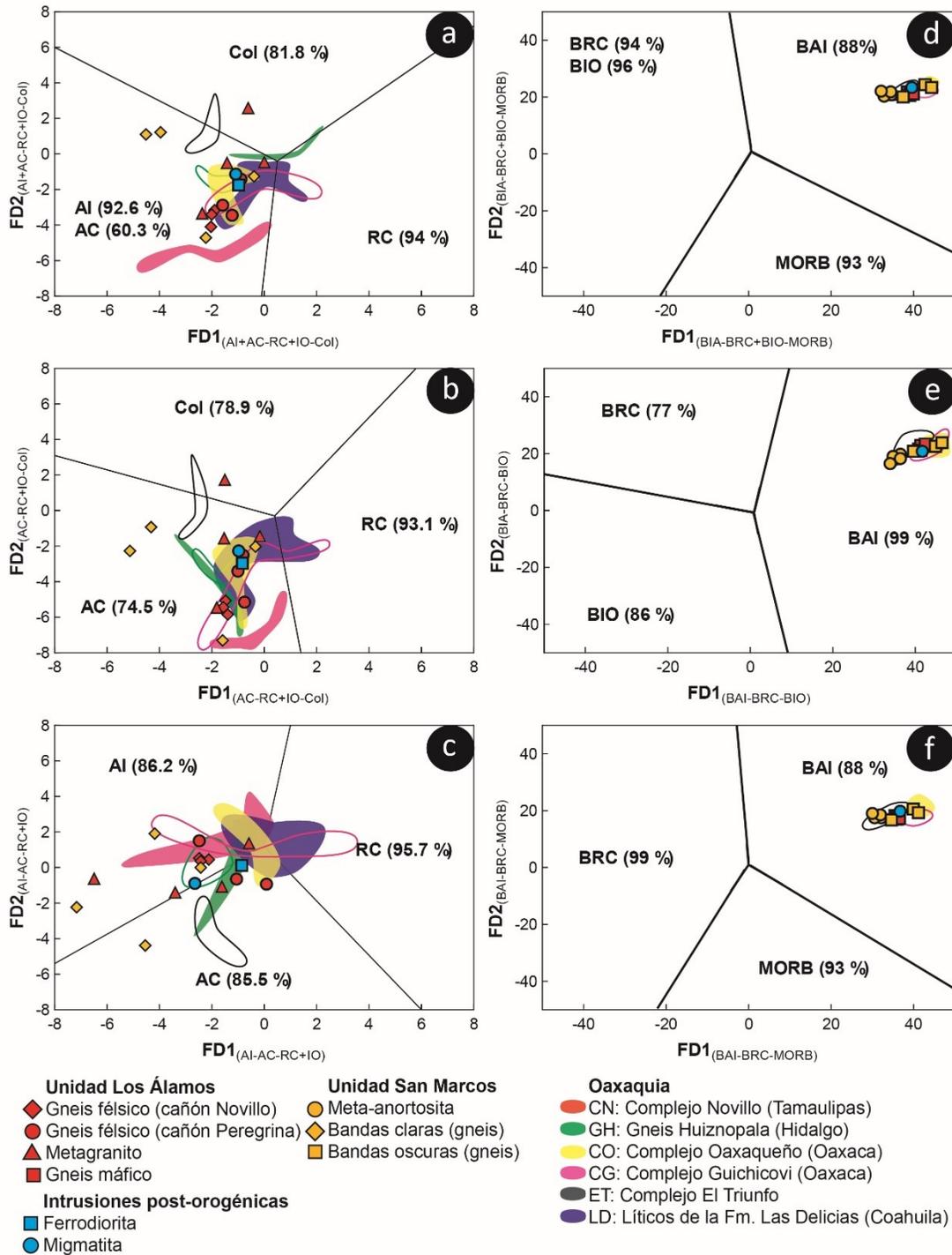


Fig. 4.10 Diagramas de discriminación tectonomagmática basados en relaciones logarítmicas de elementos mayores y traza del Complejo Novillo y Oaxaquia. Fig. 8 a–c: para rocas ácidas del Precámbrico a partir de Verma et al. (2013); Fig. 4.10 d–f para rocas básicas y ultrabásicas a partir de Verma y Agrawal (2011). AC: Arco Continental; AI: Arco de Islas; BAI: Basalto de Arco de Islas; BIO: Basalto de Isla Oceánica; BRC: Basalto de Rift Continental; Col: Colisional; MORB: Mid-Ocean Rift Basalt (Basalto de Dorsal Centro-Oceánica); RC: Rift Continental. Los campos rellenos representan a las rocas de Oaxaquia que pertenecen al magmatismo de arco mientras que los campos únicamente delineados representan las rocas pertenecientes al magmatismo tipo AMCG. Datos de Oaxaquia tomados de CN: Cameron et al. (2004), GH: Lawlor et al. (1999), CO: Keppie et al. (2001, 2003), Keppie y Dostal (2007), CG: Weber y Hecht (2003), LD: Lopez et al. (2001), ET: Cisneros-De León et al., (2017).

Para la evaluar el ambiente en el que se generaron los protolitos de las rocas metaígneas del Complejo Novillo se utilizaron, en el caso de las componentes félsicas del complejo, los diagramas multidimensionales basados en funciones discriminantes propuestos por [Verma et al. \(2013\)](#) para rocas ácidas del Precámbrico, mientras que para las componentes máficas se utilizaron los diagramas propuestos por [Verma y Agrawal \(2011\)](#) para rocas básicas y ultrabásicas. Los resultados se presentan en la Fig. 4.10 y las ecuaciones que componen las funciones discriminantes se enlistan en la Tabla 4.4.

Tabla 4.4 Funciones discriminantes utilizadas para separar las muestras de la Fig. 4.10.

(a) Col-CR-AI + CA	$FD1 = [-4.99*\ln(La/Yb)] + [7.81*\ln(Ce/Yb)] + [-4.33*\ln(Sm/Yb)] + [0.82*\ln(Nb/Yb)] + [0.063*\ln(Th/Yb)] + [0.64*\ln(Y/Yb)] + [-0.57*\ln(Zr/Yb)] - 9.50$ $DF2 = [2.32*\ln(La/Yb)] + [-3.62*\ln(Ce/Yb)] + [2.62*\ln(Sm/Yb)] + [0.25*\ln(Nb/Yb)] + [0.84*\ln(Th/Yb)] + [-1.14*\ln(Y/Yb)] + [-1.27*\ln(Zr/Yb)] + 10.25.$
(b) Col-AC-RC	$FD1 = [-5.41*\ln(La/Yb)] + [8.44*\ln(Ce/Yb)] + [-4.78*\ln(Sm/Yb)] + [0.78*\ln(Nb/Yb)] + [-0.079*\ln(Th/Yb)] + [0.64*\ln(Y/Yb)] + [-0.26*\ln(Zr/Yb)] - 11.34$ $DF2 = [1.68*\ln(Ce/Yb)] + [-1.73*\ln(Ce/Yb)] + [0.52*\ln(Sm/Yb)] + [0.84*\ln(Nb/Yb)] + [1.04*\ln(Th/Yb)] + [-0.98*\ln(Y/Nb)] + [-1.41*\ln(Zr/Yb)] + 6.09$
(c) AI-AC-RC	$FD1 = [-5.21*\ln(La/Yb)] + [6.62*\ln(Ce/Yb)] + [-3.63*\ln(Sm/v83)] + [1.69*\ln(Nb/Yb)] + [0.33*\ln(Th/Yb)] + [1.56*\ln(Y/Yb)] + [-0.49*\ln(Zr/Yb)] - 9.61$ $FD2 = [-3.72*\ln(La/Yb)] + [4.79*\ln(Ce/Yb)] + [-2.68*\ln(Sm/Yb)] + [0.16*\ln(Nb/Yb)] + [-0.50*\ln(Th/Yb)] + [1.04*\ln(Y/Yb)] + [-0.34*\ln(Zr/Yb)] - 4.93$
(d) BRC+BIO-BAI-MORB	$FD1 = [-0.6611*\ln(Nb/TiO_2)] + [2.2926*\ln(V/TiO_2)] + [1.6774*\ln(Y/TiO_2)] + [1.0916*\ln(Zr/TiO_2)] + 21.3603$ $FD2 = [0.4702*\ln(Nb/TiO_2)] + [3.7649*\ln(V/TiO_2)] + [-3.911*\ln(Y/TiO_2)] + [2.2679*\ln(Zr/TiO_2)] + 4.8487$
(e) BRC-BIO-BAI	$FD1 = [-0.6146*\ln(Nb/TiO_2)] + [2.3510*\ln(V/TiO_2)] + [1.6828*\ln(Y/TiO_2)] + [1.1911*\ln(Zr/TiO_2)] + 22.7253$ $FD2 = [1.3765*\ln(Nb/TiO_2)] + [-0.9452*\ln(V/TiO_2)] + [4.0461*\ln(Y/TiO_2)] + [-2.0789*\ln(Zr/TiO_2)] + 22.2450$
(f) BRC-MORB-BAI	$FD1 = [-0.6624*\ln(Nb/TiO_2)] + [2.4498*\ln(V/TiO_2)] + [1.2867*\ln(Y/TiO_2)] + [1.0920*\ln(Zr/TiO_2)] + 18.7466$ $FD2 = [0.4938*\ln(Nb/TiO_2)] + [3.4741*\ln(V/TiO_2)] + [-3.8053*\ln(Y/TiO_2)] + [2.0070*\ln(Zr/TiO_2)] + 3.3163$

En los diagramas de discriminación para rocas ácidas del Precámbrico ($SiO_2 > 63$ wt%; Fig. 4.10 a–c) a partir de [Verma et al. \(2013\)](#) que utilizan elementos traza inmóviles que si bien están diseñados para rocas ígneas, la concentración de elementos inmóviles de las muestras se mantuvieron coherentes a los resultados esperados aun a pesar de haber experimentado metamorfismo en facies de granulita.

En la Fig. 4.10 a, las rocas félsicas del Complejo Novillo caen en el campo de AI + AC preferentemente, al igual que el resto de rocas félsicas de Oaxaquia. En la Fig 4.10 b las muestras del Complejo Novillo y las de Oaxaquia corresponden principalmente al campo de AC (arco continental), en donde el campo de AI no se encuentra. Utilizando el diagrama de la Fig. 4.10 c, se puede discriminar entre los ambientes de AC y AI (arco de islas) en el que la mayoría de las muestras de la unidad Los Álamos (7 de 10) y de la Suite AMCG San Marcos (3 de 4) caen en el campo de AI y las muestras restantes en el campo AC; no obstante, este diagrama no discrimina eficientemente las muestras pertenecientes a Oaxaquia.

Para la discriminación magmática de las rocas máficas del Complejo Novillo y Oaxaquia se utilizaron los diagramas basados en relaciones logarítmicas de elementos HFSE que se encuentran en la Fig. 4.10 d–f. En estos tres diagramas tanto las muestras del Complejo Novillo como las de Oaxaquia caen en el campo de BAI (basalto de arco de islas)

4.2.2 Unidad Metasedimentaria

La combinación de las relaciones de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ofrece información importante tanto para la clasificación de los sedimentos como para la interpretación de su procedencia (Fig. 4.11 a). Como se aprecia en esta figura, las bandas claras del paragneis se grafican en el campo de arcosa y caen en los campos de arco y margen pasiva, mientras que las bandas oscuras se grafican únicamente en el campo de sedimentos de arco.

La relación Zr/Sc es útil para reconocer reciclaje y enriquecimiento de circones, por lo tanto, se considera como un índice para interpretar la historia y magnitud del transporte de los sedimentos. En la Fig. 4.11 b se muestra como las muestras de las bandas claras se derivan a partir de una fuente probablemente más ácida que las bandas oscuras, además de poseer una composición mineralógica más estable, aunque de todas formas es posible apreciar un patrón que varía de una composición inestable (anfíbolitas) a estable (meta-arcosas) y de una fuente básica a una más ácida pero procedente de rocas con afinidad mantélica más que de la corteza continental superior.

De acuerdo al diagrama Th/Sc vs. Cr (Fig. 4.11 c), utilizado para caracterizar la fuente de los sedimentos, las rocas metasedimentarias del Complejo Novillo provienen de una fuente que va de básica a intermedia, siendo ligeramente más básica la de las bandas oscuras del paragneis. Esto último se puede observar de igual manera en el diagrama $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ vs Ti/Nb de la Fig. 4.11 d.

Los patrones REE de bandas de meta-arcosas de la unidad Risco Prieto presentan en la Fig. 4.12 a, donde se aprecia como todas las muestras presentan un ligero enriquecimiento en las LREE con respecto a las HREE. Dos de las muestras (GPL-18 y GPL-21) presentan además una marcada anomalía positiva de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2.93$ y 4.07 respectivamente), además de presentar un patrón con forma cóncava en las HREE. Las otras dos muestras (GPL-26 y GPL-27) presentan un comportamiento relativamente plano con respecto a la condrita.

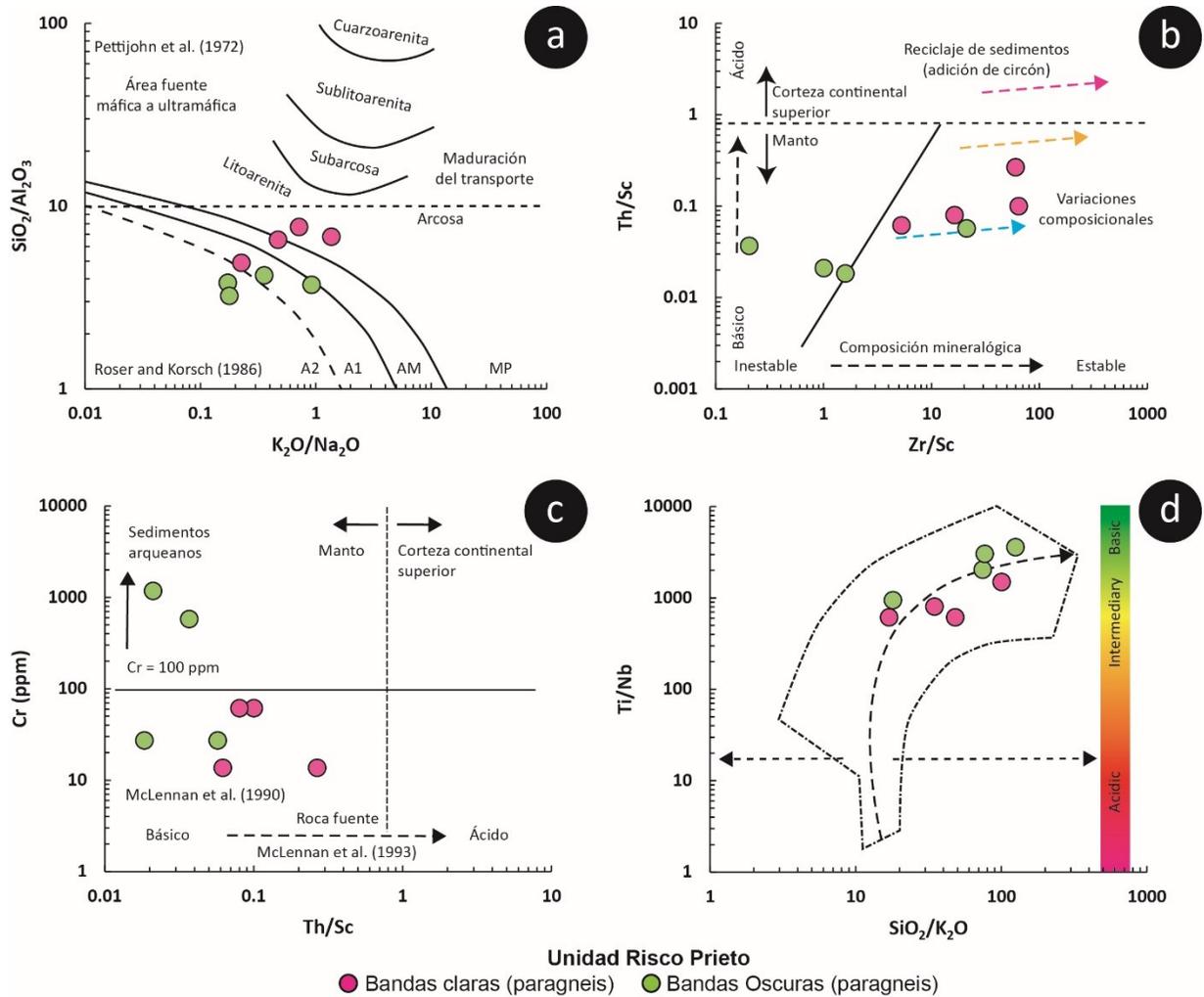


Fig. 4.11 Diagramas de clasificación y caracterización de fuente para las rocas metasedimentarias del Complejo Novillo. a) Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ a partir de [Jenchen \(2018\)](#); modificado de [Pettijohn et al. \(1972\)](#) y [Roser y Korsch \(1986\)](#). b) Diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc a partir de [McLennan et al. \(1993\)](#), modificado por [Bahlburg \(1998\)](#), [Jenchen \(2001\)](#), [Jenchen y Rosenfeld \(2002\)](#) y [Jenchen \(2018\)](#). c) Diagrama Cr vs. Th/Sc a partir de [Jenchen \(2018\)](#). d) Diagrama $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ vs. Ti/Nb a partir de [Jenchen \(2018\)](#).

Los patrones de REE de las anfibolitas de la unidad Risco Prieto están graficadas en la Fig. 4.12 b. Dos de las muestras (GPL-15 y GPL-24) presentan un comportamiento relativamente plano, mientras que las muestras GPL-12 y GPL-28 presentan un enriquecimiento en LREE ($\text{La}/\text{Lu} = 306.66$ y 212.7 respectivamente) con un comportamiento plano de MREE a HREE.

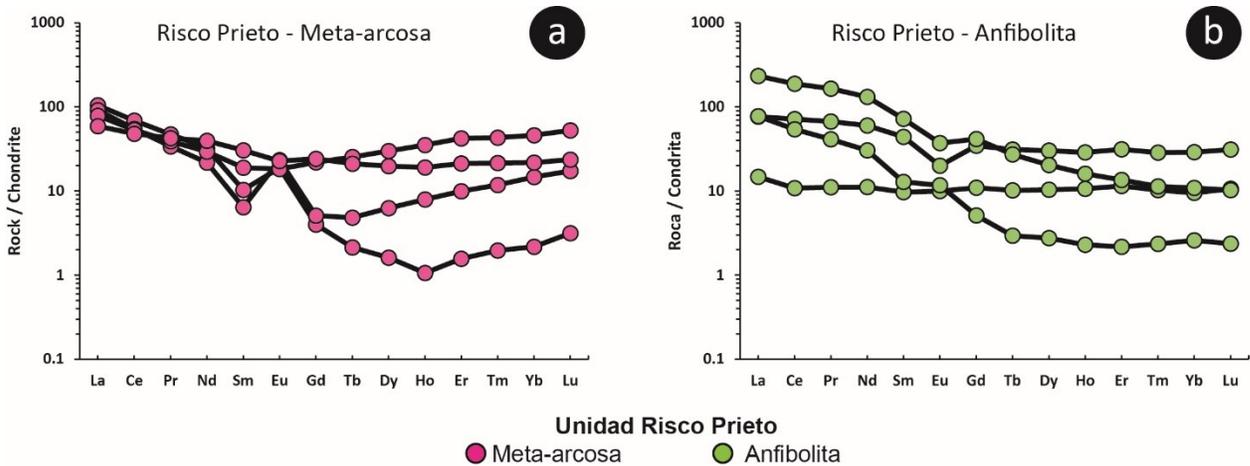


Fig. 4.12 Diagrama de REE normalizado contra condritas de la unidad Risco Prieto del Complejo Novillo. Valores de normalización a partir de [Sun y McDonough \(1989\)](#).

Los patrones de elementos traza de las meta-arcosas de la unidad Risco Prieto presentan diferentes anomalías con respecto al N-MORB de Rb, Ba, K, Pb (positivas); Nb, Ta, P y Ti (negativas) como se muestra en la Fig. 4.13 a. Los patrones de anfibolitas (Fig. 4.13 b) por otra parte muestran anomalías positivas de Rb, Ba, K, Pb, Nd y Sm. De manera general todas las rocas de la unidad Risco Prieto presentan enriquecimientos muy ligeros con respecto al N-MORB (entre 1x y 10x) en los elementos HFSE.

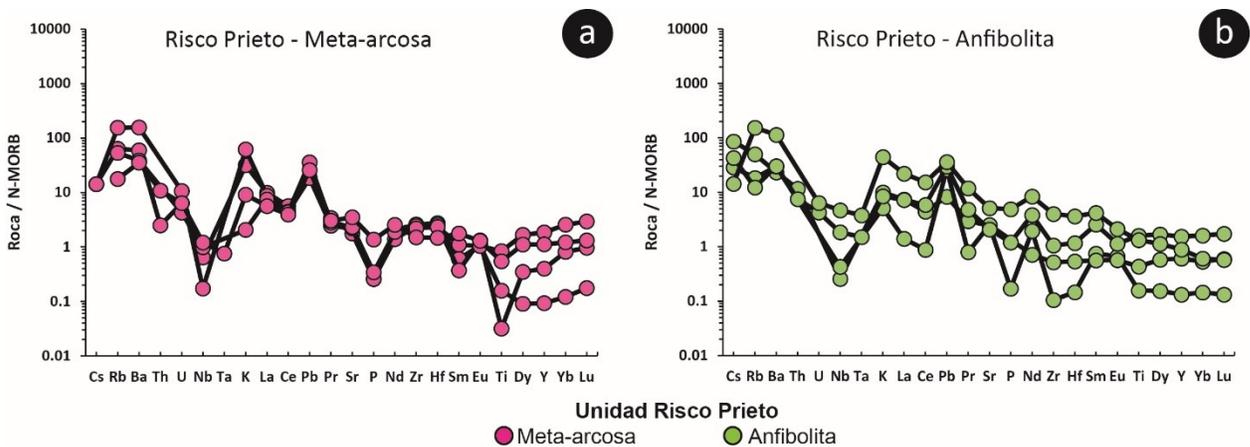


Fig. 4.13 Diagrama multielementos normalizado contra N-MORB de la unidad Risco Prieto del Complejo Novillo. Valores de normalización a partir de [Sun y McDonough \(1989\)](#).

4.3 Geocronología U-Pb

Los resultados del estudio de geocronología U-Pb, así como las imágenes de catodoluminiscencia (CL) completos para cada muestra se encuentran listados en la sección de anexos.

Muestra GLP9 – Metagranito (Los Álamos)

La muestra GLP9 corresponde a un metagranito de la unidad Los Álamos que aflora en el cañón Peregrina (Fig. 3.4 a). Por la composición mineralógica de la roca se asumió originalmente que formaba parte de la Suite AMCG San Marcos del complejo Novillo, pero las edades obtenidas en este trabajo arrojaron resultados contrastantes que se describen a continuación.

Los circones obtenidos de la muestra presentan un tamaño $<200 \mu\text{m}$ con forma alargada y una relación de tamaño de 2:1 y 3:1. Una característica muy distintiva de los circones de esta muestra en comparación con el resto de las muestras del Complejo Novillo es su baja CL (Fig. 4.14 a). La mayoría de los cristales presentan núcleos heredados con bordes de sobrecrecimiento que presentan zonación oscilatoria, la cual es apreciable por variaciones muy sutiles en la CL (Anexo 3).

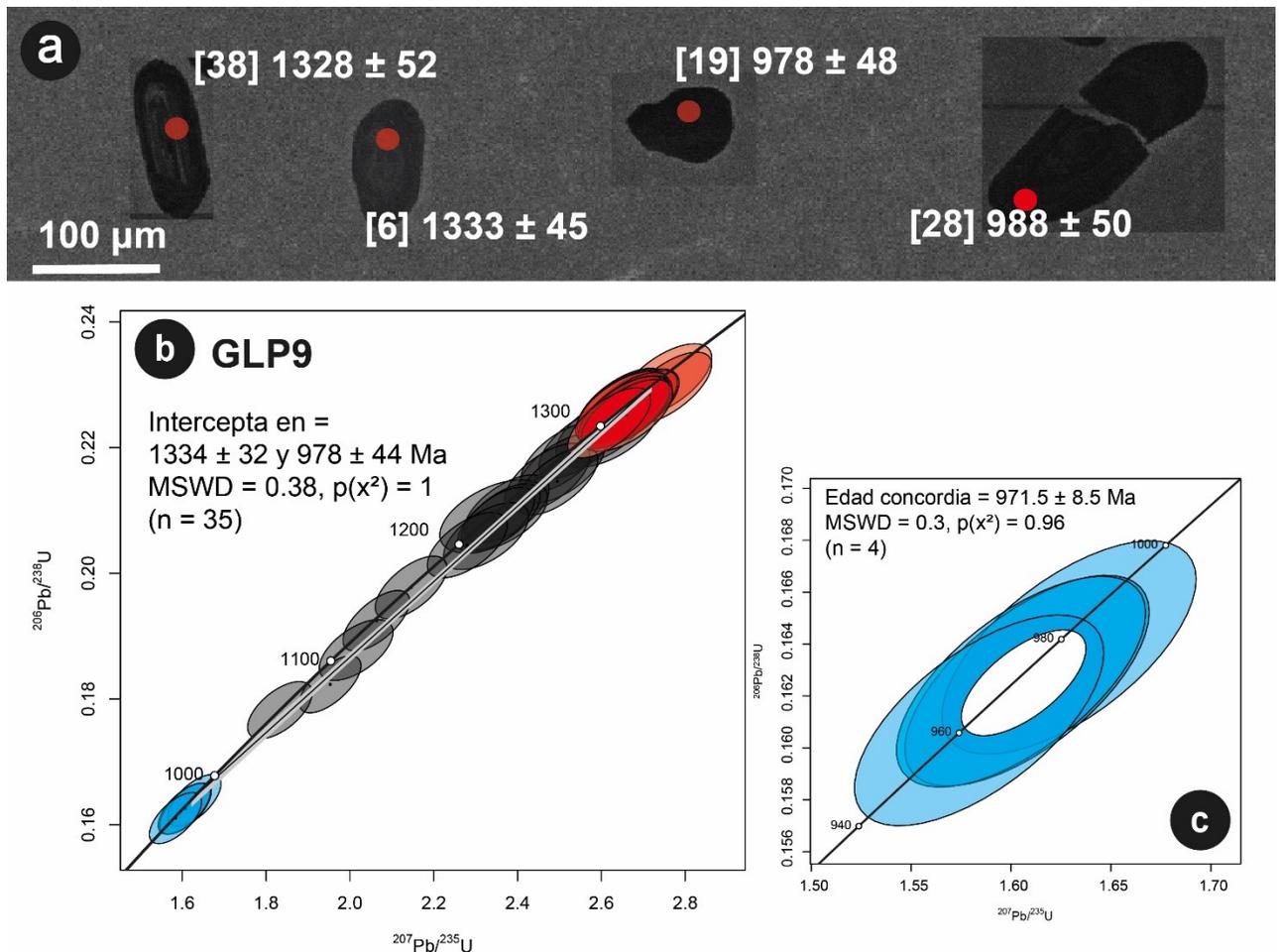


Fig. 4.14 Información de circones pertenecientes al metagranito de la muestra GLP9 de la unidad Los Álamos del complejo Novillo. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia $>95\%$ de la muestra. Los elipses rojos representan edades del Ectasiano; los elipses grises representan análisis con pérdida de Pb antigua; los elipses azules representan edades del Toniano. c) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb para los circones con edades pertenecientes al Toniano.

En total se realizaron un total de 45 análisis de los cuales 35 presentan 95 % de concordancia y arrojaron edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre ~ 1365 y ~ 967 Ma (Anexo 4; Fig. 4.14 b). Los análisis generan una línea de discordia que indica una pérdida de Pb antigua con una edad de intersección superior de 1334 ± 32 Ma y una edad de intersección inferior de 978 ± 44 Ma [MSWD= 0.38; $p(x^2) = 1$].

La edad de la intersección superior de 1334 ± 32 Ma es la mejor estimación de la edad de cristalización superior, mientras que la edad de la intersección inferior (978 ± 44 Ma) puede representar el evento responsable de la pérdida de Pb de los circones. Una mejor aproximación a la edad de este evento se encuentra dada por la edad concordia de los cuatro análisis más jóvenes que arrojan una edad de 971.5 ± 8.5 Ma [MSWD = 0.3; $p(x^2) = 0.96$; Fig. 4.14 c].

Muestra GNL30 – Gneis félsico (Los Álamos)

La muestra GNL30 representa una banda migmatizada de un gneis félsico de la unidad Los Álamos perteneciente al cañón Novillo, donde cabe destacar que la muestra fue obtenida en un afloramiento que se encuentra cortada por uno de los diques Ediacaranos que intruyen al complejo (Fig. 3.5 f).

Los circones obtenidos de la muestra presentan en general un aspecto redondeado y solo algunos presentan una forma alargada con una relación de 2:1 (Fig. .15 a). Los cristales presentan núcleos con baja respuesta a la CL con zonación oscilatoria magmática muy leve y bordes de sobrecrecimientos metamórficos muy pequeños ($<10 \mu\text{m}$; Anexo 5).

En la muestra se midieron 49 puntos de los cuales 37 son $>95\%$ de concordancia y presentan edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre ~ 1392 y ~ 596 Ma (Anexo 6). Los resultados graficados en la Fig. 4.15 b muestran que los circones medidos en su mayoría se vieron expuestos a una pérdida de Pb antigua. Al considerar únicamente las mediciones $>95\%$ de concordancia y descartando las edades de núcleos de ~ 900 Ma, se genera una línea de discordia cuya intersección superior arroja una edad de 1300 ± 52 Ma y una intersección inferior de 1015 ± 49 Ma [MSWD = 0.39, $p(x^2) = 1$].

Dada la evidente pérdida de Pb antigua experimentada por la gran mayoría de los cristales analizados, se calculó una edad promedio ponderada ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; Fig. 4.15 c) de los cinco cristales analizados que arrojaron las edades más antiguas el cual arrojó una edad de 1333 ± 22 Ma [MSWD = 1.18, $p(x^2) = 0.32$], la que se considera la mejor estimación de la edad de cristalización del protolito de la muestra.

La edad de intersección inferior (1015 ± 49 Ma; Fig. 4.15 b) puede ser interpretada como el evento que generó la pérdida de Pb antigua en los circones de la muestra la cual es congruente con la edad del magmatismo AMCG en el complejo. De igual manera este dato puede no estar relacionado al último evento tectónico experimentado por la roca, ya que la gran mayoría de los puntos analizados con estas edades fueron medidos en zonas intermedias de los cristales.

Los tres datos concordantes más jóvenes arrojan una edad concordia de 601.4 ± 6.2 Ma [MSWD = 0.51, $p(x^2) = 0.77$] cuya edad puede estar relacionada a la intrusión del diques Ediacarano que corta al afloramiento del cual fue tomada la muestra.

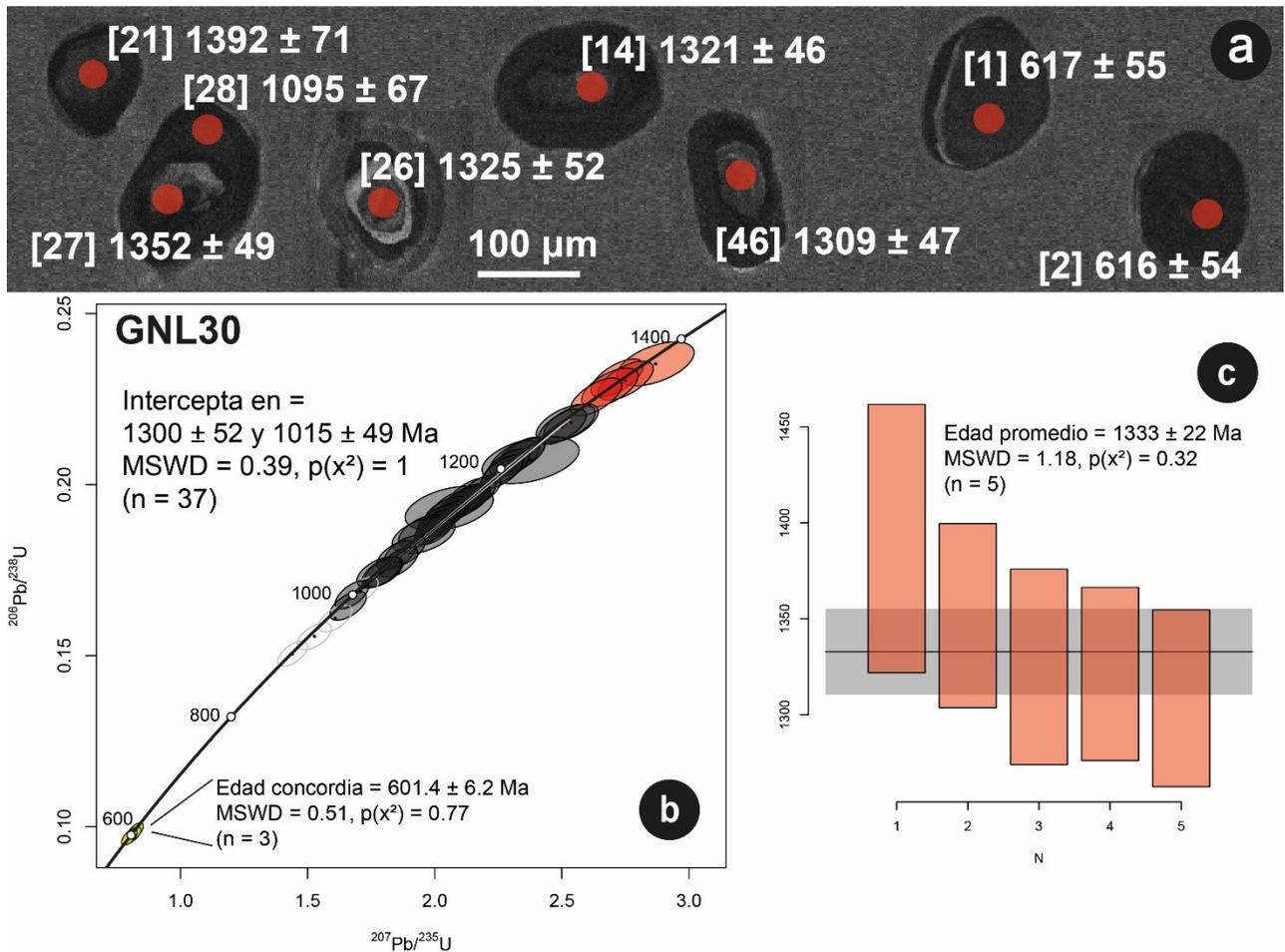


Fig. 4.15 Información de circones pertenecientes al gneis félsico migmatizado de la muestra GNL30 de la unidad Los Álamos del complejo Novillo. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Los b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia >95% de la muestra. Los elipses rojos representan los análisis con edades del Ectasiano; los elipses grises representan análisis con pérdida de Pb antigua. c) Edad promedio ponderada ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) para los 5 análisis más antiguos presentes en la muestra.

Muestra L2 – Gneis félsico (Los Álamos)

La muestra L2 representa una zona migmatizada en los gneises félsicos del cañón Peregrina (Fig. 3.3 d). Los cristales de circon de esta muestra, al igual que los de las demás muestras presentan tamaños < 200 μm . Los cristales presentan formas ligeramente redondeadas con una relación 2:1, poseen núcleos con zonación oscilatoria magmática y algunos tienen bordes de recristalización. En menor medida la muestra tiene circones con núcleos heredados generalmente con baja CL con bordes con zonación magmática (Fig. 4.16 a; Anexo 7).

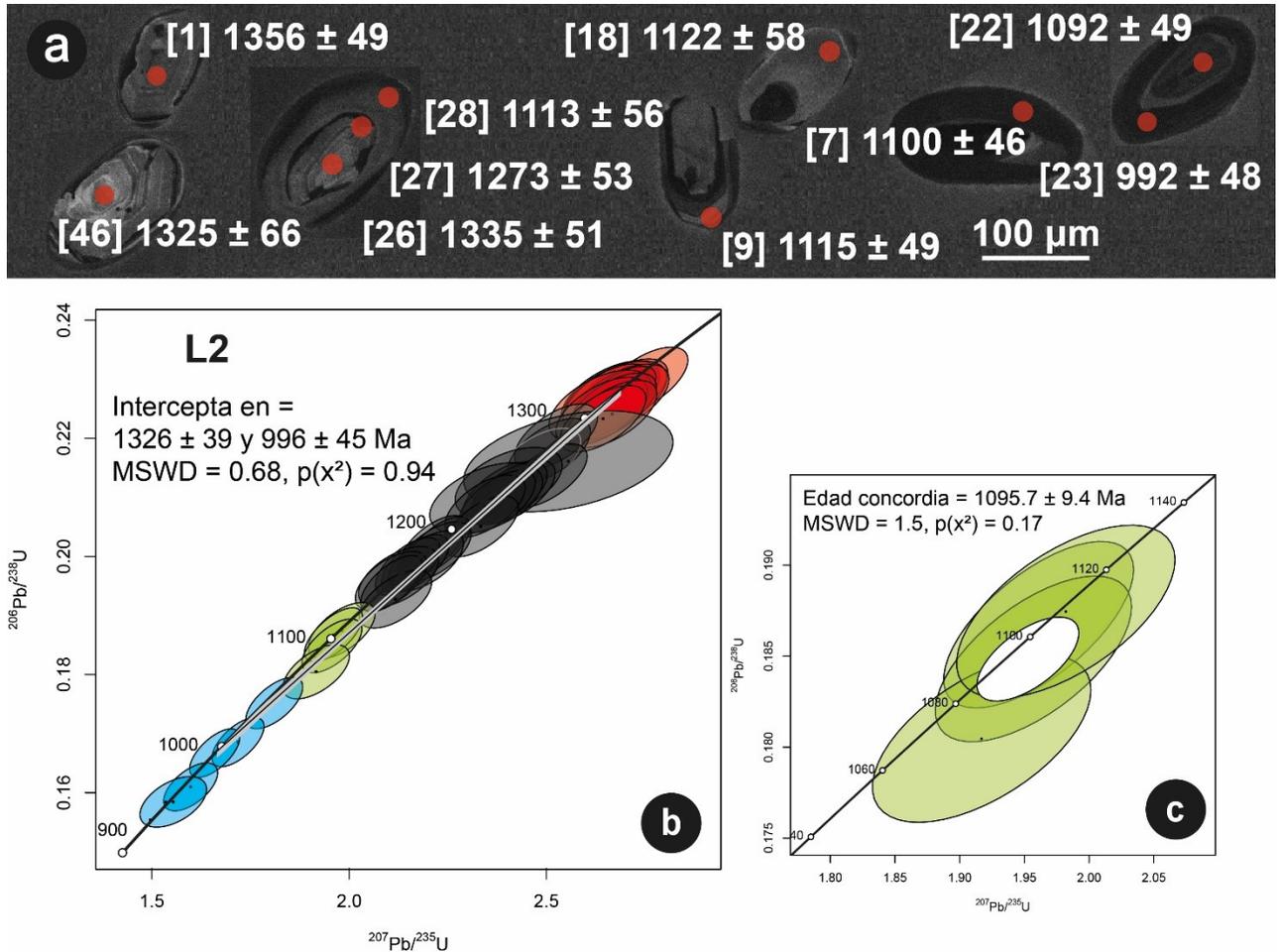


Fig. 4.16 Información de circones selectos pertenecientes a la migmatita de la muestra L2 perteneciente al complejo Novillo en el cañón Peregrina. a) Diagrama concordia Wetherill, la línea roja representa la línea de discordia mientras que el campo gris representa el área de incertidumbre de la misma. Los elipses rojos representan edades del Ectasianio; los elipses grises representan análisis con pérdida de Pb antigua; los elipses verdes representan bordes de crecimiento pertenecientes al Esteniano; los elipses azules representan edades del Toniano. b) Promedios ponderados de los diferentes grupos de circones en la muestra.

En total se realizaron 55 análisis en los circones de la muestra los cuales 44 presentan edades con una concordancia >95 % que van de ~1356 a ~925 Ma (Anexo 8). La Fig. 4.16 b presenta el diagrama concordia con la información isotópica de la muestra, donde se muestra además que muchos de los cristales analizados sufrieron pérdida de Pb antigua, lo que genera una línea de discordia con intersección superior de 1326 ± 39 Ma [MSWD = 0.68, $p(x^2) = 0.94$], la cual es interpretada como la mejor estimación de la edad de cristalización del protolito.

En cuanto a la intersección inferior de la línea de discordia de la Fig. 4.16 b, corresponde a una edad de 996 ± 45 Ma la cual puede ser interpretada como la edad en que se generó el metamorfismo de la roca, pero dada la condición migmatizada del afloramiento, es probable que la roca haya experimentado un evento tectonotermal adicional.

Lo anterior se ve reflejado en algunos de bordes analizados, los cuales presentan zonación magmática (Fig. 4.16 a) y arrojan una edad concordia de 1095.7 ± 9.4 Ma [MSWD = 1.5, $p(x^2) = 0.17$; Fig. 4.16 c], lo que puede ser interpretado como la edad en la que se generó la migmatización de la roca.

En cuanto a los puntos analizados que arrojaron edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ menores a 1000 Ma, únicamente los análisis 23 y 11 (992 ± 48 y 987 ± 57 Ma respectivamente; Anexo 8) podrían ser considerados como pertenecientes a la edad del metamorfismo, ya que el resto de las edades obtenidas para este tiempo vienen de núcleos de cristales que experimentaron una mayor pérdida de Pb.

Muestra GNL3 – Dique pegmatítico (Los Álamos)

La muestra GNL3 representa un dique pegmatítico que se encuentra en el cañón Novillo, en la proximidad del contacto entre el complejo Novillo y la Tonalita Peregrina del Ordovícico (Fig. 3.3 e). Los circones de la muestra son redondeados principalmente, pero también existen cristales alargados con relaciones de aspecto de 3:1 y 2:1 con puntas redondeadas y poseen un tamaño variado entre 50 y 250 μm (Fig. 4.17 a).

. La mayoría de los cristales presentan una estructura interna difusa con núcleos con zonas de diferente CL que va de baja a intermedia y solo algunos cristales presentan núcleos heredados de baja CL con bordes muy pequeños de CL alta (Anexo 9).

Se efectuaron 45 análisis en la muestra de los cuales 34 tienen una concordancia > 95 % de concordancia que arrojaron edades que van de ~ 1326 a ~ 957 Ma (Anexo 10). La Fig. 4.17 b muestra el diagrama concordia generado a partir de la información isotópica de la muestra, en la cual se aprecia en primera instancia que las edades obtenidas a partir de los núcleos heredados presentes en la muestra reflejan un efecto de pérdida de Pb antigua. Lo anterior genera una línea de discordia con intersecciones en 1239 ± 80 y 967 ± 46 Ma [MSWD = 0.3, $P(x^2) = 1$].

La intersección superior puede representar la edad de la roca a partir de la cual se fundió el dique, pero el efecto de la pérdida de Pb antigua puede haber reducido de manera sustancial dicho valor, por lo que este valor puede no tener valor geológico alguno.

Un grupo de análisis ($n = 21$) realizados en circones con estructuras internas variadas que van de núcleos homogéneos con baja CL, con zonación oscilatoria magmática tenue y CL baja o intermedia-alta, arrojan una edad promedio ponderada ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) de 1038 ± 13 Ma [MSWD = 0.41, $P(x^2) = 0.99$], la cual se considera que es la mejor aproximación a la edad de cristalización de la roca.

Un último grupo de análisis ($n = 3$) realizado en circones con origen aparentemente metamórfico (irregulares, heterogéneos, sin zonación, con estructuras internas complejas) arroja una edad concordia de 975 ± 11 Ma [MSWD = 0.14, $p(x^2) = 0.98$]. Esta edad es considerada como el tiempo en el que se generó la pérdida de Pb antigua de la roca.

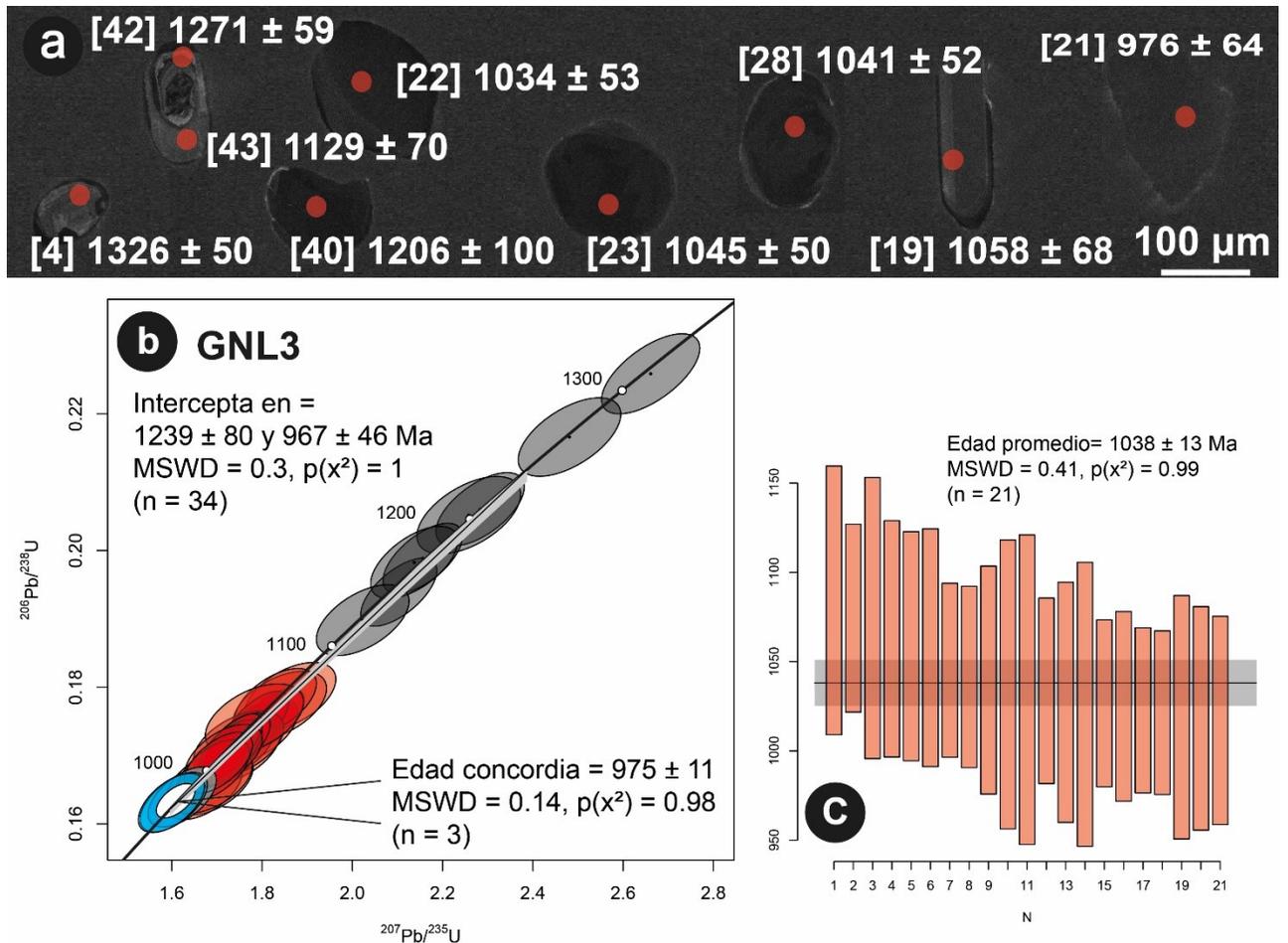


Fig. 4.17 Información de circones pertenecientes al dique pegmatítico de la muestra GNL3 que corta a la unidad Los Álamos del complejo Novillo. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. Los elipses grises representan edades de núcleos heredados con pérdida de Pb; los elipses rojos representan edades de cristalización de la roca; los elipses azules representan edades del Toniano. c) Edad promedio ponderada ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) considerados para la edad de cristalización de la roca.

Muestra GNL33 – Banda clara (gneis de la Suite AMCG San Marcos)

La muestra GNL33 pertenece a una banda clara del gneis perteneciente a la Suite AMCG San Marcos en el cañón Novillo (Fig. 3.5 a), cuya composición félsica propicia la saturación de SiO_2 en el magma y por lo tanto la generación de circones. Los circones separados de esta muestra por lo general se presentan de forma redondeada o prismática con puntas redondeadas, con tamaños de grano < 200 μm . Estos cristales en general presentan núcleos heredados de baja luminiscencia, rodeados por bordes de crecimiento con luminiscencia de media a alta (Fig. 4.18 a; Anexo 11).

Se realizaron un total de 45 análisis, de lo cuales 35 son >95% de concordancia. Los circones medidos en esta muestra poseen bajas concentraciones de U (<100 ppm). La muestra presenta edades concordantes dentro de la incertidumbre que van de ~1312 a 935 Ma (Fig. 4.18 b; Anexo 12). Se puede apreciar que los puntos medidos en la muestra, de manera general experimentaron diferentes niveles de pérdida de Pb (Fig. 4.18 a) con cristales con núcleos

más jóvenes que los bordes que lo rodean. Dado lo anterior se interpreta que los seis valores más antiguos pertenecen a circones heredados.

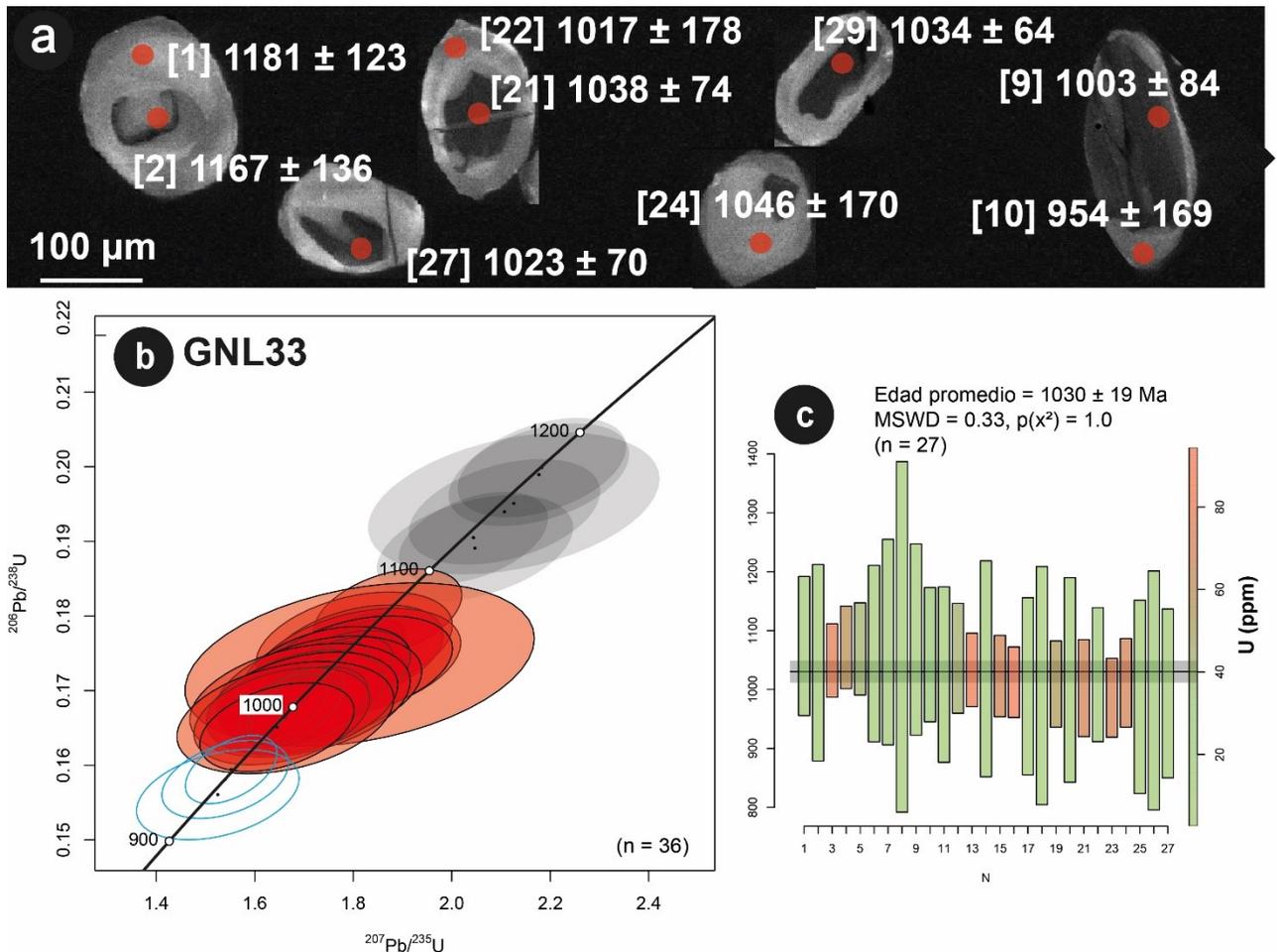


Fig. 4.18 Información de circones de una de las bandas claras del gneis de la muestra GNL33 perteneciente a la Suite AMCG San Marcos del complejo Novillo. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. Los elipses grises representan edades de cristales heredados con pérdida de Pb; los elipses rojos representan edades de cristalización de la roca; los elipses azules representan posibles edades del Toniano. c) Edad promedio ponderada ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) considerados para la edad de cristalización de la roca con concentración de U.

Un grupo de mediciones (n = 27) arrojan una edad promedio ponderada ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) = 1030 ± 19 Ma [MSWD = 0.33, $p(x^2) = 1$; Fig. 14.18 c], la cual es considerada como la edad de cristalización del protolito. Cabe destacar que en esta muestra en particular los análisis medidos en los núcleos de baja CL poseen una mayor concentración de U (>50 ppm) y por lo tanto arrojan una edad relativamente más precisa en comparación con los puntos medidos en los bordes de CL alta cuya concentración de U es <10 ppm (Fig. 14.18 c). Dado lo anterior las edades obtenidas en bordes aparentemente metamórficos se dejaron fuera de todo cálculo.

Muestra GNL24 – Metaferrodiorita rica en granate

La muestra GNL24 pertenece a una ferrodiorita rica en granate que corta a las anortositas de la Suite AMCG San Marcos del complejo Novillo. Un total de 45 circones fueron analizados, los cuales presentan formas granulares redondeadas de ~200 μm con algunos cristales alargados con una relación de 1:2 (Fig. 2.19 a).

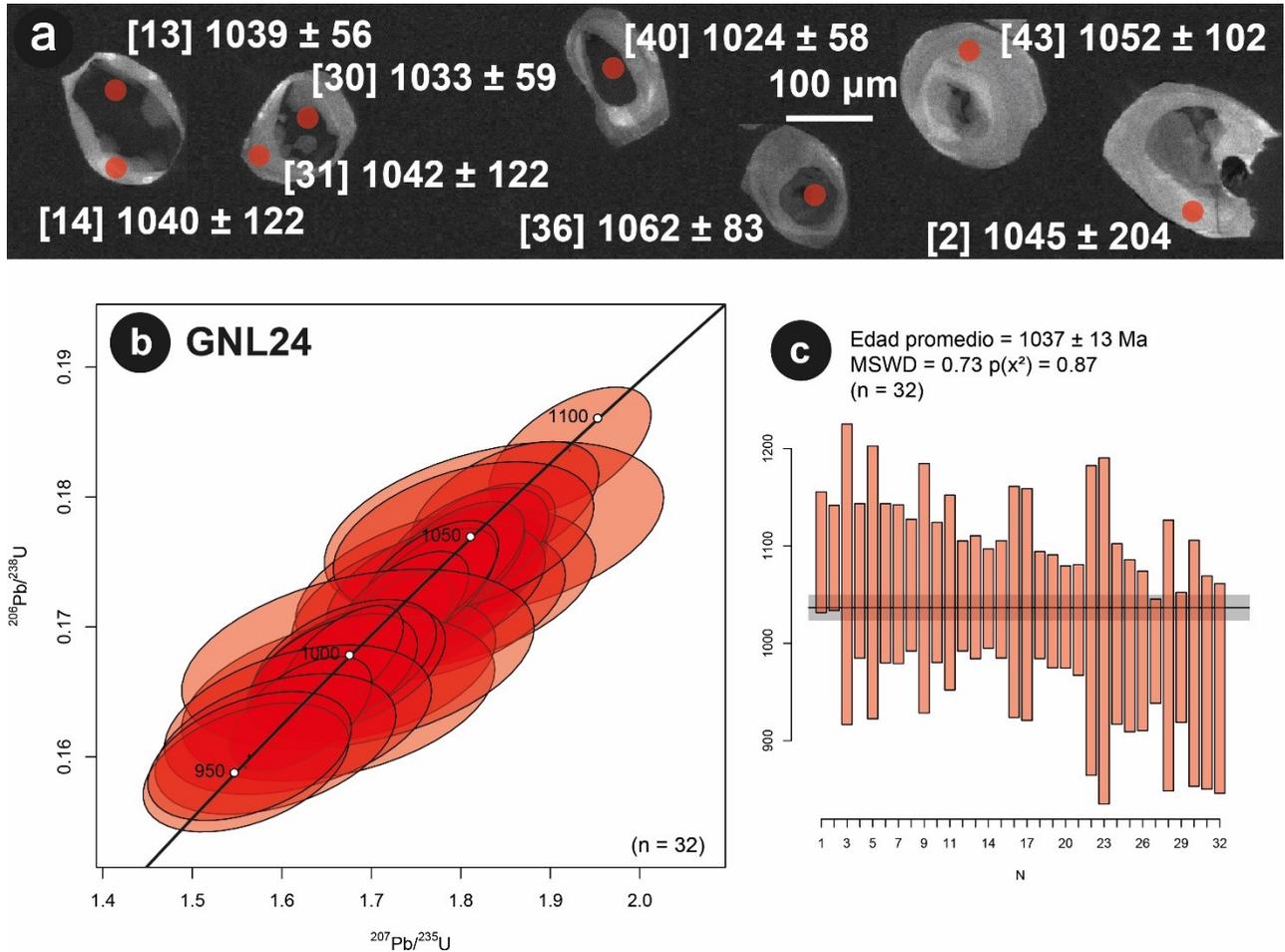


Fig. 4.19 Información de circones de la metaferrodiorita de la muestra GNL24 de la Suite AMCG San Marcos del complejo Novillo. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. c) Edad promedio ponderada ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

La mayoría de los cristales muestran núcleos deformados de baja CL con concentraciones de U que van de entre 240 y 70 ppm mientras que los bordes de crecimiento con Cl intermedia y alta presentan concentraciones de U <70 ppm, lo que genera un valor de incertidumbre más elevado que el medido para los núcleos deformados. Es posible apreciar también que todos los cristales de la muestra no presentan estructuras internas típicas de circones magmáticos (p. ej. zonación oscilatoria) en núcleos o bordes (Anexo 13).

En total se realizaron 45 análisis en la muestra, de los cuales 32 son >95% de concordancia que arrojaron edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que van de ~1093 a ~954 Ma (Fig. 4.19 b; Anexo 14). Los resultados obtenidos a partir de las mediciones tanto en los núcleos deformados de baja CL como en en los bordes de sobrecrecimiento relativamente homogéneos de CL intermedia a alta, aunque muestran evidencia de pérdida de Pb, arrojan una edad promedio ponderada de 1037 ± 13 Ma [MSWD = 0.73, $p(x^2) = 0.87$]. Este dato es considerado como la mejor aproximación de la edad en la que el sistema isotópico de la roca se reinició prácticamente en su totalidad.

Muestra GNL31 – Metaferrodiorita rica en granate

La muestra GNL31 pertenece a una metaferrodiorita rica en granate que corta a las anortositas de la Suite AMCG San Marcos del complejo Novillo (Fig. 3.5 e-f). Los circones de la muestra son relativamente pequeños en comparación a los de las demás muestras (<200 μm). La mayoría de los cristales son redondeados con núcleos deformados de baja CL y sobrecrecimientos de CL intermedia y alta (Fig. 4.20 a; Anexo 15)

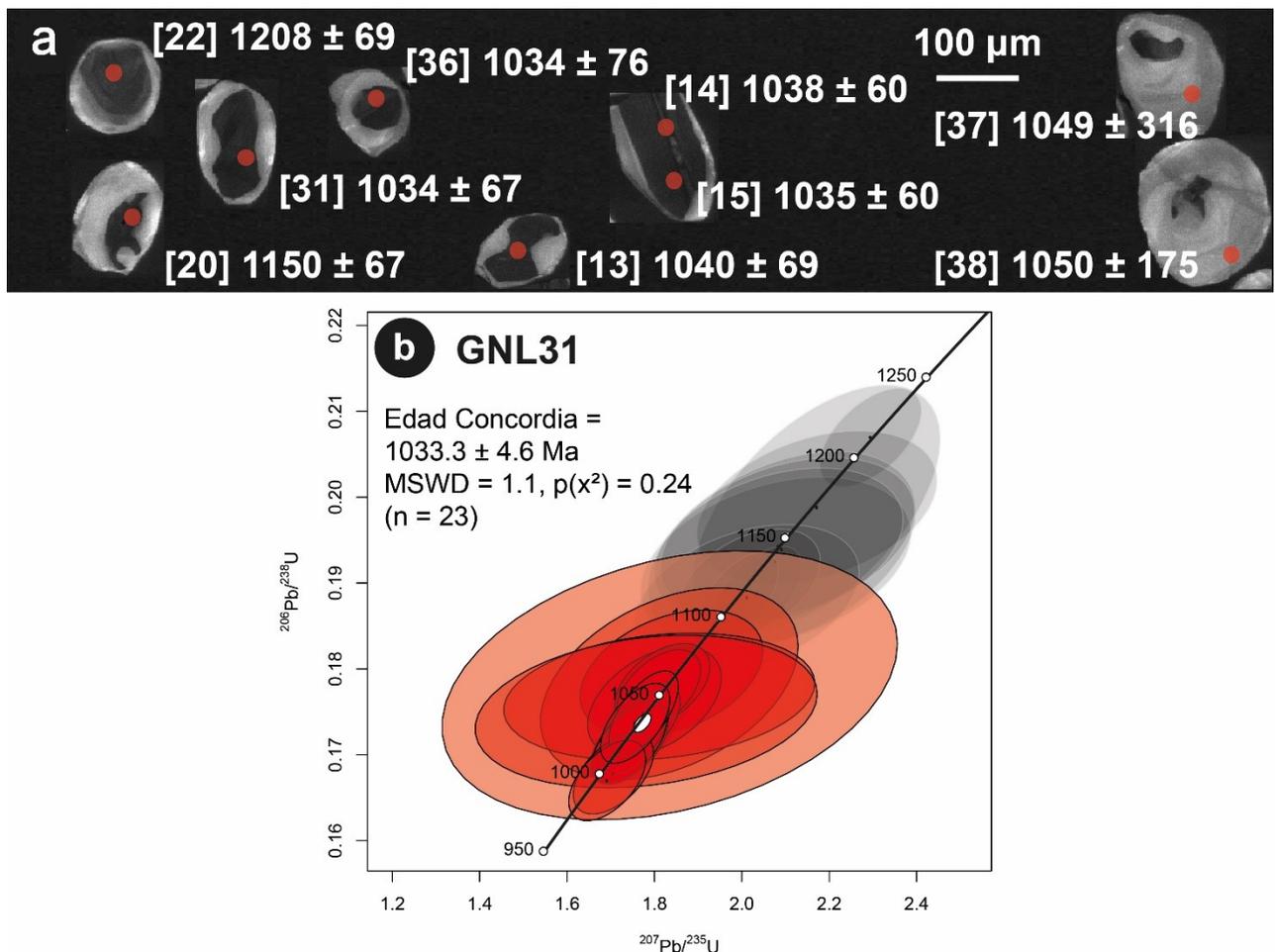


Fig. 4.20 Información de circones de la metaferrodiorita de la muestra GNL31 de la Suite AMCG San Marcos del complejo Novillo. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. Los elipses grises representan edades de cristales heredados con pérdida de Pb; los elipses rojos representan edades de cristalización de la roca.

En total se realizaron 42 análisis en la muestra, de los cuales 34 son >95% de concordancia que arrojaron edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que van de ~1208 a ~1023 Ma (Anexo 16). Un grupo de análisis ($n = 11$) realizado en núcleos y bordes reflejan que los circones de la muestra experimentaron diferentes niveles de pérdida de Pb (Fig. 4.20 a-b) lo que puede ser interpretado como interacción con corteza preexistente.

Un segundo grupo de análisis ($n = 23$; elipses en color rojo en la Fig. 4.20 b) medido en tanto en los núcleos deformados de baja CL como en los bordes de sobrecrecimiento relativamente homogéneos de CL intermedia a alta, aunque también muestran evidencia de pérdida de Pb, arrojan una edad concordia de 1033.3 ± 4.6 Ma [MSWD = 1.1, $p(x^2) = 0.24$]. Este dato es considerado como la edad en la que el sistema isotópico de la roca se reinició prácticamente en su totalidad.

Muestra GNL32 – Meta-anortosita (Suite AMCG San Marcos)

La muestra GNL32 es una meta-anortosita perteneciente a la Suite AMCG San Marcos del complejo Novillo cuyo afloramiento está cortado por el dique de metaferrodiorita de la muestra GNL31 (Fig. 3.5 d-e). Dada la naturaleza de la muestra, solamente fue posible separar 14 circones de los cuales se analizaron 25 puntos.

La mayoría de los cristales en general tienen una forma granular con tamaño no mayor a 200 μm . Presentan estructuras internas complejas con núcleos de estructura difusa con diferentes intensidades de CL o zoneamiento magmático oscilatorio. Algunos de los cristales presentan bordes de sobrecrecimiento metamórfico (Fig. 4.21 a; Anexo 17).

De los 25 puntos analizados, 22 son >95% de concordancia que arrojaron edades que van de ~1138 a ~914 Ma. Las 6 edades más antiguas fueron obtenidas a partir de lo que se consideran núcleos heredados con diferentes grados de pérdida de Pb antigua (Fig. 4.21 b; Anexo 18).

El grupo de análisis obtenidos a partir de las mediciones realizadas en los bordes de sobrecrecimiento de CL intermedia a alta, aunque muestran evidencia de pérdida de Pb, arrojan una edad concordia de 930 ± 5 Ma [MSWD = 1.1, $p(x^2) = 0.36$]. Este dato es considerado como la mejor aproximación de la edad en la que el sistema isotópico de la roca alterado por última ocasión.

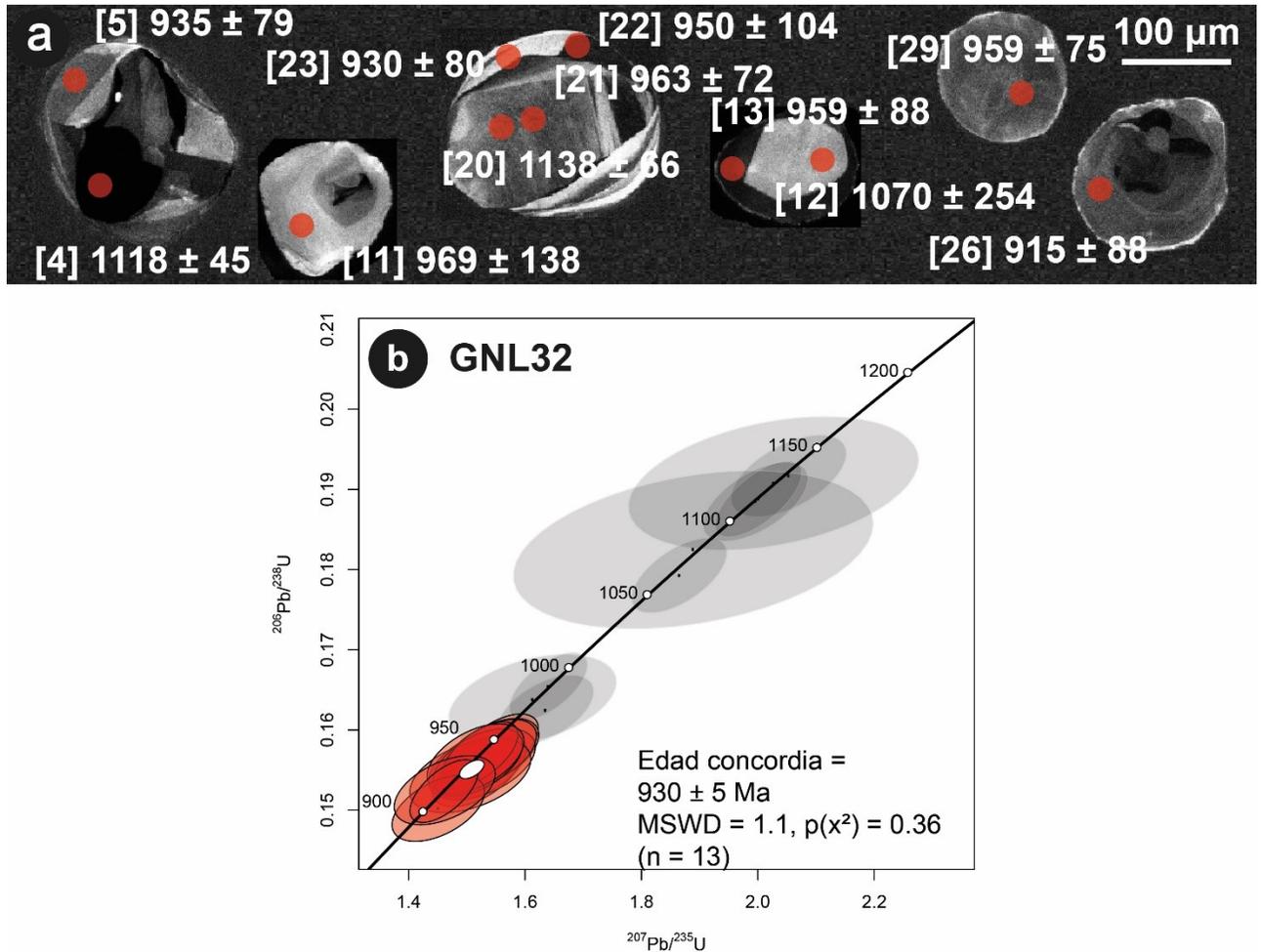


Fig. 4.21 Información de circones de la meta-anortosita de la muestra GNL32 de la Suite AMCG San Marcos del complejo Novillo. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. Los elipses grises representan edades de cristales heredados con pérdida de Pb; los elipses rojos representan edades de recristalización de la roca.

Metasedimentos

Muestra GLP30 Paragneis (Risco Prieto)

La muestra GLP30 pertenece a un afloramiento de paragneis del cañón Peregrina. La mayoría de los circones separados a partir de esta muestra presentan un tamaño de $\sim 200 \mu\text{m}$ con forma redondeada en general, aunque algunos cristales presenten formas alargadas con una relación de aspecto de 2:1 (Fig. 4.22; Anexo 19).

Las estructuras internas de los cristales de la muestra son variadas pero una característica constante es que todos los cristales presentan al menos dos generaciones de cristalización. La mayoría de los cristales presentan un

núcleo homogéneo con CL muy baja pero algunos núcleos presentan zonación magmática. Los bordes de crecimiento de por lo general poseen CL intermedia y no son mayores a $30 \mu\text{m}$ (Fig. 4.21 a).

En esta muestra se realizaron un total de 109 análisis de los cuales 96 superan el filtro de 95% de concordancia. Las edades presentes en la muestra van de $1292 \pm 40 \text{ Ma}$ y continúan de manera prácticamente continua por la concordia hasta los $908 \pm 39 \text{ Ma}$ (Anexo 20), como se muestra en la Fig. 4.22 b. En esta figura se aprecia como los circones de la muestra presentan pérdida de Pb antigua, detalle que también es apreciable en las imágenes de CL de la Fig. 4.22 a, donde hay núcleos con edades considerablemente más jóvenes que los bordes. Un grupo de 8 análisis realizado en los bordes de sobrecrecimiento arrojaron una edad concordia de $967.4 \pm 6.4 \text{ Ma}$ [MSWD = 0.97, $p(x^2) = 0.48$], dato que es interpretado como la edad de metamorfismo.

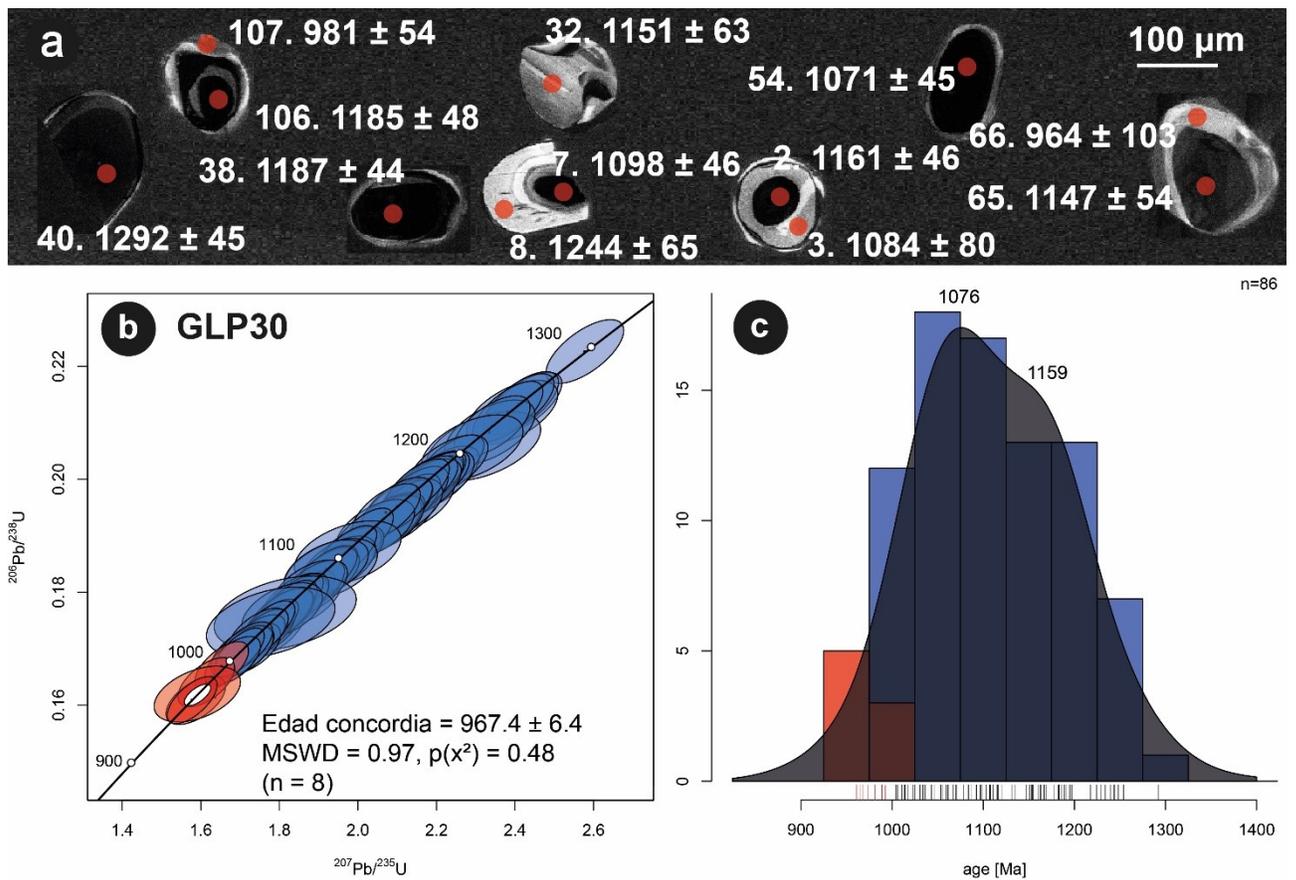


Fig. 4.22 Información de circones del paragneis la muestra GLP30 del cañón Peregrina. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. Los elipses azules representan edades de cristales detríticos con pérdida de Pb; los elipses rojos representan edades de metamorfismo de la roca. c) Histograma y diagrama de probabilidad relativa de edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

El diagrama de probabilidad relativa se aprecia que la muestra presenta un pico mayor a 1076 Ma y un pico relativamente menor a 1159 Ma. Dado a que estos análisis se encuentran en núcleos similares a los más antiguos, el origen de estos cristales podría ser interpretado ya sea como pérdida de Pb a partir de cristales más antiguos, o en el caso del pico mayor, influencia del magmatismo AMCG.

Muestra GLP31 Paragneis (Risco Prieto)

La muestra GLP31 pertenece a un paragneis perteneciente al cañón Peregrina. La muestra posee circones prisáticos con un tamaño de ~200 μm con forma alargadas con una relación de aspecto de 2:1 y 3:1, además de cristales redondeados de ~200 μm (Fig. 4.22 a).

Las imágenes de CL revelan que las estructuras internas de los cristales de esta muestra son principalmente núcleos tanto con zonación oscilatoria magmática como homogéneos de baja CL. La gran mayoría de los cristales presentan con bordes de sobrecrecimiento con diferentes intensidades de respuesta a la CL (Fig. 4.23 a; Anexo 21).

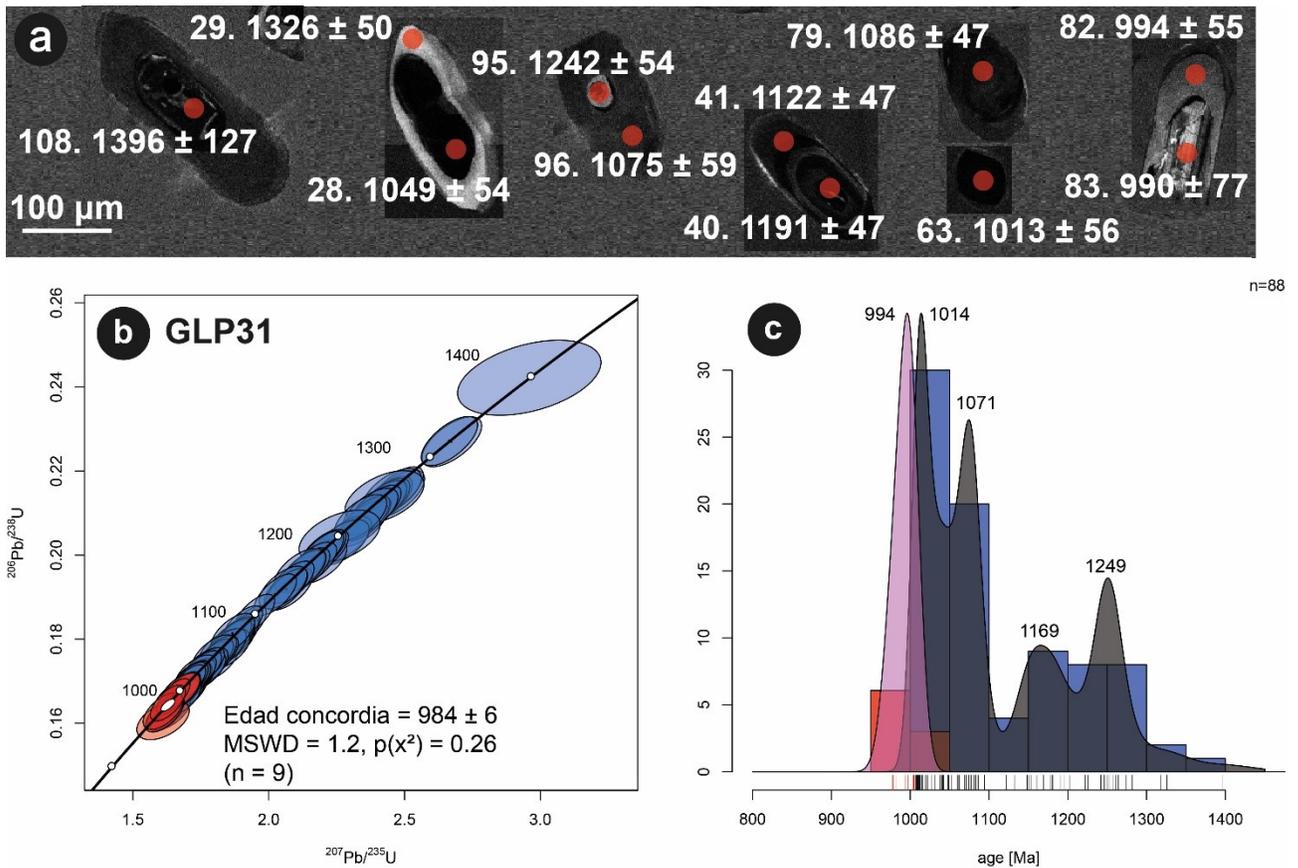


Fig. 4.23 Información de circones del paragneis la muestra GLP31 del cañón Peregrina. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. Los elipses azules representan edades de cristales detríticos con pérdida de Pb; los elipses rojos representan edades de metamorfismo de la roca. c) Histograma y diagrama de probabilidad relativa de edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

En total se midieron 110 puntos de los cuales 102 poseen un valor >95% de concordancia (Anexo 22) y tienen edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que van de ~1398 a ~920 Ma distribuidas a lo largo de la línea de concordia. Un grupo de 9 ediciones realizadas en bordes de sobrecrecimiento y núcleos con pérdida de Pb arrojan una edad concordia de 984 ± 6 Ma [MSWD = 1.2, $p(x^2) = 0.26$], que es considerada como la edad del metamorfismo (Fig.4.23 a).

En el histograma con diagrama de probabilidad relativa de la Fig. 4.23 c, los circones detríticos (barras en color azul) un pico máximo a 1014 Ma y picos menores a 1071, 1169 y 1249 Ma. Adicionalmente los circones metamórficos generan un pico a 994 Ma. Cabe destacar que las mediciones que fueron realizadas en núcleos con zonación oscilatoria (de origen ígneo) y los que presentan bordes con edades del Mesoproterozoico y que arrojaron edades <950 Ma, fueron descartados del análisis de procedencia al haber perdido gran parte de su Pb.

Muestra GLP32 Paragneis (Risco Prieto)

La muestra GLP32 procede de un afloramiento de paragneis perteneciente al cañón Peregrina. La mayoría de los circones de esta muestra son bastante semejantes entre sí y presentan un tamaño <200 μm con forma redondeada. De manera general todos los circones separados de esta muestra presentan estructuras internas compuestas por núcleos heredados de baja CL en los que en algunos casos se puede apreciar zonación oscilatoria, rodeados por bordes de crecimiento de CL alta (Fig. 4.24 a; Anexo 23).

En la muestra se midieron un total de 109 puntos de los cuales 103 poseen un valor >95% de concordancia y tienen edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que van de ~1271 a ~930 Ma distribuidas a lo largo de la línea de concordia (Fig. 4.24 b) lo que representa una importante pérdida de Pb antigua. Lo anterior también se observa en las imágenes de CL de la Fig. 2.24 a, donde se puede apreciar que hay núcleos con edades más jóvenes que las que arrojaron los bordes (p. ej. en los análisis 80 y 81 - 58 - 59; 29 - 30; Anexo 24).

Un grupo de 7 mediciones que arrojaron edades menores a 1000 MA fueron realizadas principalmente en núcleos que perdieron todo su Pb dan una edad concordia de 968 ± 10 Ma [MSWD = 1.9, $p(x^2) = 0.021$], dato que, considerando la edad del punto [49] de 967 ± 53 Ma, medida en un borde de sobrecrecimiento, es considerada como la edad del metamorfismo (Fig.4.23 a). El diagrama de probabilidad relativa de la Fig. 4.24 c arroja un único pico máximo de 1136 Ma.

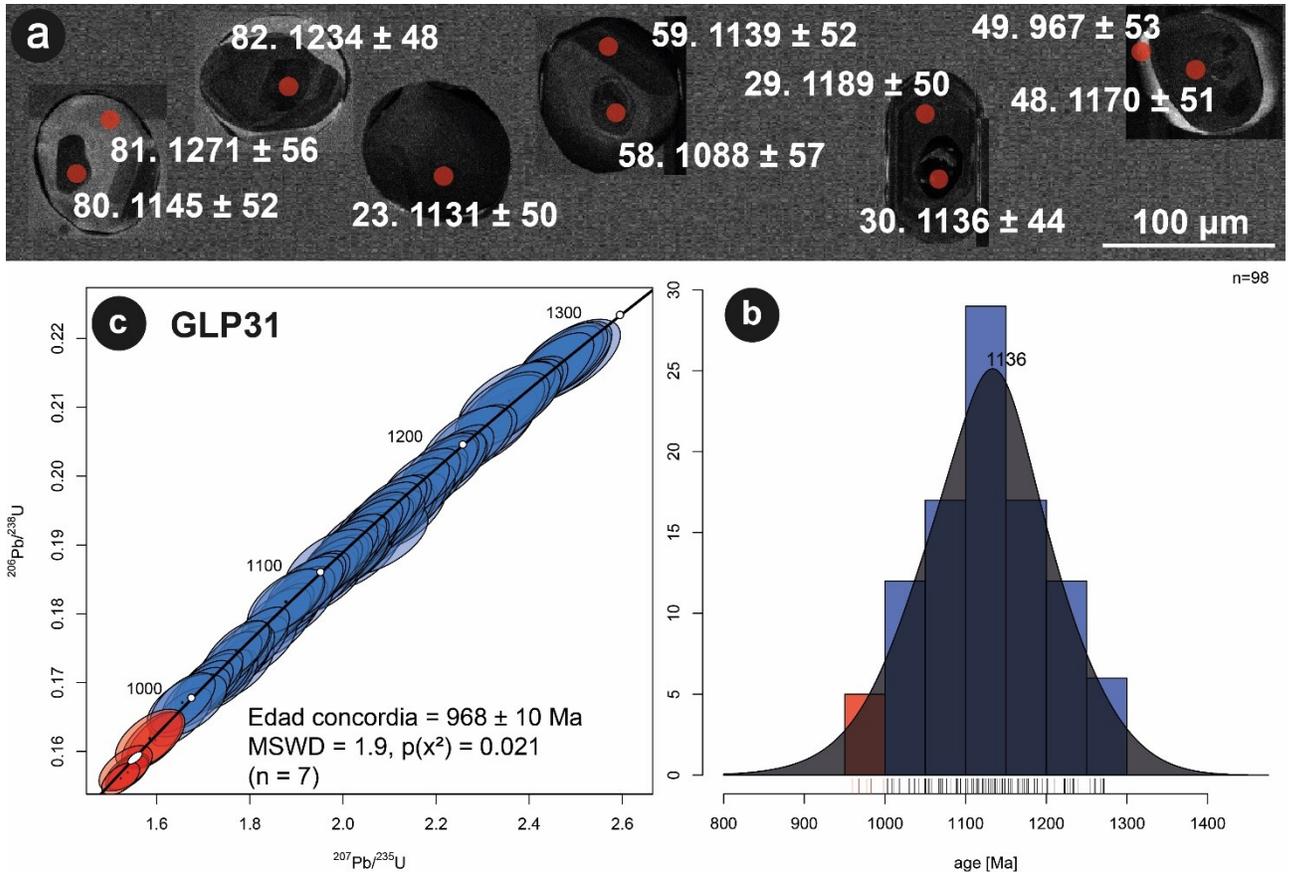


Fig. 4.24 Información de circones del paragneis la muestra GLP32 del cañón Peregrina. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de cristales representativos de las edades arrojadas del análisis U-Pb; se muestran edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. b) Diagrama Wetherill de concordia U-Pb de todos los análisis con concordancia > 95% de la muestra. Los elipses azules representan edades de cristales detríticos con pérdida de Pb; los elipses rojos representan edades de metamorfismo de la roca. c) Histograma y diagrama de probabilidad relativa de edades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

4.4 Isotopía Sm-Nd

En la Tabla 4.5 se encuentra el resumen del análisis isotópico Sm-Nd de las muestras del Complejo Novillo. El cálculo de las relaciones iniciales $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, así como los respectivos valores $\epsilon\text{Nd}(t)$ fue realizado para t en el que se interpreta que la roca cristalizó.

Las muestras analizadas de la unidad Los Álamos tienen valores ϵNd al momento de su cristalización de 2.36 y 2.76 lo que indica una fuente de manto empobrecido, con edades modelo de 1452 y 1604 Ma, encontrándose dentro del rango de edades modelo que se encuentran en Oaxaquia (Fig. 4.32 a).

De igual manera la mayoría de las muestras pertenecientes a la Suite AMCG San Marcos presentan valores $\epsilon\text{Nd}(t)$ positivos que van de 0.15 a 1.44 indicando una fuente de manto empobrecido ligera, a excepción de la muestra GNL25, la cual tiene un valor de $\epsilon\text{Nd}(t)$ [$t = 1022$ Ma] de -1.24, lo que indicaría que la roca tiene una fuente cortical o se encontró expuesta a procesos de asimilación. Estas muestras presentan edades modelo de 1339 – 1644, que son ligeramente más jóvenes y más antiguas que las del resto de Oaxaquia (Fig. 4.32 a).

Tabla 4.5 Datos isotópicos del Sistema Sm-Nd pertenecientes a las muestras del Complejo Novillo.

Muestra	Chem #	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Relaciones isotópicas Sm-Nd						Edad Modelo ^(a)	
				$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	\pm s.e. ($2\sigma_m$) * 10^6	ϵ_{Nd}	$t^{(b)}$ (Ma)	ϵ_{Nd} (t)	TDM _{Nd} (Ma)	
Unidad Los Álamos											
GNL28	1367	11.60	58.0	0.1209	0.512153	6	-9.31	1212	2.36	1452	
GLP09	1372	6.35	25.6	0.1498	0.512367	7	-5.14	1335	2.76	1604	
Suite AMCG San Marcos											
GNL09	1363	3.64	20.7	0.1061	0.512092	4	-10.49	1022	1.28	1339	
GNL23	1364	0.77	5.5	0.0847	0.511885	7	-14.53	1060	0.58	1346	
GNL25	1366	1.72	10.4	0.1003	0.511925	3	-13.76	1022	-1.24	1449	
GNL32	1369	1.05	4.5	0.1409	0.512254	7	-7.34	1062	0.15	1644	
GNL33	1370	20.22	98.4	0.1242	0.512222	3	-7.96	1022	1.44	1387	
Intrusiones Post-metamórficas											
GNL24	1365	14.83	79.0	0.1134	0.512035	3	-11.60	956	-1.50	1530	
GNL31	1368	24.37	122.2	0.1205	0.512204	3	-8.32	951	0.87	1365	
L2	1371	6.02	36.4	0.1000	0.512063	5	-11.06	947	0.57	1308	
Unidad Risco Prieto											
GLP30	1373	0.47	3.3	0.0861	0.511988	5	-12.52	1000	1.55	1253	
GLP31	1374	4.07	19.7	0.1251	0.512244	6	-7.53	1000	1.55	1362	
GLP32	1375	4.29	31.5	0.0824	0.511834	3	-15.53	1000	-0.99	1394	

El $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medido fue normalizado a un valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. ϵ_{Nd} es la desviación de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la muestra relativo a 104 veces el reservorio condritico uniforme (CHUR). Para el cálculo de los valores CHUR de hoy en día se utilizaron los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0.512630$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0.1960$ de [Bouvier et al., \(2008\)](#). (a) Edades modelo del manto empobrecido (DM) fueron calculadas de acuerdo a [De Paolo \(1981\)](#) utilizando $\epsilon(T) = 0.25T^2 - 3T + 8.5$ para las muestras con $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ debajo de 0.15. (b) Tiempo (t) para el cual los valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ fueron calculados. La constante de decaimiento λ es 6.54×10^{-12} años⁻¹.

Las muestras pertenecientes a las intrusiones post-metamórficas presentan valores $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ que varían entre 1.50 negativo y 0.87 positivo, lo que refleja una fuente en la que interaccionaron el manto empobrecido y la corteza en diferentes niveles. Las edades modelo de las muestras GNL31 (metaferrodiorita) y L2 (migmatita) son ligeramente más jóvenes que las edades modelo de Oaxaquia, mientras que la edad modelo de la muestra GNL24 (metaferrodiorita) si se encuentra en el rango mencionado (Fig. 4.32 a).

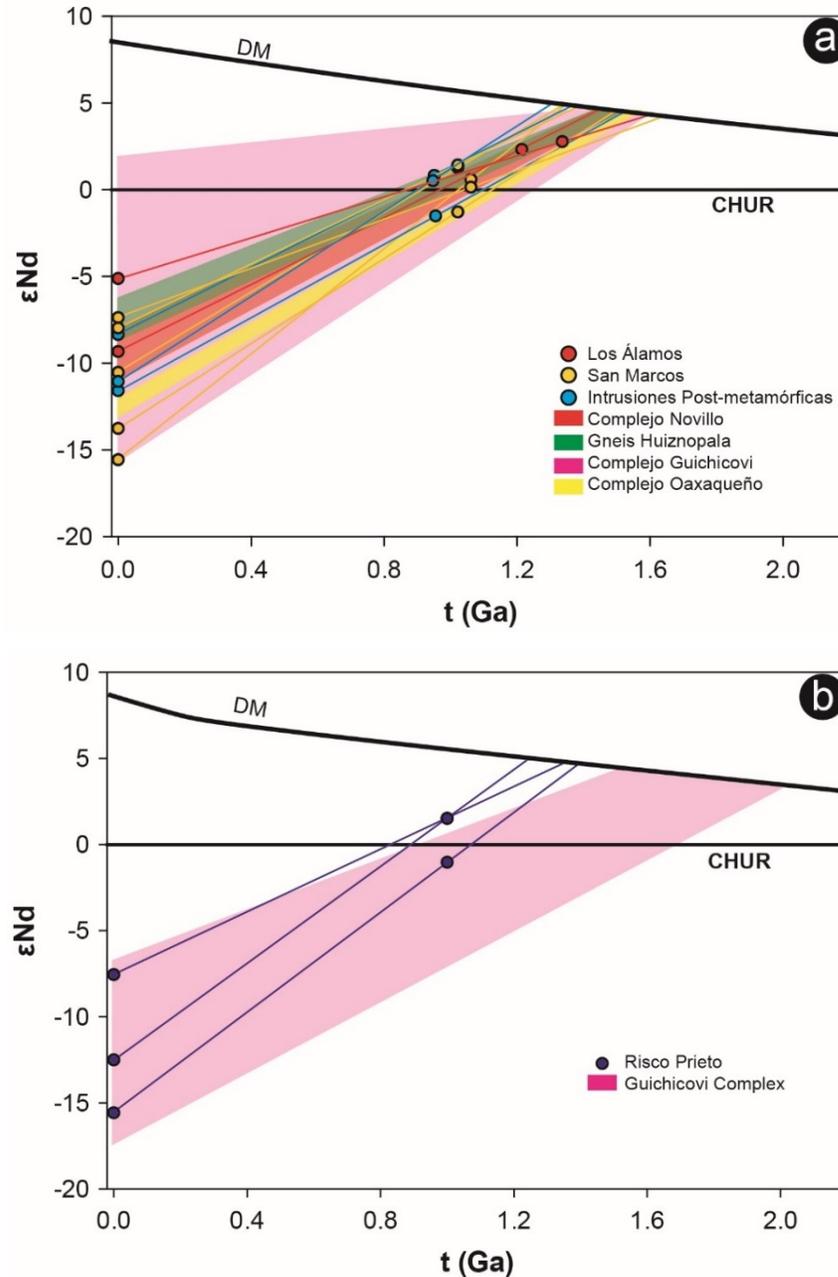


Fig. 4.32 Líneas evolutivas de Nd para las rocas del Complejo Novillo. a) Rocas metaígneas. b) Rocas metasedimentarias. Línea de evolución del manto empobrecido a partir de De Paolo (1981). Datos de los complejos Novillo, Huiznopala y Oaxaqueño tomados de Patchett y Ruiz (1987); Complejo Guichicovi a partir de Weber y Köhler (1999); Complejo El Triunfo a partir de Weber et al. (2018).

Los valores ϵ_{Nd} iniciales de la unidad Risco Prieto fueron calculados para $t = 1000$ Ma, presentando valores de -0.99 a 1.55, con edades modelo de 1253 a 1394 Ma, los cuales son considerablemente más jóvenes que los presentes en las rocas metasedimentarias del Complejo Guichicovi y Oaxaquia de manera general (Fig. 4.32 b).

La Fig. 4.33 muestra como tanto las rocas metaígneas como metasedimentarias del Complejo Novillo poseen valores relativamente dispersos de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ que varían entre 0.0824 y 0.1409, mientras que los valores de $\epsilon_{Nd}(t)$

se encuentran en el rango relativamente estrecho de -1.5 a 2.76, lo que sugiere que la cristalización fraccionada fue un proceso más importante en la evolución del magma que la asimilación cortical.

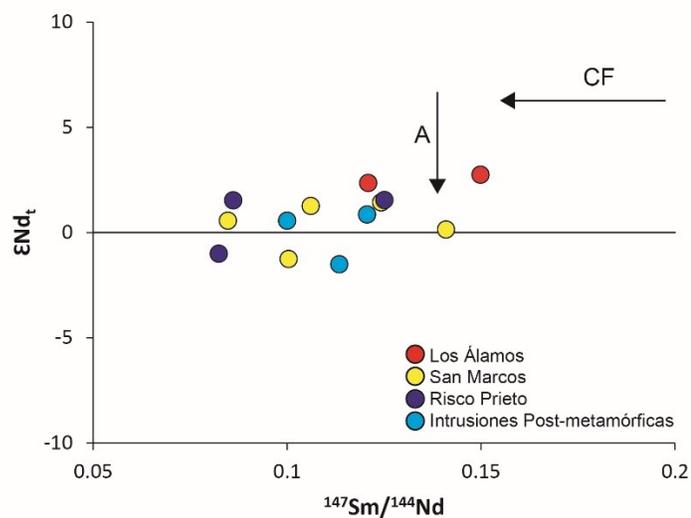


Fig. 4.33 $\epsilon Nd(t)$ vs $^{147}Sm/^{144}Nd$. A: Asimilación cortical; CF: Cristalización fraccionada.

5. Discusión

5.1 Caracterización de las unidades del Complejo Novillo

El complejo Novillo, anteriormente denominado Gneis Novillo (Fries y Rincón-Orta, 1967) fue descrito por primera vez por Carrillo-Bravo (1961) y mapeado en detalle por Ramírez-Ramírez (1992). Aunque estos trabajos fueron llevados a cabo con bastante precisión, hubo algunas conclusiones que fueron hechas a partir de interpretaciones de campo. No obstante, previo a este trabajo no se había realizado una caracterización mineralógica, geoquímica, isotópica y geocronológica del CN, y se asumió que el conocimiento desarrollado sobre Oaxaquia en las demás localidades en las que éste aflora, podían ser extrapoladas directamente hacia el Complejo Novillo del Bloque de Ciudad Victoria.

A partir de la integración de las interpretaciones obtenidas del trabajo de campo, el análisis petrográfico, información geoquímica de roca total, geocronología U-Pb en circones e isotopía de Sm-Nd en roca total, ha sido posible identificar las diferentes unidades que comprenden al ahora denominado Complejo Novillo, caracterizarlas y proponer un origen para cada una. Estas unidades han sido bautizadas en este trabajo como **Los Álamos**, **AMCG San Marcos** y **Risco Prieto**, además de una serie de intrusiones post-metamórficas que cortan a estas unidades, aparte de los diques ediacaranos previamente estudiados (Keppie et al., 2006; Casas-García, 2012; Weber et al., 2019).

La unidad **Los Álamos** aflora en los cañones Novillo y Peregrina, y toma su nombre de uno de los arroyos tributarios del cañón Novillo en los que se expone. Esta unidad incluye a todas las rocas metaígneas a las que en trabajos previos y en este mismo trabajo, se les interpreta un origen de arco magmático. Anteriormente este grupo se denominaba como “Unidad Antigua”. La unidad Los Álamos está constituida de gneises félsicos y máficos, además de metagranitos.

En este trabajo se encontró que los gneises félsicos de la unidad Los Álamos en los cañones Novillo y Peregrina, a pesar de poseer características similares en campo (rocas bandeadas de color gris verdoso/verde) y modalmente (cuarzo + plagioclasa + ortoclasa + granate + ortopiroxeno + anfíbol + biotita + minerales opacos ± zircón), éstos presentan características texturales y geoquímicas diferentes. Lo anterior se ve reflejado en la textura granoblástica orientada de los gneises félsicos del cañón Novillo a diferencia de la textura porfidoblastica orientada que presentan las muestras del cañón Peregrina, lo que sugiere que éstas últimas podrían derivarse de protolitos volcánicos. En cuanto a la composición geoquímica, las muestras del cañón Novillo muestran características similares a cuarzo-monzonitas/monzonitas, por lo que se asume fue el protolito de dichas rocas. Por otra parte, las muestras procedentes del cañón Peregrina poseen una composición geoquímica similar a granitos/granitos-trondhjemitas y de igual manera se asume que son los respectivos protolitos para estas rocas. La presencia de trondhjemitas se asocia a márgenes continentales del Proterozoico, además de zonas subvolcánicas de arcos insulares (Barker, 1979), lo que respalda la posibilidad de este origen para los protolitos de los gneises félsicos del cañón Peregrina.

Los metagranitos de la unidad Los Álamos afloran principalmente en el cañón Peregrina y en menor medida en el cañón Novillo. Se presentan de manera general como rocas en color blanco en afloramientos masivos con foliación fina y con una composición modal de cuarzo + plagioclasa + ortoclasa + clorita ± zircón. Estas rocas presentan similitudes geoquímicas de granito/monzonita, y dado su aspecto se considera que precisamente su protolito fueron granitos. En un principio estas fueron interpretadas como charnockitas pertenecientes al magmatismo AMCG (Alemán-Gallardo et al., 2019b) por su contenido de piroxeno, pero el análisis geocronológico reveló una afinidad a la unidad Los Álamos, por lo que se interpreta como parte de esta última.

Los gneises máficos de la unidad Los Álamos afloran únicamente en el cañón Novillo, en las proximidades al contacto con la Tonalita Peregrina. Esta unidad se encuentra compuesta por plagioclasa + clorita + granate + biotita + rutilo + minerales opacos y dada su composición geoquímica se interpreta que su protolito fue un granogabro/gabro. En comparación con otras rocas similares de Oaxaquia, estas presentan un mayor enriquecimiento en elementos traza (REE), debido probablemente a un mayor grado de evolución magmática.

La configuración tectónica responsable de los protolitos magmáticos asumidos para la unidad Los Álamos mediante diagramas de discriminación tectonomagmática, es plausible no solo para el Complejo Novillo sino también para el resto de Oaxaquia. En este trabajo se presenta evidencia geoquímica que concuerda con la hipótesis de Weber et al. (2010) de que la etapa inicial de Oaxaquia está representada por un arco de islas. La presencia de rocas félsicas con firma geoquímica de arco magmático permite postular que el arco de Oaxaquia era un arco maduro previo a su colisión contra Amazonia.

Los valores iniciales de ϵNd de la unidad Los Álamos [$\epsilon Nd(t) = 2.76 - 2.36$] con edades modelo T_{DM} de 1.6 y 1.45 Ga corresponden a un evento magmático derivado del manto empobrecido sin contaminación cortical, o debido a fraccionación magmática expresada en las variaciones de SiO_2 .

La **Suite AMCG San Marcos** aflora únicamente en la parte central del cañón Novillo y toma su nombre del arroyo principal de dicho cañón, siendo los afloramientos de esta unidad la localidad tipo original del Complejo Novillo. Esta unidad está compuesta por gneises *sensu stricto* (intercalaciones de metagranitos con metagrabros), meta-anortositas y nelsonitas y representan a la previamente denominada *Suite* AMCG.

Los gneises bandeados de la Suite AMCG San Marcos son las rocas más abundantes y representativas de esta unidad dado que afloran de manera paralela al cauce principal del cañón Novillo. Estas rocas se encuentran divididas en bandas claras y oscuras bien definidas que tienen una composición de granito y cuarzodiorita/granodiorita respectivamente.

Dado el carácter heterogéneo de estas rocas es posible pensar en dos posibles escenarios en los que se pudo haber formado el protolito para lograr las distintivas bandas que caracterizan a la roca después del metamorfismo en facies de granulitas. En el primer escenario el protolito presentaba una composición intermedia que al metamorfizarse en facies granulitas generó la segregación de los minerales máficos y félsicos. No obstante, estas rocas se encuentran

relacionadas a las meta-anortositas y por lo tanto al magmatismo tipo AMCG, el cual conlleva procesos de formación bastante particulares. Dado lo anterior, los protolitos pudieron haberse encontrado segregados previo al metamorfismo de alto grado, probablemente en una cámara magmática estratificada derivada a partir del magmatismo tipo AMCG como lo propuesto por Ashwal (1993), durante un proceso de *underplating*. Esto pudo llevar a la formación de cumulos bandeados que fueron posteriormente metamorizados, donde se conservaron sus composiciones modales y geoquímicas contrastantes posteriormente a la segregación mecánica generada por el metamorfismo de la orogenia Zapotecana, lo cual se considera el origen de esta unidad.

A diferencia de los gneises de la Suite AMCG San Marcos, las meta-anortositas presentan una composición sumamente homogénea, con una foliación fina y una composición geoquímica correspondiente a un gabro, conservando el carácter básico de las anortositas.

Cabe destacar que la composición geoquímica de todas las muestras analizadas pertenecientes a la Suite AMCG San Marcos, principalmente en elementos traza (p. ej. elementos REE; Fig. 4.8) presentan una composición bastante similar a la de las muestras pertenecientes al resto de Oaxaquia, lo que refleja la homogeneidad que presentó el magmatismo tipo AMCG a lo largo de todo el microcontinente.

De acuerdo al modelo propuesto por Weber et al. (2010) y Weber y Schulze (2014), el magmatismo AMCG responsable de la generación de la Suite AMCG San Marcos se derivó del desprendimiento de una placa subducida, seguido por la fusión parcial del manto y el proceso de *underplating* subsecuente. En este trabajo se asume que el emplazamiento de dicho magmatismo ocurrió posteriormente a la acreción de Oaxaquia y Amazonia, lo que generó una cámara magmática compleja constituida de intercalaciones de granito-gabro, anortositas y nelsonitas, al menos en la región correspondiente al Complejo Novillo.

Las edades T_{DM} de la Suite AMCG San Marcos presentan una mayor variación (1.44 – 1.33 Ga) que las de la unidad Los Álamos, lo que indica la posibilidad de que estas rocas se encontraron expuestas a diferentes grados de contaminación cortical durante su evolución magmática [$\epsilon Nd(t) = -1.24 - 1.44$].

Las meta-anortosita son cortadas por diques de metaferrodioritas ricas en granate compuestos de plagioclasa + granate + clinopiroxeno + ortopiroxeno + rutilo + minerales opacos + clorita \pm cuarzo. Estas rocas en forma de diques cortan a la foliación de las meta-anortositas, lo que habla de que fueron generadas en un evento posterior al metamorfismo de la orogenia Zapotecana y presentan una composición de elementos traza muy similar a la de los metagabros de esta misma unidad, indicando que muy probablemente se fundieron a partir de las rocas relacionadas a las meta-anortositas. Esto es respaldado por la edad modelo ($T_{DM} = 1.53 - 1.36$ Ga) que está en el rango de edades típicas de la Suite AMCG San Marcos y el resto de Oaxaquia, además de poseer valores $\epsilon Nd(t)$ de -1.5 a + 0.87, lo que indica una fuente del manto empobrecido y con un grado menor de contaminación de la corteza superior.

La unidad **Risco Prieto** comprende a todas las rocas de origen metasedimentario del Complejo Novillo. Aflora en el sector occidental del cañón Peregrina y a lo largo de todo el cañón Caballeros. Esa unidad se encuentra compuesta de gneises con bandeamiento bien desarrollado, anfíbolitas y mármoles con silicatos de magnesio.

Como y cuando las rocas de la unidad Risco Prieto fueron depositadas y la procedencia de sus sedimentos son aspectos que no habían sido analizados en los trabajos previos. Un primer intento de caracterizarlos es mediante el análisis de la información geoquímica. La relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ en rocas sedimentarias (en este caso los protolitos de la unidad Risco Prieto) es sensible a procesos como el transporte y la diagénesis, lo que claramente afecta a la movilidad de los elementos. Valores altos de esta relación indican un mayor transporte debido p. ej. a la preservación de cuarzo. La relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ varía de acuerdo a la preservación de ortoclasa y plagioclasa, siendo este último menos resistente al transporte.

La caracterización del área fuente basada solamente con elementos mayores se dificulta dada la alta movilidad de estos elementos típicamente durante los procesos diagenéticos, por lo que es preferible el uso en conjunto de esta información con la de los elementos traza. La relación Th/Sc se utiliza como indicador de la composición del área fuente, permitiendo además la identificación de procesos complejos como la diferenciación química. Las rocas máficas tienden a presentar una relación Th/Sc baja, mientras que las rocas intermedias a ácidas presentan una relación mayor. De cualquier forma, el incremento del contenido de feldespato y/o el decremento de la fracción arcillosa pueden explicar el incremento de esta relación.

El diagrama Th/Sc vs. Cr se utiliza para discriminar el área fuente (Fig. 4.11 c). **McLennan et al. (1990)** consideran el contenido de Cr como indicador de procedencia; un enriquecimiento de este elemento podría ser explicado por la combinación de la procedencia y procesos secundarios o incluso intemperismo, lo que lleva además a la argumentación de la concentración de elementos incompatibles.

En los minerales con Ti, el Nb puede remplazarlo en la malla cristalina al momento de su formación, por lo tanto la relación Ti/Nb se preserva durante la erosión y el transporte, brindando información directa sobre la composición del área fuente. La relación $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ se utiliza para distinguir rocas magmáticas primitivas que presentan valores altos de esta relación de rocas altamente diferenciadas que poseen valores bajos. Una relación Ti/Nb < 300 es típica de una fuente ácida, mientras que los valores > 300 son comunes para fuentes básicas (fuente?). Dado lo anterior se puede establecer que las bandas claras del paragneis provienen de una fuente con composición intermedia, mientras que las anfíbolitas que se encuentran intercaladas con ellas provienen de una fuente básica.

Las líneas evolutivas de Nd de la unidad Risco Prieto fueron comparadas con las del Complejo Guichicovi (**Weber y Köhler, 1999**) en la Fig. 4.32 b. La unidad Risco Prieto posee valores $\epsilon\text{Nd}(t) = -0.99 - +1.54$, posiblemente debido a una mayor influencia de manto empobrecido que las del Complejo Guichicovi, el cual expresa una componente cortical más antigua.

Lo anterior también se ve reflejado en la diferencia de edades modelo T_{DM} entre ambos complejos. Las rocas de la unidad Risco Prieto tienen edades T_{DM} de 1.39 – 1.25 Ga, mientras que las del Complejo Guichicovi varían entre 2.02 y 1.52 Ga, siendo estas últimas rocas las que contienen los circones heredados más antiguos de toda Oaxaquia reportados hasta ahora (Weber y Schulze, 2014). Las edades T_{DM} de los metasedimentos de la unidad Risco Prieto se encuentran en el rango de las rocas metaígneas más jóvenes de Oaxaquia. Lo anterior sugiere que los metasedimentos que hoy constituyen a la unidad Risco Prieto se acumularon en una cuenca restringida que fue alimentada por material erosionado de las unidades magmáticas representadas aquí por la unidad Los Álamos y San Marcos.

El bandeamiento producto del metamorfismo en facies de granulitas se encuentra desarrollado de diferente manera en diversas litologías del Complejo Novillo. Esto sugiere que el bandeamiento no permite por sí solo correlacionar diferentes unidades debido a que éste se generó a partir de diferentes protolitos. En este trabajo se asume que las diferencias en la composición modal y geoquímica existían antes de que el metamorfismo granulítico actuara en todo el complejo. Si el metamorfismo fuese el responsable de las fábricas de las rocas (gneises de la Suite AMCG San Marcos y Risco Prieto, p. ej.) y considerando su efecto pervasivo y regional, todas las unidades deberían tener el mismo patrón textural, lo que no sucede en rocas como los metagranitos de la unidad Los Álamos o las meta-anortositas de la Suite AMCG San Marcos. En el caso de gneises bandeados de la Suite AMCG San Marcos del cañón Novillo, el educto de dicha roca pudo haber sido suficientemente heterogéneo como para lograr una segregación mineralógica tan marcada como la que exhibe el gneis. Otro modelo que explicaría el marcado bandeamiento de los gneises de la Suite AMCG San Marcos puede ser explicado dado su origen relacionado a una cámara magmática estratificada durante los procesos de delaminación cortical y fusión parcial del manto y la base de la corteza que también dieron lugar al magmatismo anortosítico.

La revisión de la subdivisión previa del complejo es uno de los objetivos primarios del complejo, ya que aunque las rocas están bien localizadas espacialmente (hasta donde la vegetación y las condiciones locales lo permiten), la denominación de ciertas localidades había sido errónea. Tal es el caso de la localidad tipo del Complejo Novillo en el cañón Novillo, la cual había sido denominada como gneis gabro-anortosítico (coordenadas UTM: 473366 E – 2623629 N; Ramírez-Ramírez, 1992; Trainor et al., 2011); en este trabajo se determinó que en este y en todos los demás afloramientos donde la roca presenta el bandeamiento bien definido en el cañón Novillo, las bandas claras presentan una composición modal y geoquímica típica de un metagranito y no una anortosita.

De igual manera, la localidad “Poza del Granjeno” en el cañón Peregrina, al igual que el resto de afloramientos de gneises con bandeamiento bien definido en dicho cañón, al presentar características en campo particularmente similares a las anteriormente mencionadas en el cañón Novillo, habían sido interpretados como una continuación del previamente denominado “Ortogneis típicamente bandeado” del cañón Novillo hacia el cañón Peregrina (Ramírez-Ramírez 1992). En este estudio se demostró mediante el análisis petrográfico y geoquímico que estos gneises bandeados en el cañón Peregrina presentan características petrológicas típicas de un protolito sedimentario, más que de uno ígneo.

5.2 Evolución tectónica del Complejo Novillo en el Proterozoico

El desarrollo del Complejo Novillo se ha basado en interpretaciones de campo y termobarometría (Orozco-Esquivel, 1990) y no fue hasta que Cameron et al. (2004) determinaron edades U-Pb en circones mediante el método de ID-TIMS que se obtuvieron los primeros indicios sobre el origen del complejo, con lo que dos eventos magmáticos (1235 – 1115 y 1035 – 1010 Ma) fueron propuestos, además de la edad del metamorfismo en facies de granulita (~990 Ma).

Si bien esta información es concordante con el magmatismo de arco, el magmatismo AMCG y la edad de la Orogenia Zapotecana propuestos para Oaxaquia, en este trabajo se presenta por primera vez un análisis geocronológico de alta resolución espacial para las rocas del Complejo Novillo, cuyos resultados obtenidos demuestran un origen y evolución más compleja que implican diferentes etapas de magmatismo y eventos tectónicos. En la tabla 5.1 se presenta un resumen de los resultados del análisis de geocronología U-Pb del Complejo Novillo obtenidos en este trabajo.

Tabla 5.1 Resumen de los resultados de geocronología U-Pb del Complejo Novillo (Ma).

Muestra	Oaxaquia Intermedio	Oaxaquia Típico	Olmeca	AMCG	Zapoteca	Colapso	Ruptura
Los Álamos							
GLP9	1334 ± 32				971.5 ± 8.5		
GNL30	1333 ± 22						601.4 ± 6.2
L2	1326 ± 39		1095 ± 9.4				
GNL3	1326 ± 50*			1038 ± 13	975 ± 11		
AMCG San Marcos							
GNL32						930 ± 5	
GNL33				1030 ± 19			
GNL24				1037 ± 13			
GNL31				1033.3 ± 4.6			

(*) Edades representadas por un solo análisis.

La geocronología U-Pb en circones por el método LA-MC-ICP-MS del Complejo Novillo arroja datos importantes sobre su desarrollo y del resto de Oaxaquia el cual se encuentra esquematizado en la Fig. 5.1. Los resultados indican que el magmatismo de arco responsable de generar los protolitos de la unidad Los Álamos es considerablemente más antiguo que lo propuesto por Cameron et al. (2004), dado que en este trabajo se encontró que estas rocas tienen su origen hace ~1330 Ma.

A partir de los resultados es posible notar que las rocas con edades pertenecientes a la etapa de proto-Oaxaquia de los complejos Guichicovi, Oaxaqueño y El Triunfo (1.5 – 1.4 Ga; Weber y Schulze 2014; Weber et al., 2018), no se documentan en la geocronología de las unidades ígneas del Complejo Novillo. Esto puede indicar que las rocas de dicha edad no forman parte de este complejo, o bien que el desarrollo de éste inició en una etapa más evolucionada del microcontinente Oaxaquia, siendo esta última opción la más probable dado que no se encontró ningún núcleo heredado que pudiera dar indicios de este período de actividad magmática en el complejo.

Por lo tanto, siendo el Complejo Novillo más de 100 Ma más joven que el postulado para proto-Oaxaquia y ~100 Ma más joven que la etapa denominada Oaxaquia Típico (~1.25 Ga), en este trabajo se interpreta a la fase del magmatismo esta fase del magmatismo de arco de islas responsable de la génesis de los protolitos de la unidad Los Álamos como la “etapa intermedia” de Oaxaquia. Cabe destacar que dentro del Complejo Novillo, únicamente la unidad Los Álamos presenta una componente importante de circones con edades de este intervalo de edad los metasedimentos de la unidad Risco Prieto apenas presentan un par de circones correspondientes a este período. Esto último implica que durante el desarrollo de la cuenca sedimentaria del Complejo Novillo, las rocas de esta edad no estaban expuestas para poder figurar como fuente sedimentaria.

La evidencia del magmatismo de arco intermedio de Oaxaquia se encuentra además en núcleos heredados de circones pertenecientes a muestras de otras localidades de México como las rocas metaígneas de la región sur del complejo Oaxaqueño (Weber et al., 2010), del Gneis Huiznopala y los metasedimentos del complejo Guichicovi (Weber y Schulze, 2014). También existe evidencia de magmatismo de esta edad en gneises pertenecientes a los terrenos para- autóctonos del norte de los Andes, en el Macizo Las Minas en Colombia (Ibañez-Mejía et al., 2011).

La denominada etapa de Oaxaquia Típico fue en un principio definida para el magmatismo juvenil de entre 1.4 y 1.2 Ga (Weber et al., 2010) y más tarde acotada a 1.25 – 1.2 Ga (Weber y Schulze, 2014). Esta denominación es evidente ya que a excepción del Complejo El Triunfo, la evidencia de este magmatismo ocurre prácticamente todas las unidades metaígneas y metasedimentarias de todo Oaxaquia (p.ej. Cameron et al., 2004).

En el caso del Complejo Novillo, la evidencia de magmatismo de edad similar no ha sido detectada en la unidad Los Álamos. La única evidencia de esta etapa del magmatismo de Oaxaquia se encuentra en uno de los picos menores de los circones detríticos de la unidad Risco Prieto (1249 Ma).

En el estudio de Weber et al. (2010) se encontró que las rocas que poseían núcleos con edades locales de ~1.2 Ga y bordes de ~1.0 Ga, al ser analizadas mediante la metodología ID-TIMS, estas arrojaban edades concordantes intermedias (1.05 – 1.15 Ga), las cuales fueron interpretadas como el resultado de la mezcla de efectos como crecimiento continuo de circón, recristalización y pérdida de Pb, debido a la proximidad temporal de ambos eventos tectónicos. Dado lo anterior, se recomendó interpretar con cautela las edades intermedias entre estos eventos.

En el caso del Complejo Novillo, la muestra L2 Los Álamos que representa a un ortogneis con evidencias de migmatización, posee un grupo de bordes de crecimiento que arrojaron una edad de 1095 ± 9.4 , la cual se encuentra dentro del rango de incertidumbre de la edad propuesta para el metamorfismo de la Orogenia Olmeca (1106 ± 6 Ma; Solari et al., 2003). Aún y con lo anterior, es importante considerar dicha interpretación con reserva dado que el evento metamórfico del Tónico generó una marcada pérdida de Pb en gran parte de los circones analizados en este trabajo y dicha edad podría ser un reflejo de este efecto en la roca.

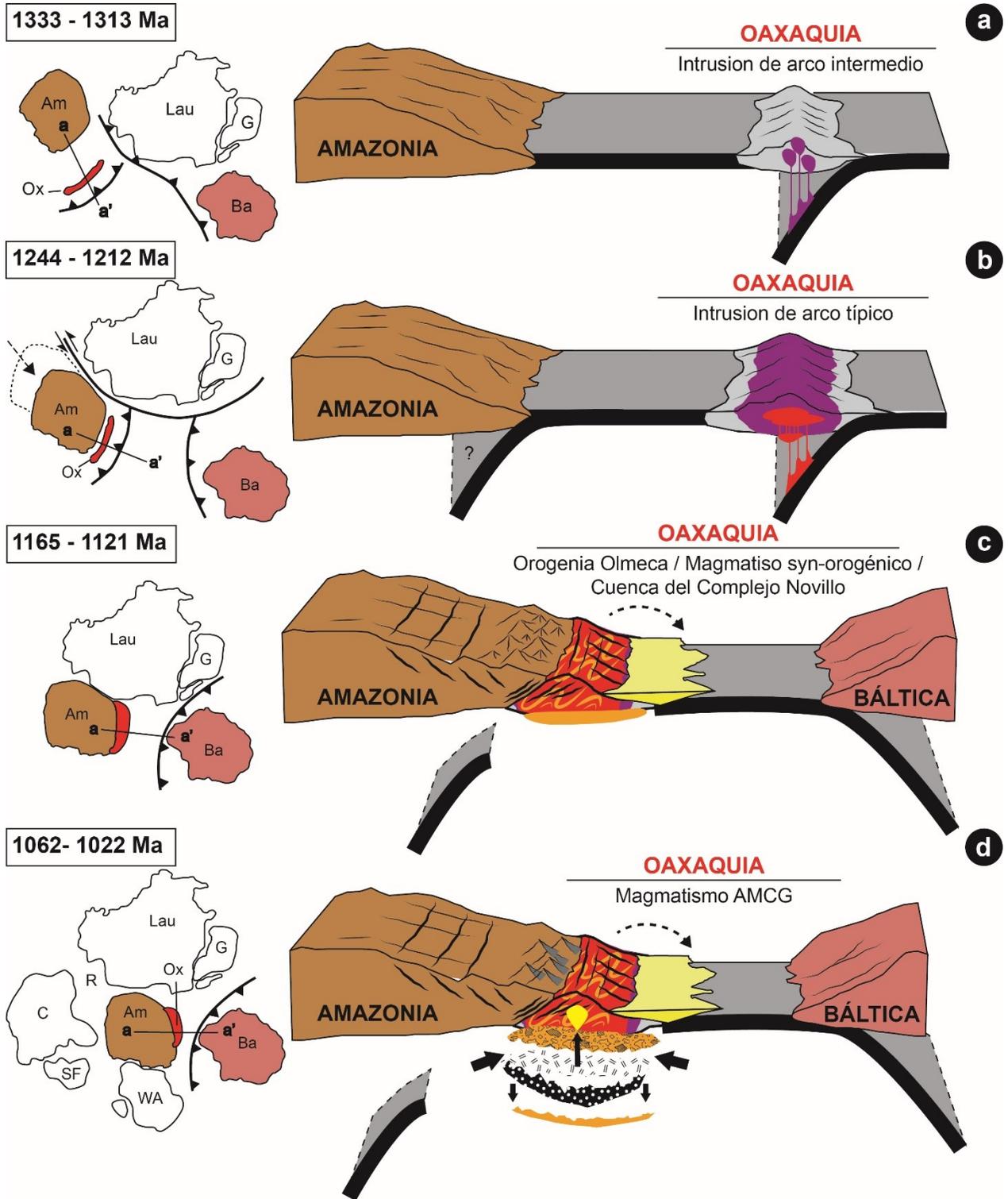


Fig. 5.1 Evolución tectónica del Complejo Novillo. Modificado a partir de [Weber et al. \(2010; 2019; 2020\)](#) y [Weber y Schulze \(2014\)](#). Para explicación revisar el texto. Am: Amazonia, Ba: Báltica, C: Congo, G: Groenlandia, Ox: Oaxaquia, R: Río de la Plata, SF: São Francisco, WA: África Oeste.

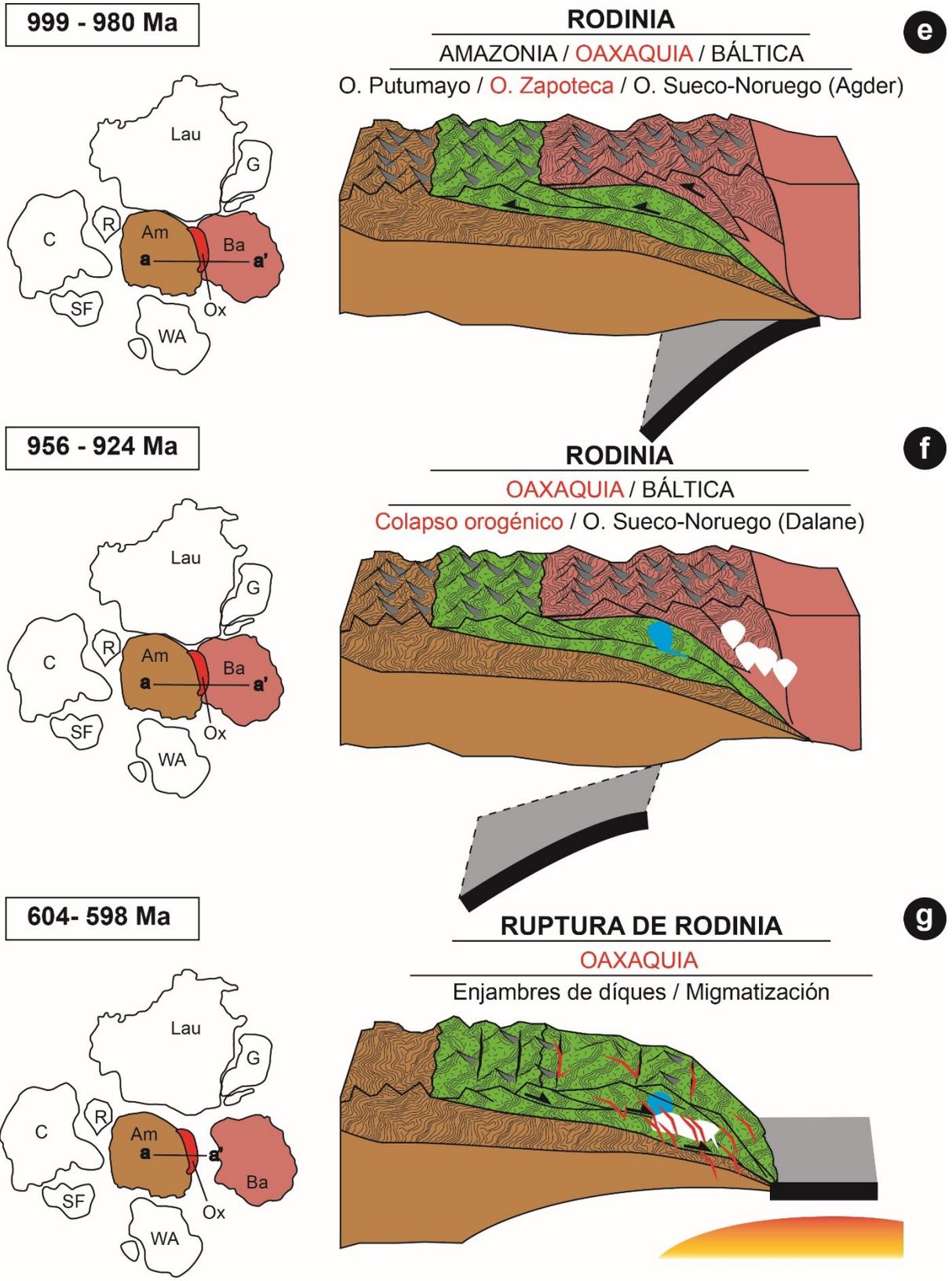


Fig. 5.1 Continuación.

Además de las rocas metaígneas que presentan edades en el intervalo de 1165 – 1121 Ma de la Orogenia Olmeca en el Complejo Novillo, las rocas metasedimentarias analizadas de la unidad Risco Prieto presentan picos de probabilidad con edades de 1157, 1167 y 1118, que si bien no se encuentran en dicho intervalo, son bastante próximas.

Las rocas con evidencia de edades similares al intervalo establecido en este trabajo para la Orogenia Olmeca, aunque probablemente influenciadas por los efectos mencionados por [Weber et al. \(2010\)](#), se documentan en los análisis realizados en el Complejo Novillo por [Cameron et al. \(2004\)](#), el Gneis Huiznopala ([Lawlor et al., 1999](#)) y en el Complejo Oaxaqueño ([Keppie et al., 2001; 2003a; b; Solari et al., 2003](#)). A pesar de lo anterior, una muestra perteneciente a la migmatita El Catrín del Complejo Oaxaqueño arrojó edades puntuales de 1116 ± 14 Ma, además de los metasedimentos de los complejos Oaxaqueño y Guichicovi que presentan picos con edades similares al rango de edad manejado para este evento ([Weber y Schulze, 2014](#)). Las rocas pertenecientes a los terrenos para-autóctonos del norte de los Andes también poseen evidencia de circones cristalizados durante este periodo (Grupo Garzón y Gneis Guapotón; [Ibañez-Mejía et al., 2011](#))

El magmatismo AMCG del Complejo Novillo está representado por la Suite AMCG San Marcos la cual tiene una edad de cristalización de ~ 1330 Ma, edad que fue calculada indirectamente a partir de diferentes rocas que se relacionan con las anortositas del complejo.

Lo anterior se ve reflejado en los circones del gneis bandeado de la muestra GNL33 (1030 ± 19 Ma) y el dique pegmatítico que corta a la unidad Los Álamos en el cañón Novillo (muestra GNL3), el cual tiene una importante cantidad de circones de origen magmático que, aunque también presentan evidencia de pérdida de Pb, arrojaron una edad promedio ponderada de 1038 ± 13 Ma, lo que además implica que el magmatismo AMCG a pesar de tener un origen mantélico con poca interacción con la corteza inferior, en este caso pudo haber tenido cierta influencia con zonas más someras de la corteza. Mas evidencia de lo anterior se ve reflejada en los núcleos heredados con pérdida de Pb del gneis de la Suite AMCG San Marcos (muestra GNL33).

Aunque el mecanismo por el cual se generan las suites AMCG permanece aún en debate ([Martin, 2012](#)), es ampliamente aceptado que su emplazamiento es la consecuencia de un periodo de compresión cortical y deformacional en el que dos masas continentales han colisionado ([McLelland et al., 2010](#)), siendo un claro ejemplo de magmatismo anorogénico. En este modelo la corteza engrosada experimenta un proceso de delaminación en el que la parte inferior de la corteza se desprende debido al engrosamiento y la astenosfera asciende hacia la interface del manto y la corteza donde se funde debido a la descompresión y genera un magma básico que fracciona olivino y piroxeno los cuales se hunden hacia el manto y la plagioclasa flota. La fusión contemporánea de la corteza inferior genera los magmas de composición mangerítica, charnockítica y granítica de la suite.

Al no tener bien constreñida la edad de algún evento colisional previo a las edades de cristalización obtenidas para las anortositas de Oaxaquia y sus rocas asociadas, [Weber et al. \(2010\)](#) propusieron un modelo alternativo para la

formación de dichas rocas en el que la fusión de la corteza inferior se debió al desprendimiento de la losa subducida, permitiendo así el ascenso de calor desde el manto superior hacia la corteza inferior.

Con la nueva información geocrónologica presentada en este trabajo es posible interpretar que la Orogenia Olmeca precede al magmatismo AMCG por *ca.* 70 Ma y es este evento el que propicia el engrosamiento de la corteza que desencadena la serie de procesos que dan lugar al magmatismo AMCG de Oaxaquia. Es durante estos procesos de delaminación, fusión por decompresión de la astenósfera y fusión de la corteza inferior que pudieron haberse generado los protolitos que dieron lugar no solo a las meta-anortositas, sino a la cámara magmática estratificada que generó los gneises (intercalaciones metagranito-metagabro) de la Suite AMCG San Marcos.

Debido a la proximidad relativa entre el final del magmatismo AMCG y el inicio de la Orogenia Zapoteca con respecto a la edad de ambos eventos, para este trabajo se interpretó de manera general el límite entre ambos eventos en los 1000 Ma, lo que arrojó una edad de 1022 Ma para el final del magmatismo anortosítico y 999 Ma para el inicio de la Orogenia Zapoteca en el Complejo Novillo (Fig. 5.1 e). Sin embargo estos valores deben ser tomados con cautela pues la incertidumbre de las edades medidas dificulta dicha división, lo que podría indicar un traslape de ambos eventos.

Lo anterior está respaldado por la presencia de leucosomas provenientes de rocas metasedimentarias de ~1015 Ma en los Andes Cordilleranos (Cordani et al., 2005; Ibañez-Mejía et al., 2011). Esto implica una etapa temprana de metamorfismo de alto grado a nivel regional o que el metamorfismo ocurrió *ca.* 15 Ma antes en los Andes Colombianos.

A partir de la información obtenida en este trabajo podría interpretarse que el metamorfismo generado durante la Orogenia Zapoteca por la colisión entre Amazonia – Oaxaquia – Báltica y documentado en el Complejo Novillo, se desarrolló a los 971 Ma. Esto podría indicar que en el Complejo Novillo el metamorfismo en facies de granulitas fue un poco más tardío de lo postulado para Oaxaquia (1004 – 978 Ma; Solari et al., 2003). Por lo tanto, las edades de ~970 Ma de las muestras GLP9 y GNL33 coinciden en cambio al menos en el rango de la incertidumbre con la edad propuesta para las pegmatitas post-tectónicas del Complejo Oaxaqueño (Shchepetilnikova, et al., 2015).

Las rocas con crecimientos de circón que arrojan edades de 940 – 920 Ma han sido detectadas en el Complejo El Triunfo (Cisneros-De León et al., 2017; Weber et al., 2018; 2019). La actividad tectónica de este complejo durante este lapso ha sido interpretada como un análogo de Amazonia (Oaxaquia) de la denominada fase metamórfica Dalane de la Orogenia Sueconoruega (960 – 900 Ma; Bogdanova et al., 2008), fase que se ha interpretado como un periodo en el que el orógeno experimentó un colapso gravitacional que involucró despegues extensionales y metamorfismo sincinemático en las zonas de discontinuidad cortical de las fases previas del orógeno.

El Complejo Novillo también experimentó actividad tectónica durante este lapso, lo cual se ve reflejado en las edades arrojadas por la pegmatita de la muestra GNL3 (924.69 ± 3.6 Ma), la migmatita de la muestra L2 (947.31 ± 4.41 Ma) ambas de la unidad Los Álamos, además de las edades de crecimiento de circón interpretadas para la meta-anortosita de la muestra GNL32 (933.96 ± 2.51 Ma), así como las ferrodioritas ricas en granate de las muestras GNL31 (953.05 ± 5.81 Ma) y GNL24 (956.51 ± 4.71 Ma). La abundante presencia de granate en las últimas dos muestras es un

indicador de que estas rocas interactuaron con fluidos de alta temperatura, lo que puede estar relacionado con el modelo planteado por [Weber et al. \(2020\)](#) en el que los valores bajos de las relaciones de isótopos de O de los circones con edades de 940 – 920 Ma pueden ser explicados por la interacción de las rocas con fluidos meteóricos durante el metamorfismo a lo largo de estructuras extensionales conectadas a la superficie (Fig. 5.1 f).

La migmatita de la muestra GNL30 de la unidad Los Álamos contiene circones con edades de 607 – 596 ± 12 Ma, siendo estas edades prácticamente idénticas dentro de la incertidumbre a la de los diques máficos, no solo del mismo Complejo Novillo (619 ± 9 Ma; [Weber et al., 2019](#)) y El Triunfo (615 ± 7 y 608 ± 12; [Weber et al., 2020](#)), sino también a aquellos de Labrador en Laurencia (615 ± 2 Ma; [Kamo et al., 1989](#)) y los diques Egersund en Báltica (616 ± 3 Ma; [Bingen et al., 1998](#)). Esto implica que durante el rompimiento de Rodinia durante el Ediacarano, la intrusión masiva de diques máficos propició el calentamiento y fusión de la corteza continental preexistente al punto de generar migmatitas en el área (Fig. 5.1 g).

Después de la ruptura de Rodinia, no hay registro de actividad tectónica importante sino hasta el desarrollo del arco Famatiniano en lo que era el O de Gondwana, el cual es el responsable del magmatismo de la Tonalita Peregrina del Ordovício ([Alemán-Gallardo et al., 2019a](#)). Ahora se puede establecer que las edades de los núcleos de circones heredados en la tonalita pertenecen *grosso modo* a la fase de la orogenia Olmeca del Complejo Novillo, mientras que las fases del arco (proto-Oaxaquia, Oaxaquia Intermedio y Oaxaquia Típico) no han sido documentadas en la geocronología de la unidad. Lo anterior puede sugerir que el origen de este plagiogranito se relaciona a la misma corteza inferior con la que interactuó el magmatismo anortosítico durante su evolución magmática.

Otro aspecto notable de la participación del Complejo Novillo durante el Paleozoico, es la manera en la que se distribuyen las poblaciones de circones durante el desarrollo de la Cuenca Tamatán. En el trabajo de [Casas-Peña \(2021\)](#) y [Casas-Peña et al. \(2021\)](#) se muestra como las primeras unidades en figurar como fuentes sedimentarias, en este caso para la Fm. Cañón de Caballeros (Devónico Superior a Silúrico) son aquellas, además de la Tonalita Peregrina, que probablemente son las unidades más abundantes dentro del Complejo Novillo que son las rocas pertenecientes al magmatismo de Oaxaquia Típico y el magmatismo AMCG. Posteriormente, durante el depósito de la Fm. Vicente Guerrero (Misisípico) las unidades del Complejo Novillo que aportaron circones son aquellas relacionadas a los eventos orogénicos Olmeca y Zapoteca. Finalmente, durante el depósito de la Fm. Del Monte (Pensilvánico) intervino la fase de arco de Oaxaquia Intermedio y los circones generados durante la orogenia Olmeca. Lo anterior puede interpretarse en primer lugar como la abundancia de circones de diferentes edades expuestos durante la erosión del complejo metamórfico y la evolución de la cuenca y en segundo lugar de la manera en que la erosión actuó sobre el complejo dejando expuestas diferentes unidades que incluso en la actualidad se encuentran sepultadas.

VI. Conclusiones y recomendaciones

6.1 Conclusiones

- 1) Con el fin de incluir a todas las rocas que tuvieron su origen en el Proterozoico en el núcleo erosionado del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, en este trabajo se opta por abandonar el antiguamente término “Gneis Novillo”, reemplazándolo por “Complejo Novillo”.
- 2) El Complejo Novillo cuenta con una unidad metaígneas dividida en las unidades Los Álamos y San Marcos y una unidad metasedimentaria denominada Risco Prieto. Además de estas unidades mayores, el complejo fue intrusionado por diferentes cuerpos magmáticos de menor volumen denominados en este trabajo como intrusiones post-orogénicas.
- 3) La unidad Los Álamos está compuesta por gneises félsicos, gneises máficos y metagranitos. Esta unidad representa a las rocas generadas durante el magmatismo de arco del complejo Novillo.
 - a. Los gneises félsicos que afloran en el cañón Novillo muestran una textura granoblástica orientada y poseen una composición modal de cuarzo + plagioclasa + ortoclasa + granate + ortopiroxeno + anfíbol + biotita. Geoquímicamente presentan una composición normativa similar a la de cuarzo-monzonitas/monzonitas, el cual se interpreta que es su protolito. También presentan una firma de arco magmático.
 - b. Los gneises félsicos del cañón Peregrina tienen una textura porfiroblástica orientada y una composición modal de cuarzo + plagioclasa + feldespato alcalino + clorita y una composición similar a granitos/granitos-trondhjemitas lo que se interpreta como su protolito. Al igual que los gneises félsicos del cañón Novillo poseen una firma geoquímica de arco magmático.
 - c. Los gneises máficos afloran también en el cañón Novillo, exhiben una textura granoblástica orientada y una composición modal de plagioclasa + clorita + granate + biotita + rutilo + minerales opacos. La composición normativa de estas rocas es similar a aquella de un granogabro/gabro. Estas rocas poseen una firma geoquímica de basalto de arco de islas.
 - d. Los metagranitos afloran tanto en el cañón Novillo como en el cañón Peregrina siendo estos últimos los más abundantes. Esas rocas presentan una foliación fina en campo y una textura granoblástica ligeramente orientada en lámina delgada. Modalmente tienen una composición de cuarzo + plagioclasa + ortoclasa + clorita ± zircón. Normativamente estas rocas tienen una composición de granito/monzonita y firma geoquímica de arco magmático.

- e. La unidad Los Álamos presenta valores $\epsilon Nd(t)$ de 2.76 – 2.36 con edades modelo T_{DM} de 1.6 y 1.45 Ga corresponden a un evento magmático derivado del manto empobrecido sin contaminación cortical importante.
- 4) La Suite AMCG San Marcos está compuesta por meta-anortositas y gneises bandeados sensu stricto y nelsonitas. Esta unidad engloba todas las rocas del magmatismo AMCG del complejo Novillo.
 - a. Las meta-anortositas presentan una foliación fina en campo con escasas bandas de minerales máficos. En lamina delgada la roca presenta una textura granoblástica de grano grueso – intermedio. La composición modal de la roca es de plagioclasa + granate + clinopiroxeno + ortopiroxeno + rutilo + minerales opacos + clorita \pm cuarzo. Normativamente la roca presenta una composición correspondiente a un gabro.
 - b. Los gneises de esta unidad presentan una intercalación de bandas claras y oscuras. Las bandas claras están compuestas por cuarzo + plagioclasa + feldespato alcalino + granate + minerales opacos \pm clorita \pm zircón \pm espinela \pm clinopiroxeno y una composición normativa de granito. Las bandas oscuras están compuestas por plagioclasa + granate + clinopiroxeno + minerales opacos + cuarzo \pm rutilo con una composición normativa de cuarzodiorita/granodiorita. El modelo que se interpreta para el magmatismo AMCG de la unidad San Marcos es en un ambiente post-orogénico.
 - c. Las edades T_{DM} de la Suite AMCG San Marcos son de 1.44 – 1.33 Ga con valores $\epsilon Nd(t) = -1.24 - 1.44$, lo que indica la posibilidad de que estas rocas se encontraron expuestas a diferentes grados de contaminación cortical durante su evolución magmática.
 - 5) La unidad Risco Prieto comprende a todas las rocas metasedimentarias del complejo. Está constituida por paragneises, anfibolitas y mármoles con silicatos de magnesio.
 - a. Los paragneises constan de bandas claras compuestas de plagioclasa + cuarzo \pm granate \pm hornblenda y bandas oscuras son anfibolitas compuestas de hornblenda + plagioclasa \pm clinopiroxeno \pm granate \pm rutilo \pm biotita \pm cuarzo. La geoquímica de estas rocas mostró que las bandas claras del paragneis provienen de una fuente con composición intermedia, mientras que las anfibolitas que se encuentran intercaladas con ellas provienen de una fuente básica.
 - b. Las rocas de la unidad Risco Prieto tienen edades T_{DM} de 1.39 – 1.25 Ga lo que sostiene la interpretación de que los protolitos de esta unidad se depositaron en una cuenca local que tenía aporte de sedimentos únicamente de las unidades metaígneas del Complejo Novillo y que estos depósitos fueron posteriormente cabalgados sobre las unidades metaígneas en lugar de ser intruidos por estas.
 - 6) El magmatismo de arco del Complejo Novillo se generó hace ~ 1330 Ma. Este magmatismo es el responsable por los protolitos de la unidad Los Álamos.

- 7) El magmatismo de arco de la unidad Ños Álamos (~1330 Ma), al ser más joven que la fase de proto-Oaxaquia (1.5 – 1.4 Ga) pero más antigua que la de Oaxaquia típico (~1.2 Ga), se le denomina como fase de magmatismo de arco intermedia.
- 8) Las rocas de la unidad Los Álamos contienen evidencia de un evento de migmatización con una edad de 1095 ± 9.4 Ma. Este dato puede ser interpretadas como el tiempo en el que Oaxaquia se acreciona a Amazonia en la denominada Orogenia Olmeca.
- 9) El magmatismo AMCG responsable de las rocas de la unidad San Marcos se dio hace ~1030 Ma en el Complejo Novillo.
 - a. El modelo interpretado para la generación del magmatismo AMCG se desarrolla en un ambiente post-orogénico (Orogenia Olmeca). En este escenario la corteza engrosada atraviesa por un proceso de delaminación por hundimiento o remoción convectiva. Posteriormente el ascenso de la astenosfera genera una acumulación de magmas gabroicos en la base de la corteza. La evolución de dicha cámara magmática en condiciones de alta presión propiciaría la abundante cristalización y segregación de piroxeno y plagioclasa generando el magma anortosítico.
 - b. La interacción entre la parte superior de la astenosfera y la base de la corteza puede haber sido la responsable por generar rocas lo suficientemente heterogéneas para formar los gneises bandeados de la Suite AMCG San Marcos.
 - c. Las rocas generadas durante el magmatismo anortosítico presentan circones con núcleos heredados que experimentaron pérdida de Pb, lo cual implica que dicho magmatismo proveniente del manto interactuó con la corteza para generar estas rocas a parte de las anortositas.
- 10) A partir del análisis geocronológico de este trabajo, la Orogenia Zapoteca se encuentra datada en el Complejo Novillo en ~970Ma.
- 11) El Complejo Novillo al igual que el resto de Oaxaquia, experimentó un periodo de colapso orogénico posterior a la Orogenia Zapoteca. Este evento tectónico se encuentra registrado mediante rocas que cortan a la fábrica generada por el metamorfismo en facies de granulita del punto anterior.
- 12) El colapso orogénico ocurrió a los 930 Ma. este evento generó diques de ferrodiorita y pegmatitas que cortan las rocas de las unidades Los Álamos y San Marcos.
- 13) Los metasedimentos de la unidad Risco Prieto contienen evidencia de todos los eventos tectonotermales hasta ahora mencionados.

- 14) Al no encontrar evidencia de circones detríticos más antiguos que aquellos presentes en las unidades Los Álamos y San Marcos, se interpreta que los sedimentos que dieron lugar a los eductos de la unidad Risco Prieto se depositaron en una cuenca local con aporte únicamente de las rocas que hoy conforman al complejo Novillo.
- 15) Los circones con edades más jóvenes del Complejo Novillo pertenecen a zonas migmatizadas de la unidad Los Álamos y poseen edades de entre 607 y 596 Ma. Estas edades son ligeramente más jóvenes que las de los diques máficos que cortan al complejo, por lo que se interpreta que la abundante intrusión de los cuerpos subvolcánicos elevó la temperatura del complejo lo suficiente para causar la migmatización local de algunos sectores del Complejo Novillo.

6.2 Recomendaciones

1. Se recomienda hacer una revisión al análisis estructural del Complejo Novillo con base en la información geocronológica encontrada en este trabajo, con el fin tratar de encontrar evidencia de los diferentes procesos tectónicos a los que estuvo sujeto el complejo.
2. Generar más datos isotópicos (p. ej. Lu-Hf) principalmente en las rocas pertenecientes a la Suite AMCG San Marcos con el fin de entender mejor la interacción que hubo entre el manto y la corteza antes y durante el magmatismo anortosítico en Oaxaquia.
3. Datar las fases minerales hidratadas presentes en las diferentes unidades del complejo con el fin de establecer la manera en la que evolucionó el Complejo Novillo posterior a la Orogenia Zapoteca.

Bibliografía

- Åhäll, K. I., & Connelly, J. (1998). Intermittent 1.53–1.13 Ga magmatism in western Baltica; age constraints and correlations within a postulated supercontinent. *Precambrian Research*, 92(1), 1-20.
- Åhäll, K. I., Connelly, J. N., & Brewer, T. S. (2000). Episodic rapakivi magmatism due to distal orogenesis?: Correlation of 1.69–1.50 Ga orogenic and inboard, “anorogenic” events in the Baltic Shield. *Geology*, 28(9), 823-826.
- Alemán-Gallardo, E.A., (2013). Remanentes del piso oceánico en la secuencia paleozoica metamorfizada de la margen NW de Gondwana en el estado de Tamaulipas, NE de México: Serpentinitas Victoria. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Alemán-Gallardo, E.A., Ramírez-Fernández, J.A., Rodríguez-Díaz, A.A., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Cruz-Gámez, E.M., De León-Barragán, L., Navarro-De León, I., (2019a). Evidence for an Ordovician Continental Arc in the pre-Mesozoic basement of the Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Sierra Madre Oriental, Mexico: Peregrina Tonalite. *Mineralogy and Petrology*, 113, 505–525.
- Alemán-Gallardo, E. A., Ramírez-Fernández J. A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., Casas-Peña, J. M., (2019b). Novillo Metamorphic Complex, Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Tamaulipas, Mexico: Characterization and development based on whole-rock geochemistry and Nd-isotopic ratios. *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 59–71.
- Amato, J. M., Lawton, T. F., Muel, D. J., Leggett, W. J., González-León, C. M., Farmer, G. L., & Wooden, J. L. (2009). Testing the Mojave-Sonora megashear hypothesis: Evidence from Paleoproterozoic igneous rocks and deformed Mesozoic strata in Sonora, Mexico. *Geology*, 37(1), 75-78.
- Andersson, M., Lie, J. E., & Husebye, E. S. (1996). Tectonic setting of post-orogenic granites within SW Fennoscandia based on deep seismic and gravity data. *Terra Nova*, 8(6), 558-566.
- Anderson, T. H., & Silver, L. T. (1977). U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora. *Economic Geology*, 72(5), 827-836.
- Anderson, T. H., & Silver, L. T. (1981). An overview of Precambrian rocks in Sonora. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5(2), 131-139.
- Anderson, T. H., Silver, L. T., (2005). The Mojave-Sonora megashear—Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis. *Geological Society of America Special Paper*, 393, 1–50.
- Anderson, T. H., Eells, J. L., Silver, L. T., (1979). Precambrian and Paleozoic rocks of the Caborca region, Sonora, Mexico. En: Anderson, T. H., Roldan-Quintana, J., (eds.). *Geology of northern Sonora. Geological Society of America Annual Meeting Guidebook*, trip 27, 1–22.
- Arvizu, H. E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G. D., Foster, D. A., Lozano-Santa Cruz, R., & Solís-Pichardo, G. (2009). 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.
- Ashwal, L.D., (1993). *Anorthosites*. Springer–Verlag, Berlin, 422 p.p.
- Bahlburg, H. (1998). The geochemistry and provenance of Ordovician turbidites in the Argentine Puna. *Geological Society, London, Special Publications*, 142(1), 127-142.

- Barboza-Gudiño, J. R., Ramírez-Fernández, J. A., Torres-Sánchez, S. A., & Valencia, V. A. (2011). Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 201-216.
- Barker, F. (1979). Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. En: Barker, F. (Ed). *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Developments in petrology*, 6, 1-12.
- Beckmann, G. E. J., & Badham, J. P. N. (1976). Palaeomagnetic Evidence for a Proterozoic Super-Continent: Discussion. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, 280(1298), 489-490.
- Berthelsen, A., (1980). Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic Shield. En Cogne, J., Slansky, M., (eds.), *Geology of Europe, from Precambrian to the post-Hercynian sedimentary basins*, 108, 5–21. *Mémoires du B.R.G.M., Paris*.
- Bingen, B., Demaiffe, D., & Breemen, O. V. (1998). The 616 Ma old Egersund basaltic dike swarm, SW Norway, and late Neoproterozoic opening of the Iapetus Ocean. *The Journal of Geology*, 106(5), 565-574.
- Bingen, B., Stein, H. J., Bogaerts, M., Bolle, O., & Mansfeld, J. (2006). Molybdenite Re–Os dating constrains gravitational collapse of the Sveconorwegian orogen, SW Scandinavia. *Lithos*, 87(3-4), 328-346.
- Bingen, B., Andersson, J., Soderlund, U., & Moller, C. (2008a). The Mesoproterozoic in the Nordic countries. *Episodes*, 31(1), 29.
- Bingen, B., Nordgulen, O., & Viola, G. (2008b). A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia. *Norsk geologisk tidsskrift*, 88(1), 43.
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Aleinikoff, J. N., Davis, D. W., Korsch, R. J., & Foudoulis, C. (2003). TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chemical geology*, 200(1-2), 155-170.
- Boucot, A. J., Blodgett, R., Stewart, J. H., (1997). European province late Silurian brachiopods from the Ciudad Victoria area, Tamaulipas, northeastern Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 321, 273–294.
- Bogdanova, S. V., Pisarevsky, S. A., & Li, Z. X. (2009). Assembly and breakup of Rodinia (some results of IGCP Project 440). *Stratigraphy and Geological Correlation*, 17(3), 259-274.
- Bouvier, A., Vervoort, J. D., & Patchett, P. J. (2008). The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2), 48-57.
- Bradley, D. C. (2011). Secular trends in the geologic record and the supercontinent cycle. *Earth-Science Reviews*, 108(1-2), 16-33.
- Brookfield, M. E. (1993). Neoproterozoic Laurentia-Australia fit. *Geology*, 21(8), 683-686.
- Burke, K., & Dewey, J. F. (1973). Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *The Journal of Geology*, 81(4), 406-433.
- Burrett, C., & Berry, R. (2000). Proterozoic Australia–Western United States (AUSWUS) fit between Laurentia and Australia. *Geology*, 28(2), 103-106.
- Busby, C., Smith, D., Morris, W., & Fackler-Adams, B. (1998). Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California, Mexico. *Geology*, 26(3), 227-230.
- Cameron, K. L., Lopez, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Keppie, J. D., & Schulze, C. (2004). U–Pb geochronology and Pb isotopic compositions of leached feldspars: Constraints on the origin and evolution of Grenville rocks from eastern and southern Mexico. *Geological Society of America Memoirs*, 197, 755-769.

- Campillo-Castelo, J.A., (2008). Caracterización petrológica, mineralógica y geoquímica de las rocas anortosíticas del bloque Caborca, Sonora, México. Univeridad de Sonora, Tesis de Licenciatura, 84 pp.
- Cardona, A., Chew, D., Valencia, V. A., Bayona, G., Mišković, A., & Ibañez-Mejía, M. (2010). Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 92-104.
- Carr, S. D., Easton, R. M., Jamieson, R. A., & Culshaw, N. G. (2000). Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 193-216.
- Carrillo-Bravo J., (1961). Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NE de Cd. Victoria, Tamaulipas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13, 1–98
- Casas-García, R., (2012). Petrogénesis de los diques del complejo grenvilliano Gneis Novillo en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, NE de México. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León, México.
- Casas-García, R., (2014). Caracterización petrológica de las nelsonitas precámbricas del complejo Gneis Novillo, NE de México. M.Sc. thesis, Universidad Autónoma de Nuevo León, México.
- Casas-Peña, J. M., (2021). Procedencia e implicaciones geotectónicas del Grupo Tamatán del basamento de la Sierra Madre Oriental, Anticlinorio Huizachal-Peregrina, Cd. Victoria, Tamaulipas. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Nuevo León. 251 pp.
- Casas-Peña, J. M., Ramírez-Fernández, J. A., Velasco-Tapia, F., Alemán-Gallardo, E. A., Augustsson, C., Weber, B., Frei, D. & Jenchen, U. (2021). Provenance and tectonic setting of the Paleozoic Tamatán Group, NE Mexico: Implications for the closure of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 91, 205-230.
- Castillo-Rodríguez H., Cossio-Torres, T., Gursky, H. J. (1986) Rasgos litológicos del basamento cristalino de la Sierra Madre Oriental (Área de Ciudad Victoria, Tamaulipas, México). *Actas Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León*, 1, 1-10.
- Castillo-Rodríguez, H., (1988). Zur Geologie des kristallinen Grundgebirges der Sierra Madre Oriental – insbesondere des Granjeno-Schiefer Komplexes im Südteil des Huizachal-Peregrina-Antiklinoriums (Raum Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexiko). M.Sc. thesis, Westfälische Wilhelms-Universität in Münster, Alemania.
- Castiñeiras, P., Iriondo, A., Dórame-Navarro, M., Premo, W.R., & Kunk, M.J., (2004a). Metamorphic evolution of the Bámuri Complex (Sonora, NW Mexico) — New insights from field and petrographic data: *Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra*, 4, Juriquilla, Querétaro, Libro de Resúmenes, p. 49 (resumen).
- Castiñeiras, P., Iriondo, A., Wooden, J.L., Dórame-Navarro, M., & Premo, W.R., (2004b). Detrital zircon U-Pb SHRIMP geochronology of Proterozoic quartzites from the Bámuri Complex, NW Sonora, Mexico—evidence for a Mojave con- nection: *IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra*, Juri- quilla, Querétaro, Libro de Resúmenes, p. 215 (resumen).
- Cawood, P. A., McCausland, P. J., & Dunning, G. R. (2001). Opening Iapetus: constraints from the Laurentian margin in Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin*, 113(4), 443-453.
- Cawood, P. A., Strachan, R., Cutts, K., Kinny, P. D., Hand, M., & Pisarevsky, S. (2010). Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic. *Geology*, 38(2), 99-102.
- Cawood, P. A., Strachan, R. A., Merle, R. E., Millar, I. L., Loewy, S. L., Dalziel, I. W., Kinny, D., Jourdan, F., Nemchin, A. A., & Connelly, J. N. (2015). Neoproterozoic to early Paleozoic extensional and compressional history of East Laurentian margin sequences: The Moine Supergroup, Scottish Caledonides. *Bulletin*, 127(3-4), 349-371.

- Cawood, P. A., Strachan, R. A., Pisarevsky, S. A., Gladkochub, D. P., & Murphy, J. B. (2016). Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles. *Earth and Planetary Science Letters*, 449, 118-126.
- Cawood, P. A., & Pisarevsky, S. A. (2017). Laurentia-Baltica-Amaozonia relations during Rodinia assembly. *Precambrian Research*, 292, 386-397.
- Connelly, J. N., & Åhäll, K. I. (1996). The Mesoproterozoic cratonization of Baltica—new age constraints from SW Sweden. *Geological Society, London, Special Publications*, 112(1), 261-273.
- Coombs, H. E., Kerr, A. C., Pindell, J., Buchs, D., Weber, B., & Solari, L. (2020). Petrogenesis of the crystalline basement along the western Gulf of Mexico: Postcollisional magmatism during the formation of Pangea. Southern and central Mexico: Basement framework, tectonic evolution, and provenance of Mesozoic–Cenozoic basins, 546, 1-24.
- Cordani, U. G., Cardona, A., Jimenez, D. M., Liu, D., & Nutman, A. P. (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: Tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 246(1), 329-346.
- Corriveau, L., & Breemen, O. V. (2000). Docking of the Central Metasedimentary Belt to Laurentia in geon 12: evidence from the 1.17-1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and host gneisses, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 253-269.
- Cisneros-De León, A., Weber, B., Ortega-Gutiérrez, F., González-Guzmán, R., Maldonado, R., Solari, L., Schaaf, P., & Manjarrez-Juárez, R. (2017). Grenvillian massif-type anorthosite suite in Chiapas, Mexico: Magmatic to polymetamorphic evolution of anorthosites and their Ti-Fe ores. *Precambrian Research*, 295, 203-226.
- Dalziel, I. W. (1991). Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, 19(6), 598-601.
- Dalziel, I. (1992). On the organization of American plates in the Neoproterozoic and breakout of Laurentia. *GSA Today*, 2, 237-241.
- Dalziel, I. W. (1997). OVERVIEW: Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, 109(1), 16-42.
- Dalziel, I. W., Mosher, S., & Gahagan, L. M. (2000). Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia. *The Journal of Geology*, 108(5), 499-513.
- Damon, P. E., Livingston, D. E., & Gilletti, B. J. (1961). Extension of the older Precambrian of the southwest into Sonora. In Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs* (Vol. 68, pp. 158-159).
- Damon, P. E., Livingston, D. E., Mauger, R. L., Gilletti, B. J., & Alor, P. (1962). Edad del Precámbrico Anterior y de otras rocas del zócalo de la región de Caborca-Altar de la parte noroccidental del Estado de Sonora: *Boletín Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México*, 64, 11-64.
- De Cserna, Z. (1971). Precambrian sedimentation, tectonics, and magmatism in Mexico. *Geologische Rundschau*, 60(4), 1488-1513.
- De Cserna, Z., Gutiérrez, F. O., & Graf, J. L. (1977). Alóctono del Paleozoico inferior en la región de Ciudad Victoria, estado de Tamaulipas. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 1(1), 6.
- De Cserna, Z., & Gutiérrez, F. O. (1978). Reinterpretation of isotopic age data from the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Tamaulipas, y Reinterpretación tectónica del Esquisto Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas; contestación. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(2), 212-215.

- De Paolo, D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291(5812), 193-196.
- Denison, R. E., Burke, W. H., Hetherington, E. A., Otto, J. B., (1971). Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico. Seewald, K., Sundeen, D., (Eds.). *The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt*. West Texas Geological Society Publication, 71–59.
- De León-Barragán, L., Ramírez-Fernández, J.A. (2012). Magmatismo de Arco del Carbonífero de la margen NW de Gondwana en el Estado de Tamaulipas, México. Simposio Geología de la Sutura Laurentia Gondwana en Chihuahua, Octubre del 2012. Universidad Autónoma de Chihuahua, Chihuahua, 56–58.
- Dickinson, W. R., & Lawton, T. F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113(9), 1142-1160.
- Dórame-Navarro, M., Iriondo, A., Castiñeiras, P., & Premo, W.R., (2004). Cartografía y geocronología del basamento proterozoico metamórfico en Los Cerros Tecolote, NW Sonora: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, Libro de Resúmenes, p. 59 (resumen).
- Dórame-Navarro, M., & Iriondo, A., (2005). Cartografía, petrografía y geocronología de los Cerros Tecolote y su relación con el metamorfismo de los Cerros Bámuri y La Tortuga al sur de Caborca, NW de Sonora: GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes y Programa, v. 25, núm. 1, p. 85–86 (resumen).
- Dowe, D. S., Nance, R. D., Keppie, J. D., Cameron, K. L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutiérrez, F., & Lee, J. W. K. (2005). Deformational history of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: constraints on the closure of the Rheic Ocean?. *International Geology Review*, 47(9), 920-937.
- Ebbing, J., Afework, Y., Olesen, O., & Nordgulen, Ø. (2005). Is there evidence for magmatic underplating beneath the Oslo Rift? *Terra Nova*, 17(2), 129-134.
- Eckert, J. O., Newton, R. C., & Kleppa, O. J. (1989). Recalibration of the garnet-anorthite-diopside-quartz (GADS) geobarometer by oxide-melt solution calorimetry of stoichiometric mineral mixes. *Eos*, 70, 1392.
- 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.
- Ernst, R. E., Wingate, M. T. D., Buchan, K. L., & Li, Z. X. (2008). Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents. *Precambrian Research*, 160(1-2), 159-178.
- Espinoza, M.A., Nourse, J.A., Premo, W.R., & Iriondo, A., (2005). Stratigraphy, structure, and U-Pb geochronology of Paleoproterozoic gneisses in Sierra Hornaday and Cerro el Aguila, NW Sonora, Mexico—fingerprints at the truncated margin of Laurentia: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 37(4), 57.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U., & López-Martínez, M. (2012). Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: relations with the early Palaeozoic magmatic belts of northwestern Gondwana. *International Geology Review*, 54(16), 1918-1943.
- Evans, D. A. D., Li, Z. X., & Murphy, J. B. (2016). Four-dimensional context of Earth's supercontinents. *Geological Society, London, Special Publications*, 424(1), 1-14.
- Farmer, G. L., Bowring, S. A., Matzel, J., Maldonado, G. E., Fedo, C, Wooden, J., (2005). Paleoproterozoic Mojave province in north- western Mexico? Isotopic and U–Pb zircon geochronologic studies of Precambrian and Cambrian crystalline and sedimentary rocks, Caborca, Sonora. *Geological Society of America Special Paper*, 393, 183–198.

- Frei, D., & Gerdes, A. (2009). Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chemical Geology*, 261(3-4), 261-270.
- Fries, C., & Rincon-Orta, C. (1967). Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de Geocronometría: Boletín del Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México, 73, 57-133.
- Fries Jr, C., Schmitter, E., Damon, P. E., Livingston, D. E., & Erickson, R. (1962). Edad de las rocas metamórficas en los Cañones de la Peregrina y de Caballeros, parte centro-occidental de Tamaulipas. Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 64, 55-69.
- Fuck, R. A., Neves, B. B. B., & Schobbenhaus, C. (2008). Rodinia descendants in south America. *Precambrian Research*, 160(1-2), 108-126.
- Garrison, J. R. (1978). Reinterpretation of isotopic age data from the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(1), 87-89.
- Garrison, J.R., Ramírez-Ramírez, C., Long, L.E., (1980). Rb/Sr isotopic study of the ages and provenance of Precambrian granulite and Paleozoic greenschist near Ciudad Victoria, Mexico. En: symposium on the Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic Ocean, Pilger R.H., Louisiana State University: Baton Rouge, 37–49.
- Gastil, R. G. (1960). The distribution of mineral dates in time and space. *American Journal of Science*, 258(1), 1-35.
- Gerdes, A., & Zeh, A. (2006). Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC-) ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(1-2), 47-61.
- Gerdes, A., & Zeh, A. (2009). Zircon formation versus zircon alteration—new insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical geology*, 261(3-4), 230-243.
- Gladkochub, D. P., Donskaya, T. V., & Mazukabzov, A. M. (2007). Rock Complexes Indicative of Extension in the South Siberian Craton during the Precambrian. *Geol. Geofiz*, 48(1), 22-41.
- González-Guzmán, R., Weber, B., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Hecht, L., & Herguera-García, J. C. (2016). Provenance, age constraints and metamorphism of Ediacaran metasedimentary rocks from the El Triunfo Complex (SE Chiapas, México): evidence for Rodinia breakup and Iapetus active margin. *International Geology Review*, 58(16), 2065-2091.
- Gower, C. F., & Krogh, T. E. (2002). AU–Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(5), 795-829.
- Gower, C. F., Kamo, S., & Krogh, T. E. (2008). Indentor tectonism in the eastern Grenville Province. *Precambrian Research*, 167(1-2), 201-212.
- Gursky, H.J., (1996). Paleozoic stratigraphy of the Peregrina Canyon area. Sierra Madre Oriental, NE México: *Zentralblatt für Geologie und Palaontologie*, 7, 973–989.
- Gursky, H.J., y Michalzik, D. (1989). Lower Permian turbidites in the northern Sierra Madre Oriental. *Mexico: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, 5-6, 821–838.
- Gursky, H.J., Ramírez-Ramírez, C., (1986). Notas preliminares sobre el descubrimiento de volcánicas ácidas en el cañón de Caballeros (Núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina, Tamaulipas, México). *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra UANL*, 11–12.

- 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: Joint Annual Meeting, Geological Society of America Abstracts with Programs, 40(6), 144.
- Handschy, J. W., Keller, G. R., & Smith, K. J. (1987). The Ouachita system in northern Mexico. *Tectonics*, 6(3), 323-330.
- Harlan, S. S., Geissman, J. W., & Premo, W. R. (2003). Paleomagnetism and geochronology of an Early Proterozoic quartz diorite in the southern Rind River Range, Wyoming, USA. *Tectonophysics*, 362(1-4), 105-122.
- Hartnady, C. J. (1991). About turn for supercontinents. *Nature*, 352(6335), 476-478.
- Hawkesworth, C. J., Dhuime, B., Pietranik, A. B., Cawood, P. A., Kemp, A. I., & Storey, C. D. (2010). The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society*, 167(2), 229-248.
- Herrera-López, P., Iriondo, A., & Rodríguez-Castañeda, J. L., (2005). Preliminary time constraints and geochemistry of the Proterozoic basement from Sierra Los Ajos and Cerros Las Mesteñas, NE Sonora, Mexico: GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes y Programa, 25(1), 87–88..
- Herrera-Urbina, S., Soto-Verdugo, L.D.C., Iriondo, A., & Paz-Moreno, F., (2004). El zócalo ígneo-metamórfico paleoproterozoico Sierrita Prieta, Sonora, México—petrología, geoquímica y geocronología: Actas INAGEQ, 10 (1), 19.
- Hietanen, A. (1967). On the facies series in various types of metamorphism. *The Journal of Geology*, 75(2), 187-214.
- Hoffman, P. F. (1991). Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out?. *Science*, 252(5011), 1409-1412.
- Hoffman, P. F., Kaufman, A. J., Halverson, G. P., & Schrag, D. P. (1998). A Neoproterozoic snowball earth. *science*, 281(5381), 1342-1346.
- Hoffman, P. F. (1999). The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1), 17-33.
- Howard, A. L., Farmer, G. L., Amato, J. M., & Fedo, C. M. (2015). Zircon U–Pb ages and Hf isotopic compositions indicate multiple sources for Grenvillian detrital zircon deposited in western Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, 432, 300-310.
- Hynes, A., & Rivers, T. (2010). Protracted continental collision—Evidence from the Grenville orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(5), 591-620.
- Iriondo, A., Premo, W. R., Martínez-Torres, L. M., Budahn, J. R., Atkinson Jr, W. W., 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(1-2), 154-170.
- Iriondo, A., & Premo, W. R. (2011). Las rocas cristalinas proterozoicas de Sonora y su importancia para la reconstrucción del margen continental SW de Laurentia—La pieza mexicana del rompecabezas de Rodinia. *Boletín del Instituto de Geología. UNAM*, (118), 25-55.
- Irving, E., Emslie, R. F., & Ueno, H. (1974). Upper Proterozoic paleomagnetic poles from Laurentia and the history of the Grenville structural province. *Journal of Geophysical Research*, 79(35), 5491-5502.
- Ibanez-Mejia, M., Ruiz, J., Valencia, V. A., Cardona, A., Gehrels, G. E., & Mora, A. R. (2011). The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, 191(1-2), 58-77.

- Ibanez-Mejia, M., Pullen, A., Arenstein, J., Gehrels, G. E., Valley, J., Ducea, M. N., Mora, A. R., Pecha, M., & Ruiz, J. (2015). Unraveling crustal growth and reworking processes in complex zircons from orogenic lower-crust: The Proterozoic Putumayo Orogen of Amazonia. *Precambrian Research*, 267, 285-310.
- Izaguirre-Popa, A. (2009). El basamento Paleoproterozoico (~1.71-1.68 Ga) Yavapai en el área Mina La Herradura en el NW de Sonora: Sus implicaciones para el desarrollo del arco magmático continental Mesozoico-Cenozoico del NW de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, M.C. Tesis, 201 pp.
- Jamieson, R. A., Beaumont, C., Warren, C. J., & Nguyen, M. H. (2010). The Grenville Orogen explained? Applications and limitations of integrating numerical models with geological and geophysical data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(4), 517-539.
- Jenchen, U. (2001). Fazies und geochemie in kontinentalen Trias-Becken im westlichen Argentinien und in Patagonien (30-50 S) (No. 91). Verein der Geologie-Studenten.
- Jenchen, U., & Rosenfeld, U. (2002). Continental Triassic in Argentina: response to tectonic activity. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(4), 461-479.
- Jenchen, U. (2018). Petrography and geochemistry of the Triassic El Tranquilo Group, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: implications for provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 530-550.
- Jing, X., Evans, D. A., Yang, Z., Tong, Y., Xu, Y., & Wang, H. (2021). Inverted South China: A novel configuration for Rodinia and its breakup. *Geology*, 49(4), 463-467.
- Johansson, Å. (2014). From Rodinia to Gondwana with the 'SAMBA' model—a distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Research*, 244, 226-235.
- Johansson, L., & Johansson, Å. (1993). U–Pb age of titanite in the Mylonite Zone, southwestern Sweden. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 115(1), 1-7.
- Juárez-Zúñiga, S., Solari, L. A., & Ortega-Obregón, C. (2019). Ordovician to Silurian igneous rocks in southern Mexico and Central America: geochronologic and isotopic constraints on paleogeographic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 93, 462-479.
- Karlstrom, K. E., Harlan, S. S., Williams, M. L., McLelland, J., Geissman, J. W., & Ahall, K. I. (1999). Refining Rodinia: Geologic evidence for the Australia–western US connection in the Proterozoic. *GSA Today*, 9(10), 1-7.
- Kamo, S. L., Gower, C. F., & Krogh, T. E. (1989). Birthdate for the Iapetus Ocean? A precise U-Pb zircon and baddeleyite age for the Long Range dikes, southeast Labrador. *Geology*, 17(7), 602-605.
- Keller, G.R., Kruger, J.M., Smith, K.J., Voight, W.M., (1989). The Ouachita System; a geophysical overview. En: Hatcher Jr, R. D., Thomas, W. A., Viele, G. W., (Eds.). *The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States*. Geological Society of America. F-2, 689–694.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., & Lopez, R. (2001). A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. *Precambrian Research*, 112(3-4), 165-181.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K. L., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., & Lopez, R. (2003a). Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*, 120(3-4), 365-389.
- Keppie, J. D., Nance, R. D., Murphy, J. B., & Dostal, J. (2003b). Tethyan, Mediterranean, and Pacific analogues for the Neoproterozoic–Paleozoic birth and development of peri-Gondwanan terranes and their transfer to Laurentia and Laurussia. *Tectonophysics*, 365(1-4), 195-219.

- Keppie, J. D. (2004). Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*, 46(9), 765-794.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Nance, R. D., Miller, B. V., Ortega-Rivera, A., & Lee, J. K. (2006). Circa 546 Ma plume-related dykes in the ~ 1 Ga Novillo Gneiss (east-central Mexico): Evidence for the initial separation of Avalonia. *Precambrian Research*, 147(3-4), 342-353.
- Keppie, J. D., & Dostal, J. (2007). Rift-related basalts in the 1.2–1.3 Ga granulites of the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: evidence for a rifted arc on the northwestern margin of Amazonia. *Proceedings of the Geologists' Association*, 118(1), 63-74.
- Keppie, J. D., & Ortega-Gutiérrez, F. (2010). 1.3–0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 21-27.
- Keppie, J. D., Ramos, V. A., (1999). Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. En: Ramos, V. A., & Keppie, J. D. (Eds.), *Laurentia-Gondwana Connections Before Pangea: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper*, 336, 267–276.
- Kirschvink, J.L., (1992). Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball earth. En: Schopf, J.W., Klein, C. (Eds.), *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge University Press, 51-52.
- Kirsch, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Solari, L. A. (2012). Permian–Carboniferous arc magmatism and basin evolution along the western margin of Pangea: Geochemical and geochronological evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico. *Bulletin*, 124(9-10), 1607-1628.
- Krogh, E. J. (1988). The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer—a reinterpretation of existing experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(1), 44-48.
- Lawlor, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R., & Sampson, D. E. (1999). U–Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*, 94(1-2), 73-99.
- Li, Z. X., Zhang, L., & Powell, C. M. (1995). South China in Rodinia: part of the missing link between Australia–East Antarctica and Laurentia?. *Geology*, 23(5), 407-410.
- Li, Z. X., Li, X. H., Kinny, P. D., Wang, J., Zhang, S., & Zhou, H. (2003). Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Research*, 122(1-4), 85-109.
- Li, Z. X., Bogdanova, S., Collins, A. S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., Fitzsimons, I. C. W., Fuck, R. A., Gladkochub, D. P., Jacobs, J., Karlstrom, K. E., Lu, S., Natapov, L. M., Pease, V., Pisarevsky, S. A., Thrane, K., & Vernikovskiy, V. (2008). Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian research*, 160(1-2), 179-210.
- Li, Z. X., Evans, D. A., & Halverson, G. P. (2013). Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sedimentary Geology*, 294, 219-232.
- Li, Z. X., & Evans, D. A. (2011). Late Neoproterozoic 40 intraplate rotation within Australia allows for a tighter-fitting and longer-lasting Rodinia. *Geology*, 39(1), 39-42.
- Litherland, M., Annells, R. N., Darbyshire, D. P. F., Fletcher, C. J. N., Hawkins, M. P., Klinck, B. A., Mitchell W. I., O'Connor, E. A., Pitfiel, P. E. J., Power, G., & Webb, B. C. (1989). The Proterozoic of eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precambrian Research*, 43(3), 157-174.

- Loewy, S. L., Connelly, J. N., Dalziel, I. W., & Gower, C. F. (2003). Eastern Laurentia in Rodinia: constraints from whole-rock Pb and U/Pb geochronology. *Tectonophysics*, 375(1-4), 169-197.
- Lopez, R., Cameron, K. L., & Jones, N. W. (2001). Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico. *Precambrian Research*, 107(3-4), 195-214.
- Martin, R. F. (2012). The petrogenesis of anorogenic felsic magmas and AMCG suites: Insights on element mobility and mutual cryptic contamination from polythermal experiments. *Lithos*, 151, 35-45.
- McKee, J. W., Jones, N. W., & Anderson, T. H. (1988). Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico. *Geology*, 16(1), 37-40.
- McKee, J. W., Jones, N. W., & Anderson, (1999). Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 340, 161-190.
- McLelland, J., Hamilton, M., Selleck, B., McLelland, J., Walker, D., & Orrell, S. (2001). Zircon U-Pb geochronology of the Ottawan orogeny, Adirondack highlands, New York: regional and tectonic implications. *Precambrian Research*, 109(1-2), 39-72.
- McLelland, J. M., Selleck, B. W., Hamilton, M. A., & Bickford, M. E. (2010). Late-to post-tectonic setting of some major Proterozoic anorthosite–mangerite–charnockite–granite (AMCG) suites. *The Canadian Mineralogist*, 48(4), 729-750.
- McLelland, J., Selleck, B., & Bickford, M. (2013). Tectonic evolution of the Adirondack Mountains and Grenville orogen inliers within the USA. *Geoscience Canada: Journal of the Geological Association of Canada/Geoscience Canada: journal de l'Association Géologique du Canada*, 40(4), 318-352.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R., McCulloch, M. T., & Maynard, J. B. (1990). Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et cosmochimica acta*, 54(7), 2015-2050.
- McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., & Hanson, G. N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Special Papers-Geological Society of America*, 21-21.
- McMenamin, M.A.S., McMenamin, D.L.S., 1990. *The Emergence of Animals: The Cambrian Breakthrough*. Columbia University Press, 217 pp.
- Meert, J. G., & Torsvik, T. H. (2003). The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics*, 375(1-4), 261-288.
- Meert, J. G. (2012). What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. *Gondwana Research*, 21(4), 987-993.
- Merdith, A. S., Williams, S. E., Müller, R. D., & Collins, A. S. (2017). Kinematic constraints on the Rodinia to Gondwana transition. *Precambrian Research*, 299, 132-150.
- Merdith, A. S., Williams, S. E., Collins, A. S., Tetley, M. G., Mulder, J. A., Blades, M. L., Young, A., Armistead, S. E., Cannon, J., Zahirovic, S., & Müller, R. D. (2020). Extending full-plate tectonic models into deep time: Linking the Neoproterozoic and the Phanerozoic. *Earth-Science Reviews*, 103477.
- Mitchell, R. N., Zhang, N., Salminen, J., Liu, Y., Spencer, C. J., Steinberger, B., Murphy, J. B., & Li, Z. X. (2021). The supercontinent cycle. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(5), 358-374.

- Möller, C., Andersson, J., Lundqvist, I., & Hellström, F. (2007). Linking deformation, migmatite formation and zircon U–Pb geochronology in polymetamorphic orthogneisses, Sveconorwegian Province, Sweden. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(7), 727-750.
- Moore Jr, J. M., & Thompson, P. H. (1980). The Flinton Group: a late Precambrian metasedimentary succession in the Grenville Province of eastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17(12), 1685-1707.
- Moores, E. M. (1991). Southwest US-East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis. *Geology*, 19(5), 425-428.
- Mora, C.I., Valley, J.W., Ortega-Gutiérrez, F., (1986). The temperature and pressure conditions of Grenville-age granulite-facies metamorphism of the Oaxacan Complex, Southern Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 6, 222–242.
- Mulch, A., Cosca, M. A., Andresen, A., & Fiebig, J. (2005). Time scales of deformation and exhumation in extensional detachment systems determined by high-spatial resolution in situ UV-laser 40Ar/39Ar dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(3-4), 375-390.
- Murillo-Muñeton, G., (1994). Petrologic and geochronologic study of Grenville-age granulites and post-granulite plutons from the La Mixtequita area, state of Oaxaca in southern Mexico, and their tectonic significance. Tesis Doctoral. University of Southern California.
- Murphy, J. B., & Nance, R. D. (2003). Do supercontinents introvert or extrovert?: Sm-Nd isotope evidence. *Geology*, 31(10), 873-876.
- Murphy, J. B., & Damian Nance, R. (2005). Do supercontinents turn inside-in or inside-out?. *International Geology Review*, 47(6), 591-619.
- Nance, R. D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J. D., Storey, C., & Jeffries, T. E. (2007). Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, México: Detrital zircon U-Pb age constraints and implications for the Paleozoic paleogeography of the Rheic Ocean. *Geological Society of America Special Papers*, 423, 453-464.
- Nance, R. D., Murphy, J. B., & Santosh, M. (2014). The supercontinent cycle: a retrospective essay. *Gondwana Research*, 25(1), 4-29.
- Nasdala, L., Corfu, F., Valley, J. W., Spicuzza, M. J., Wu, F. Y., Li, Q. L., Yang, Y.H., Fisher, C., Münker, C., Kennedy, A.K., Reiners, P.W., Kronz, A., Wiedenbeck, M., Wirth, R., Chanmuang, C., Zeug, M., Váczi, T., Norberg, N., Häger, T., Kröner, A. & Hofmeister, W. (2016). Zircon M127–A homogeneous reference material for SIMS U–Pb geochronology combined with hafnium, oxygen and, potentially, lithium isotope analysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 40(4), 457-475.
- Newton, R. C., & Perkins, D. I. I. I. (1982). Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *American Mineralogist*, 67(3-4), 203-222.
- Noguez-Alcántara, B., (2008). Reconstrucción del modelo genético y evolución tectónica del yacimiento tipo pórfido cuprífero Milpillas, distrito Cananea, Sonora, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología ERNO, Tesis Doctoral, 390 pp.
- Nourse, J. A., Premo, W. R., Iriondo, A., Stahl, E. R., Anderson, T. H., McKee, J. W., & Steiner, M. B. (2005). Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora-Arizona international border region. *Geological Society of America Special Papers*, 393, 123.
- Ochoa-Camarillo, H.R., (1996). Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, estado de Hidalgo. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría.

- Orozco-Esquivel, M.T., (1990). Zur Petrologie des Kristallins im Huizachal-Peregrina-enster, Sierra Madre Oriental, Mexiko, Institut für Petrographie und Geochemie der Universitaät Karlsruhe (TH), Diplom Thesis, 133.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1978). El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los Cañones del Novillo y de la Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(1), 19-30.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1984). Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite complex of southern Mexico. *Precambrian Research*, 23(3-4), 377-393.
- Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., & Centeno-Garcia, E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12), 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., & Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183, 2-37.
- Page, L. M., Möller, C., & Johansson, L. (1996a). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology across the Mylonite Zone and the Southwestern Granulite Province in the Sveconorwegian Orogen of S Sweden. *Precambrian Research*, 79(3-4), 239-259.
- Page, L. M., Stephens, M. B., & Wahlgren, C. H. (1996b). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the tectonothermal evolution of the Eastern Segment of the Sveconorwegian Orogen, south-central Sweden. En: Brewer, T.S. (ed.), *Precambrian crustal evolution in the North Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 112(1), 315-330.
- Park, R. G., Åhäll, K. I., & Bland, M. P. (1991). The Sveconorwegian shear-zone network of SW Sweden in relation to mid-Proterozoic plate movements. *Precambrian Research*, 49(3-4), 245-260.
- Patchett, P. J., & Ruiz, J. (1987). Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96(4), 523-528.
- Persson, P. O., Lindh, A., Schöberg, H., Hansen, B. T., & Lagerblad, B. (1995). A comparison of the geochronology and geochemistry of plagioclase-dominated granitoids across a major terrane boundary in the SW Balitic Shield. *Precambrian Research*, 74(1-2), 57-72.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R., (1972). *Sands and Sandstone*. Springer Verlag, 618 pp.
- Pindell, J.L., (1985). Alleghanian reconstructions and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean. *Tectonics*, 4, 1–39.
- Piper, J.D.A., (1976). Paleomagnetic evidence for a Proterozoic supercontinent. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A280*, 469–490.
- Pisarevsky, S. A., Wingate, M. T., Powell, C. M., Johnson, S., & Evans, D. A. (2003). Models of Rodinia assembly and fragmentation. *Geological Society, London, Special Publications*, 206(1), 35-55.
- Poole, F. G., Perry, W. J., Madrid, R. J., & Amaya-Martínez, R. (2005). Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. *Geological Society of America, Special Paper*, 393, 543-596.
- 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.

- Ramírez-Fernández, J. A., Alemán-Gallardo, E. A., Cruz-Castillo, D., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Becchio, R., De León-Baragán, L., & Casas-Peña, J. M. (2021). Early Mississippian precollisional, peri-Gondwanan volcanic arc in NE-Mexico: Aserradero Rhyolite from Ciudad Victoria, Tamaulipas. *International Journal of Earth Sciences*, 1-29.
- Ramírez-Ramírez, C., (1978). Reinterpretación tectónica del Esquisto Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 2, 31–36.
- Ramírez-Ramírez, C., (1992). Pre-Mesozoic geology of Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Ciudad Victoria, Tamaulipas, and adjacent parts of eastern Mexico. Ph.D. tesis, University of Texas at Austin, USA.
- Rämö, O.T., & Calzia, J. P., (1998). Nd isotopic composition of cratonic rocks in the southern Death Valley region — Evidence for a substantial Archean source component in Mojavia. *Geology*, 26, 891–894.
- Ramos, V. A. (2010). The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 77-91.
- Rivers, T. (1997). Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, 86(3-4), 117-154.
- Rivers, T., & Corrigan, D. (2000). Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 359-383.
- Rivers, T. (2009). The Grenville Province as a large hot long-duration collisional orogen—insights from the spatial and thermal evolution of its orogenic fronts. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 405-444.
- Rivers, T. (2015). Tectonic Setting and Evolution of the Grenville Orogen: An Assessment of Progress over the Last 40 Years. *Geoscience Canada*, 42(1). 77-124.
- Rogers, J. J., & Santosh, M. (2002). Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, 5(1), 5-22.
- Rogers, J. J., & Santosh, M. (2003). Supercontinents in Earth history. *Gondwana Research*, 6(3), 357-368.
- Roser, B. P., & Korsch, R. J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology*, 94(5), 635-650.
- Ruiz, J., Patchett, P. J., & Ortega-Gutiérrez, F. (1988). Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, 100(2), 274-281.
- Ruiz, J., Tosdal, R. M., Restrepo, P. A., Murillo-Muñetón, G., Ramos, V. A., & Keppie, J. D. (1999). Pb isotope evidence for Colombia–southern México connections in the Proterozoic. En: Ramos, V. A., Keppie, J. D., (Eds). *Laurentia–Gondwana connections before Pangea*. *Geological Society of America Special Papers*, 336, 183–198.
- Runcorn, S. K. (1962). Convection currents in the Earth's mantle. *Nature*, 195(4848), 1248-1249.
- Sawkins, F. J. (1976). Widespread continental rifting: some considerations of timing and mechanism. *Geology*, 4(7), 427-430.
- Santos, J. O. S., Rizzotto, G. J., Potter, P. E., McNaughton, N. J., Matos, R. S., Hartmann, L. A., Chemale, F., & Quadros, M. E. S. (2008). Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165(3-4), 120-152.
- Schärer, U., Wilmart, E., & Duchesne, J. C. (1996). The short duration and anorogenic character of anorthosite magmatism: UPb dating of the Rogaland complex, Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 139(3-4), 335-350.

- Scherstén, A., Larson, S. Å., Cornell, D. H., & Stigh, J. (2004). Ion probe dating of a migmatite in SW Sweden: the fate of zircon in crustal processes. *Precambrian Research*, 130(1-4), 251-266.
- Schoene, B. (2014). 4.10-U–Th–Pb Geochronology. *Treatise on geochemistry*, 4, 341-378.
- Schmitt, A.K., Grove, M., Harrison, T.M., Lovera, O., Hulen, J., Walters, M., (2003). The Geysers – Cobb Mountain Magma System, California (part 1): U–Pb zircon ages of volcanic rocks, conditions of zircon crystallization and magma residence times. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 3423–3442.
- Schulze-Schreiber, C.H., (2011). Petrología y geoquímica de las rocas de Pluma Hidalgo, Oaxaca e implicaciones tectónicas para el Proterozoico de “Oaxaquia”: Instituto de Geología, Postgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis Doctoral, 341 pp.
- Shchepetilnikova, V., Solé, J., Solari, L., & Abdullin, F. (2015). A chronological and chemical zircon study of some pegmatite dikes and lenses from the central part (Ayoquezco-Ejutla) of the Oaxacan Complex, southern Mexico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 32(1), 123-143.
- Sklyarov, E. V., Gladkochub, D. P., Mazukabzov, A. M., Menshagin, Y. V., Watanabe, T., & Pisarevsky, S. A. (2003). Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif, southern Siberian craton. *Precambrian Research*, 122(1-4), 359-376.
- Silver, L. T., & Anderson, T. H. (1974). Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin. In *Geological Society of America Abstracts with Programs* (Vol. 6, No. 7, pp. 955-956).
- Silver, L. T., Anderson, H. T., & Ortega-Gutiérrez, F. (1994). The “thousand million year” orogeny in eastern and southern México. In *Geological Society of America Abstracts with Programs* (Vol. 26, No. 7, p. A48).
- Silver, P. G., & Behn, M. D. (2008). Intermittent plate tectonics?. *Science*, 319(5859), 85-88.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N., & Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35.
- Söderlund, U., Jarl, L. G., Persson, P. O., Stephens, M. B., & Wahlgren, C. H. (1999). Protolith ages and timing of deformation in the eastern, marginal part of the Sveconorwegian orogen, southwestern Sweden. *Precambrian Research*, 94(1-2), 29-48.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Lopez, R., & Hames, W. E. (2003). 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365(1-4), 257-282.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., & Lopez, R., (2004). ~900 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, Mexico: U–Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 21(2), 212–225.
- Solari, L. A., García-Casco, A., Martens, U., Lee, J. K., & Ortega-Rivera, A. (2013). Late Cretaceous subduction of the continental basement of the Maya block (Rabinal Granite, central Guatemala): Tectonic implications for the geodynamic evolution of Central America. *Bulletin*, 125(3-4), 625-639.
- Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Ortega-Obregón, C., Macías-Romo, C., & Reyes-Salas, M. (2014). Detrital provenance of the Grenvillian Oaxacan Complex, southern Mexico: a zircon perspective. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), 1301-1315.

- Solari, L. A., González-León, C. M., Ortega-Obregón, C., Valencia-Moreno, M., & Rascón-Heimpel, M. A. (2018). The Proterozoic of NW Mexico revisited: U–Pb geochronology and Hf isotopes of Sonoran rocks and their tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 107(3), 845-861.
- Soto-Verdugo, L.D.C., (2006). El zócalo ígneo-metamórfico Sierrita Prieta, Sonora norte central, México—Características petrográficas, geoquímicas y geocronológicas, Tesis de Licenciatura, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, 115 pp.
- Sour-Tovar, F., Álvarez, F., & Chacón, M. L. M. (2005). Lower Mississippian (Osagean) spire-bearing brachiopods from Canon de la Peregrina, north of Ciudad Victoria, Tamaulipas, northeastern Mexico. *Journal of Paleontology*, 79(3), 469-485.
- Stacey, J. T., & Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 207-221.
- Stephens, M. B., Wahlgren, C. H., Weijermars, R., & Cruden, A. R. (1996). Left-lateral transpressive deformation and its tectonic implications, Sveconorwegian orogen, Baltic Shield, southwestern Sweden. *Precambrian Research*, 79(3-4), 261-279.
- Stewart, J. H. (1988). Latest Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America and the accretion of Mexico. *Geology*, 16(2), 186-189.
- Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucot, A. J., Carter, J. L., López, R., Ramos, V. A., & Keppie, J. D. (1999). Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 227-252.
- Sutton, J. (1963). Long-term cycles in the evolution of the continents. *Nature*, 198(4882), 731-735.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Tohver, E., Van der Pluijm, B. A., Van der Voo, R., Rizzotto, G., & Scandolara, J. E. (2002). Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(1-2), 185-200.
- Tohver, E., Bettencourt, J. S., Tosdal, R., Mezger, K., Leite, W. B., & Payolla, B. L. (2004). Terrane transfer during the Grenville orogeny: tracing the Amazonian ancestry of southern Appalachian basement through Pb and Nd isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(1-2), 161-176.
- Torres-Sánchez, S.A., (2015). Implicaciones geodinámicas del Complejo Metamórfico Paleozoico de la Sierra Madre Oriental en el Noreste de México. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Nuevo León.
- Torres Sanchez, S. A., Augustsson, C., Barboza Gudino, J. R., Jenchen, U., Ramirez Fernandez, J. A., Abratis, M., & Scherstén, A. (2016). Magmatic source and metamorphic grade of metavolcanic rocks from the Granjeno Schist: was northeastern Mexico a part of Pangaea?. *Geological Journal*, 51(6), 845-863.
- Torres-Sánchez, S. A., Augustsson, C., Jenchen, U., Barboza-Gudiño, J. R., Alemán-Gallardo, E. A., Ramírez-Fernández, J. A. R., Torres-Sánchez, D., & Abratis, M. (2017). Petrology and geochemistry of meta-ultramafic rocks in the Paleozoic Granjeno Schist, northeastern Mexico: Remnants of Pangaea ocean floor. *Open Geosciences*, 9(1), 361-384.
- Torres Sanchez, S. A., Augustsson, C., Jenchen, U., Barboza Gudino, J. R., Gärtner, A., Hofmann, M., & Linnemann, U. (2021). Geochemistry and detrital zircon geochronology of metasedimentary rocks in the Sierra Madre Terrane, Mexico: Implications of deposition along the western margin of Pangea. *Geological Journal*, 56(6), 3342-3377.

- Trainor, R. J., Nance, R. D., & Keppie, J. D. (2011). Tectonothermal history of the Mesoproterozoic Novillo Gneiss of eastern Mexico: support for a coherent Oaxaquia microcontinent. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 28(3), 580-592.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M. D., Patchett, P. J., Zürcher, L., Hodkinson, D. G., & Roldán-Quintana, J. (2001). A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement. *Geological Society of America Bulletin*, 113(11), 1409-1422.
- Valentine, J. W., & Moores, E. M. (1970). Plate-tectonic regulation of faunal diversity and sea level: a model. *Nature*, 228(5272), 657-659.
- Valentine, J. W., & Moores, E. M. (1972). Global tectonics and the fossil record. *The Journal of Geology*, 80(2), 167-184.
- Valenzuela-Navarro, L. C., Valencia-Moreno, M., Iriondo, A., & Premo, W. R., (2003). The Crestón granite—new confirmed Paleoproterozoic locality in the Opodepe area, north-central Sonora, Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 35 (4), 83.
- Verma, S. P., Torres-Alvarado, I. S., & Sotelo-Rodríguez, Z. T. (2002). SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rock classification system. *Computers & Geosciences*, 28(5), 711-715.
- Verma, S. P., & Agrawal, S. (2011). New tectonic discrimination diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of high field strength elements and implications for petrogenetic processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1), 24-44.
- Verma, S. P., Pandarinath, K., Verma, S. K., & Agrawal, S. (2013). Fifteen new discriminant-function-based multi-dimensional robust diagrams for acid rocks and their application to Precambrian rocks. *Lithos*, 168, 113-123.
- Vermeesch, P. (2009). RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiation Measurements*, 44(4), 409-410.
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479-1493.
- Wahlgren, C. H., Heaman, L. M., Kamo, S., & Ingvald, E. (1996). U–Pb baddeleyite dating of dolerite dykes in the eastern part of the Sveconorwegian orogen, south-central Sweden. *Precambrian Research*, 79(3-4), 227-237.
- Wang, C., Mitchell, R. N., Murphy, J. B., Peng, P., & Spencer, C. J. (2021). The role of megacontinents in the supercontinent cycle. *Geology*, 49(4), 402-406.
- Weber, B., (1998). Die magmatische und metamorphe Entwicklung eines kontinentalen Krustensegments: Isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen am Mixtequita-Komplex, Südostmexiko. *Inst. für Allg. u. Angewandte Geologie d. Ludwig-Maximilians-Univ.*
- Weber, B., & Köhler, H. (1999). Sm–Nd, Rb–Sr and U–Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, 96(3-4), 245-262.
- Weber, B., & Hecht, L. (2003). Petrology and geochemistry of metaigneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: the Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico. *Precambrian Research*, 124(1), 41-67.
- Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., & Ruiz, J. (2008). Significance of provenance ages from the Chiapas Massif Complex (southeastern Mexico): redefining the Paleozoic basement of the Maya Block and its evolution in a peri-Gondwanan realm. *The Journal of Geology*, 116(6), 619-639.

- Weber, B., Scherer, E. E., Schulze, C., Valencia, V. A., Montecinos, P., Mezger, K., & Ruiz, J. (2010). U–Pb and Lu–Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico—Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm. *Precambrian Research*, 182(1-2), 149-162.
- Weber, B., & Schulze, C. H. (2014). Early Mesoproterozoic (> 1.4 Ga) ages from granulite basement inliers of SE Mexico and their implications on the Oaxaquia concept—Evidence from U–Pb and Lu–Hf isotopes on zircon. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(3), 377-394.
- Weber, B., González-Guzmán, R., Manjarrez-Juárez, R., de León, A. C., Martens, U., Solari, L., Hetch, L., & Valencia, V. (2018). Late Mesoproterozoic to Early Paleozoic history of metamorphic basement from the southeastern Chiapas Massif Complex, Mexico, and implications for the evolution of NW Gondwana. *Lithos*, 300, 177-199.
- Weber, B., Schmitt, A. K., Cisneros de León, A., & González-Guzmán, R. (2019). Coeval Early Ediacaran breakup of Amazonia, Baltica, and Laurentia: Evidence from micro-baddeleyite dating of dykes from the Novillo Canyon, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 46(4), 2003-2011.
- Weber, B., Schmitt, A. K., de León, A. C., González-Guzmán, R., & Gerdes, A. (2020). Neoproterozoic extension and the Central Iapetus Magmatic Province in southern Mexico—New U–Pb ages, Hf–O isotopes and trace element data of zircon from the Chiapas Massif Complex. *Gondwana Research*, 88, 1-20.
- Wegener, A., (1912). Die entstehung der kontinente. *Geologische Rundschau*, 3, 276–292.
- Wetherill, G.W., (1956). Discordant uranium-lead ages, I. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 37, 320–326.
- Whitmeyer, S. J., & Karlstrom, K. E. (2007). Tectonic model for the Proterozoic growth of North America. *Geosphere*, 3(4), 220-259.
- Wiedenbeck, M. A. P. C., Alle, P., Corfu, F. Y., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F. V., Von Quadt, A., Roddic, J.C., & Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards newsletter*, 19(1), 1-23.
- Wilson, J.T., (1966). Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211, 676–681
- Wingate, M. T., Pisarevsky, S. A., & Evans, D. A. (2002). Rodinia connections between Australia and Laurentia: no SWEAT, no AUSWUS?. *Terra Nova*, 14(2), 121-128.
- Worsley, T. R., Nance, R. D., & Moody, J. B. (1982). Plate tectonic episodicity: a deterministic model for periodic “Pangeas”. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union*, 65(45), 1104.
- Worsley, T. R., Nance, D., & Moody, J. B. (1984). Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years. *Marine Geology*, 58(3-4), 373-400.
- Zhao, G., Cawood, P. A., Wilde, S. A., & Sun, M. (2002). Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews*, 59(1-4), 125-162.
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S. A., & Li, S. (2004). A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews*, 67(1-2), 91-123.
- Zhou, Y., Murphy, M. A., & Hamade, A. (2006). Structural development of the Peregrina–Huizachal anticlinorium, Mexico. *Journal of structural geology*, 28(3), 494-507.

Anexo 1. Composición geoquímica de elementos mayores ajustados a base seca de las rocas del Complejo Novillo.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
UNIDAD LOS ÁLAMOS											
Gneis Máfico											
GNL-02	55.21	3.07	15.81	2.57	7.34	0.16	2.96	5.43	3.41	3.00	1.05
GNL-13	53.58	3.04	14.79	2.77	9.25	0.18	3.64	6.47	3.21	2.02	1.06
GNL-18	53.66	3.04	14.36	2.87	8.20	0.15	3.51	5.98	3.08	3.98	1.17
GNL-20	58.86	1.53	15.37	2.41	6.88	0.13	1.72	6.20	4.93	1.22	0.75
Gneis Félsico											
GNL-12	67.25	0.55	15.62	1.54	3.08	0.06	0.41	2.59	3.11	5.63	0.16
GNL-21	65.45	0.58	16.50	2.02	4.05	0.06	0.62	2.84	3.39	4.26	0.24
GNL-28	65.81	0.94	15.73	1.81	3.63	0.07	0.91	2.01	3.19	5.58	0.32
GLP-02	66.09	0.51	17.27	1.25	3.13	0.05	2.32	2.06	5.33	1.81	0.20
GLP-03	68.77	0.39	12.32	2.47	6.16	0.07	3.89	1.91	3.26	0.68	0.08
GLP-04	69.59	0.91	11.64	1.20	2.41	0.04	3.68	1.89	0.19	8.41	0.04
Metagranito											
GNL-17	79.31	0.04	11.56	0.55	1.10	0.03	0.71	1.55	3.71	1.43	0.02
GLP-07	74.44	0.01	13.56	0.13	0.26	0.00	0.03	0.63	2.08	8.87	0.00
GLP-09	77.80	0.18	10.96	0.92	1.84	0.02	0.55	0.24	2.05	5.37	0.06
GLP-10	76.31	0.17	11.37	0.66	1.32	0.03	0.66	2.18	2.58	4.68	0.05
UNIDAD SAN MARCOS											
Anortositas											
GNL-14	51.21	0.86	26.40	1.01	3.35	0.06	1.95	10.05	4.49	0.54	0.09
GNL-15	46.33	4.96	20.08	2.01	10.04	0.17	4.60	8.59	2.57	0.18	0.46
GNL-16	50.30	2.92	22.16	1.93	6.42	0.13	3.09	6.95	4.78	1.20	0.13
GNL-23	52.14	1.52	26.31	0.98	2.80	0.06	1.80	8.64	4.73	1.02	0.00
Metagranitos											
GNL-05	70.92	0.14	15.44	0.57	1.14	0.02	0.49	1.72	4.32	5.04	0.20
GNL-09	72.35	0.37	13.05	1.72	3.43	0.08	1.19	2.29	2.88	2.55	0.09
GNL-10	71.49	0.05	15.76	0.31	0.62	0.02	0.25	1.84	2.75	6.79	0.12
GNL-26	71.52	0.17	13.87	1.57	3.14	0.08	0.70	2.17	3.71	2.98	0.07
Metagabros											
GNL-06	51.02	1.11	15.89	2.51	12.54	0.23	7.26	5.89	2.48	0.84	0.24
GNL-07	61.01	0.49	16.78	2.44	6.97	0.16	2.93	5.00	3.19	0.89	0.16
GNL-08	47.25	5.70	11.74	2.72	13.59	0.29	3.63	7.87	2.14	2.07	3.01
Intrusiones Post-orogénicas											
Ferrodiorita											
GNL-24	52.56	1.80	17.72	2.61	8.71	0.14	4.81	6.54	3.90	0.81	0.40
Migmatita											
GLP-31	76.03	0.07	12.13	0.55	1.10	0.02	0.58	2.02	3.52	3.96	0.01
UNIDAD RISCO PRIETO											
Meta-arcosas											
GLP-18	80.65	0.20	10.49	0.56	1.12	0.02	0.70	0.64	3.27	2.33	0.03
GLP-21	77.00	0.04	11.33	0.54	1.08	0.02	0.13	1.94	3.35	4.54	0.03
GLP-26	75.96	0.24	11.61	1.31	2.63	0.05	1.32	1.89	3.37	1.58	0.04
GLP-27	67.10	0.70	13.69	2.25	5.62	0.15	2.44	4.25	2.97	0.67	0.16
Anfibolitas											
GLP-12	54.89	0.21	13.14	2.79	9.31	0.13	11.72	4.97	2.08	0.74	0.02
GLP-15	50.46	0.60	13.25	1.79	8.92	0.18	13.07	8.90	2.35	0.40	0.09
GLP-24	50.64	2.19	15.66	2.71	13.54	0.23	4.82	5.66	3.74	0.66	0.15
GLP-28	59.19	1.73	15.94	2.38	5.95	0.12	3.19	4.02	3.60	3.30	0.58

Anexo 2. Composición modal de las rocas metaígneas del Complejo Novillo.

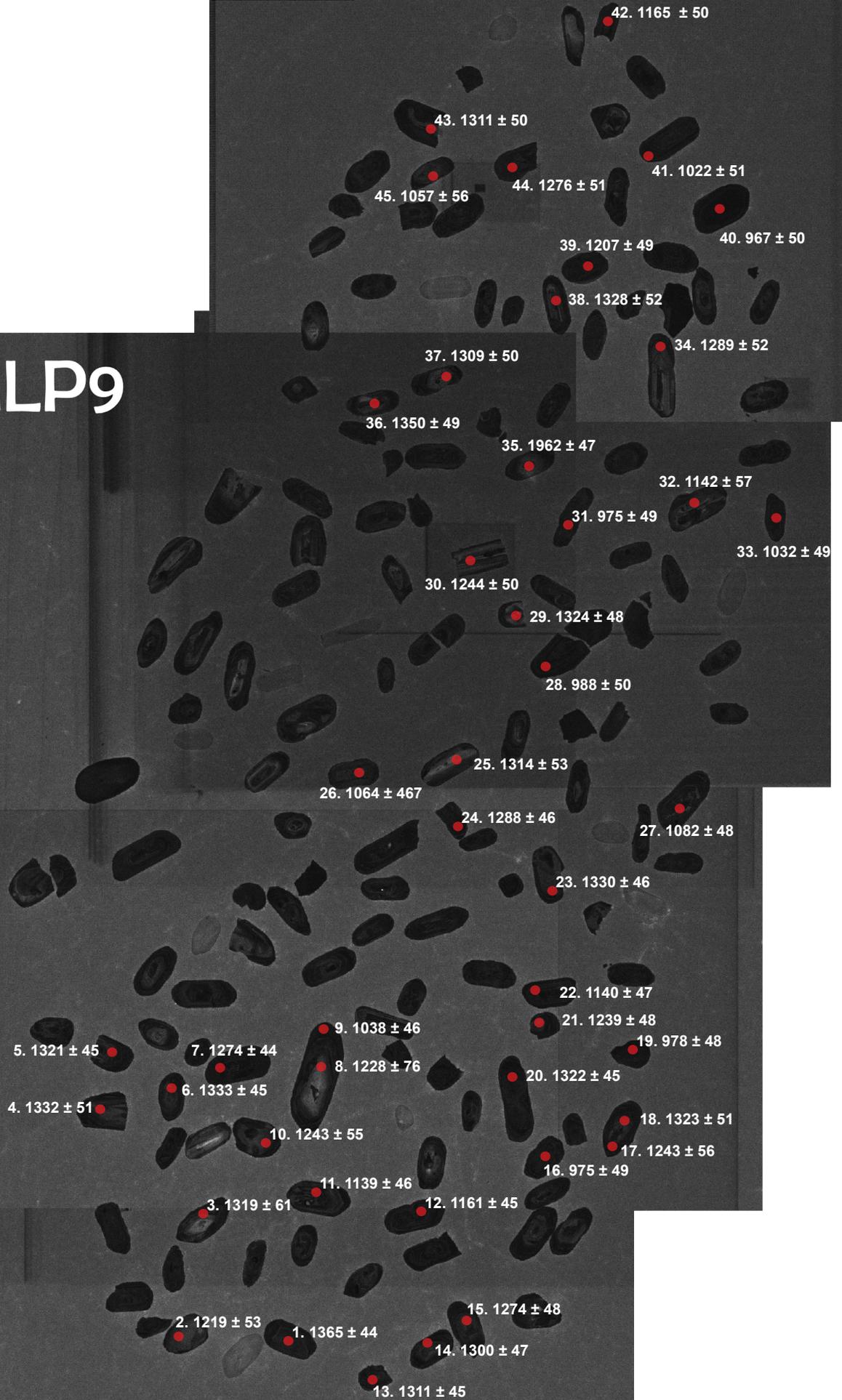
	LOS ÁLAMOS													
	Gneis félsico						Geis máfico				Metagranitos			
	GNL-12	GNL-21	GNL-28	GPL-02	GPL-03	GPL-04	GNL-02	GNL-13	GNL-18	GNL-20	GNL-17	GPL-07	GPL-09	GPL-10
Cuarzo	8.05	7.48	3.97	10.04	20.27	20.89	19.41	19.07	33.59	26.64	47.23	27.22	43.11	38.19
Ortoclasa	17.75	11.93	23.53	7.19	33.27	25.15	32.98	10.7	4.01	49.7	8.43	52.4	31.73	27.67
Albita	28.83	27.12	26.08	41.75	26.33	28.65	27.01	45.07	27.54	1.57	31.42	17.58	17.3	21.81
Anortita	18.96	20	13.58	16.19	11.79	12.52	7.92	8.93	8.93	6.08	7.55	1.48	0.81	5.62
Nefelina	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	0	0	0	0	0.09	1.74	1.54	3.27	2.96	0	1.14	0	1.49	0
Enstatita	0.51	2.19	3.88	3.04	0	0	0	0	0	2.03	0	0.16	0	2.14
Fs	0.4	2.11	3.07	5.17	0	0	0	0	0	0.39	0	0.67	0	1.88
Disproso	0.91	4.3	6.95	8.21	0	0	0	0	0	2.42	0	1.11	0	4.01
Hym	7.14	8.04	6.95	2.87	1.03	1.55	2.25	5.77	9.69	8.23	1.76	0	1.38	0.65
Hyf	6.37	8.88	6.3	5.61	3.57	4.92	3.75	3.97	8.78	1.79	1.55	0	2.36	0.65
Hy	13.51	16.92	13.25	8.49	4.6	6.46	6	9.74	18.47	10.02	3.31	0	3.74	1.3
Fosterita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mt	3.72	4.02	4.16	3.49	2.23	2.93	2.63	1.81	3.58	1.75	0.79	0.19	1.34	0.95
Ilmenita	5.82	5.77	5.77	2.9	1.05	1.1	1.78	0.96	0.73	1.73	0.08	0.02	0.34	0.33
Apatito	2.44	2.46	2.71	1.73	0.37	0.55	0.73	0.45	0.19	0.1	0.05	0	0.14	0.12

Anexo 2. Composición modal de las rocas metaígneas del Complejo Novillo.

	SAN MARCOS											Intrusiones post-orogénicas	
	Anortositas				Bandas claras (gneis)				Bandas oscuras (gneis)			Ferrodiorita	Migmatita
	GNL-14	GNL-15	GNL-16	GNL-23	GNL-05	GNL-09	GNL-10	GNL-26	GNL-06	GNL-07	GNL-08	GNL-24	GPL-31
Cuarzo	0	2.63	0	0	22.03	37.43	25.14	31.07	1.74	19.78	7.47	1.96	35.51
Ortoclasa	3.18	1.09	7.09	6.04	29.78	15.08	40.13	17.59	4.98	5.24	12.23	4.76	23.38
Albita	36.7	21.77	40.05	40.03	36.54	24.33	23.27	31.4	20.94	26.96	18.12	33	29.76
Anortita	49.25	39.6	33.61	42.84	7.19	10.77	8.36	10.31	27.64	23.73	16.31	28.45	5.64
Nefelina	0.68	0	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	0.39	1.14	0.69	1.72	0.25	1.61	0.82	0.77	0.78	1.88	0	0	0
Enstatita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.09	0.63	1.9
Fs	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.46	0.51	1.7
Disproso	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.55	1.13	3.59
Hym	0	11.47	0	1.07	1.22	2.96	0.63	1.75	18.08	7.3	8.53	11.69	0.57
Hyf	0	8.91	0	0.46	1.43	4.42	0.84	4.34	19.54	10.27	13.06	10.87	0.59
Hy	0	20.38	0	1.53	2.64	7.38	1.46	6.09	37.62	17.57	21.59	22.56	1.16
Fosterita	3.4	0	5.38	2.39	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fa	3.1	0	4.34	1.13	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol	6.5	0	9.72	3.52	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mt	1.46	2.91	2.79	1.42	0.83	2.49	0.45	2.28	3.64	3.53	3.94	3.79	0.8
Ilmenita	1.64	9.42	5.55	2.89	0.27	0.71	0.1	0.33	2.11	0.93	10.82	3.41	0.14
Apatito	0.21	1.06	0.31	0	0.47	0.21	0.28	0.16	0.55	0.38	6.98	0.93	0.02

200μm 55X

GLP9



Anexo 4. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP9

						RATIOS						AGES [Ma]						Conc. %	
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		2 σ
1	515	118	343	143600	0.66	2.759	0.085	0.22948	0.00466	0.08721	0.00200	0.66	1345	41	1332	27	1365	44	98
2	245	50	53	248221	0.21	2.280	0.078	0.20448	0.00426	0.08088	0.00218	0.61	1206	41	1199	25	1219	53	98
3	140	31	131	4812	0.93	2.614	0.100	0.22273	0.00482	0.08513	0.00270	0.56	1305	50	1296	28	1319	61	98
4	195	44	39	1972	0.20	2.661	0.089	0.22511	0.00468	0.08574	0.00224	0.62	1318	44	1309	27	1332	51	98
5	527	118	105	581351	0.20	2.622	0.081	0.22317	0.00454	0.08522	0.00196	0.66	1307	40	1299	26	1321	45	98
6	466	106	119	522036	0.25	2.680	0.083	0.22663	0.00462	0.08578	0.00198	0.66	1323	41	1317	27	1333	45	99
7	1231	233	130	1151141	0.11	2.171	0.066	0.18924	0.00384	0.08320	0.00186	0.67	1172	35	1117	23	1274	44	88
8	111	23	39	114186	0.35	2.343	0.105	0.20905	0.00476	0.08127	0.00314	0.51	1225	55	1224	28	1228	76	100
9	1538	208	101	54201	0.07	1.376	0.042	0.13513	0.00274	0.07386	0.00168	0.67	879	27	817	17	1038	46	79
10	325	68	70	3907	0.22	2.374	0.083	0.21024	0.00442	0.08189	0.00230	0.60	1235	43	1230	26	1243	55	99
11	896	163	487	806654	0.54	1.953	0.060	0.18232	0.00370	0.07769	0.00178	0.66	1099	34	1080	22	1139	46	95
12	1377	233	68	33876	0.05	1.834	0.056	0.16933	0.00344	0.07857	0.00178	0.67	1058	32	1008	20	1161	45	87
13	694	156	95	768070	0.14	2.619	0.081	0.22395	0.00456	0.08482	0.00196	0.66	1306	40	1303	27	1311	45	99
14	338	73	70	358789	0.21	2.495	0.079	0.21465	0.00440	0.08431	0.00202	0.65	1271	40	1254	26	1300	47	96
15	949	207	191	1023181	0.20	2.505	0.080	0.21840	0.00450	0.08320	0.00204	0.64	1274	41	1273	26	1274	48	100
16	1738	282	44	7496	0.03	1.605	0.051	0.16255	0.00332	0.07162	0.00172	0.65	972	31	971	20	975	49	100
17	1275	263	139	3512	0.11	2.325	0.083	0.20592	0.00436	0.08190	0.00236	0.59	1220	44	1207	26	1243	56	97
18	267	60	53	1964	0.20	2.654	0.089	0.22559	0.00470	0.08533	0.00224	0.62	1316	44	1311	27	1323	51	99
19	740	120	109	593598	0.15	1.608	0.050	0.16259	0.00332	0.07172	0.00170	0.65	973	30	971	20	978	48	99
20	727	164	90	12294	0.12	2.661	0.083	0.22630	0.00462	0.08529	0.00200	0.66	1318	41	1315	27	1322	45	99
21	525	109	92	38576	0.17	2.349	0.075	0.20844	0.00428	0.08172	0.00200	0.64	1227	39	1221	25	1239	48	99
22	1219	235	63	1156912	0.05	2.063	0.065	0.19245	0.00394	0.07775	0.00184	0.65	1137	36	1135	23	1140	47	99
23	623	141	105	693987	0.17	2.666	0.084	0.22578	0.00462	0.08565	0.00204	0.65	1319	41	1312	27	1330	46	99
24	964	213	121	1048734	0.13	2.549	0.080	0.22064	0.00450	0.08380	0.00198	0.65	1286	40	1285	26	1288	46	100
25	200	45	88	2712	0.44	2.650	0.091	0.22636	0.00474	0.08492	0.00230	0.61	1315	45	1315	28	1314	53	100
26	2849	288	104	21282	0.04	1.042	0.032	0.10099	0.00206	0.07484	0.00174	0.66	725	22	620	13	1064	47	58
27	903	142	227	7596	0.25	1.635	0.052	0.15705	0.00322	0.07550	0.00182	0.65	984	31	940	19	1082	48	87
28	914	150	62	737975	0.07	1.629	0.052	0.16387	0.00336	0.07208	0.00178	0.64	981	31	978	20	988	50	99
29	316	71	344	4819	1.09	2.658	0.086	0.22575	0.00466	0.08538	0.00212	0.64	1317	43	1312	27	1324	48	99
30	310	65	340	17881	1.10	2.360	0.077	0.20895	0.00432	0.08193	0.00208	0.63	1231	40	1223	25	1244	50	98
31	2916	250	101	14388	0.03	0.847	0.027	0.08576	0.00176	0.07163	0.00172	0.65	623	20	530	11	975	49	54
32	314	59	34	3261	0.11	2.015	0.072	0.18780	0.00396	0.07782	0.00224	0.59	1121	40	1109	23	1142	57	97
33	1425	221	41	57987	0.03	1.572	0.050	0.15479	0.00318	0.07366	0.00178	0.65	959	30	928	19	1032	49	90

Anexo 4. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP9

	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	RATIOS						AGES [Ma]				Conc. %			
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ
34	258	56	78	275271	0.30	2.504	0.085	0.21667	0.00452	0.08383	0.00226	0.61	1273	43	1264	26	1289	52	98
35	800	240	540	10843	0.67	4.981	0.169	0.30007	0.00630	0.12040	0.00320	0.62	1816	62	1692	36	1962	47	86
36	338	78	74	384181	0.22	2.753	0.090	0.23068	0.00478	0.08654	0.00220	0.63	1343	44	1338	28	1350	49	99
37	265	60	61	295895	0.23	2.649	0.088	0.22684	0.00472	0.08470	0.00220	0.63	1314	44	1318	27	1309	50	101
38	347	79	258	5293	0.74	2.674	0.091	0.22674	0.00474	0.08553	0.00228	0.62	1321	45	1317	28	1328	52	99
39	1036	195	214	18457	0.21	2.088	0.067	0.18842	0.00388	0.08039	0.00200	0.64	1145	37	1113	23	1207	49	92
40	1777	286	63	1407641	0.04	1.584	0.051	0.16106	0.00332	0.07135	0.00176	0.64	964	31	963	20	967	50	100
41	3963	207	59	26225	0.01	0.529	0.017	0.05233	0.00108	0.07330	0.00184	0.64	431	14	329	7	1022	51	32
42	1098	217	66	14684	0.06	2.146	0.070	0.19774	0.00408	0.07870	0.00200	0.63	1164	38	1163	24	1165	50	100
43	605	137	176	17516	0.29	2.650	0.088	0.22665	0.00470	0.08480	0.00218	0.63	1315	43	1317	27	1311	50	100
44	879	189	131	929460	0.15	2.471	0.083	0.21521	0.00448	0.08327	0.00218	0.62	1264	42	1257	26	1276	51	99
45	288	51	225	252455	0.78	1.833	0.063	0.17823	0.00372	0.07459	0.00206	0.60	1057	37	1057	22	1057	56	100

^aU and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);

²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88)

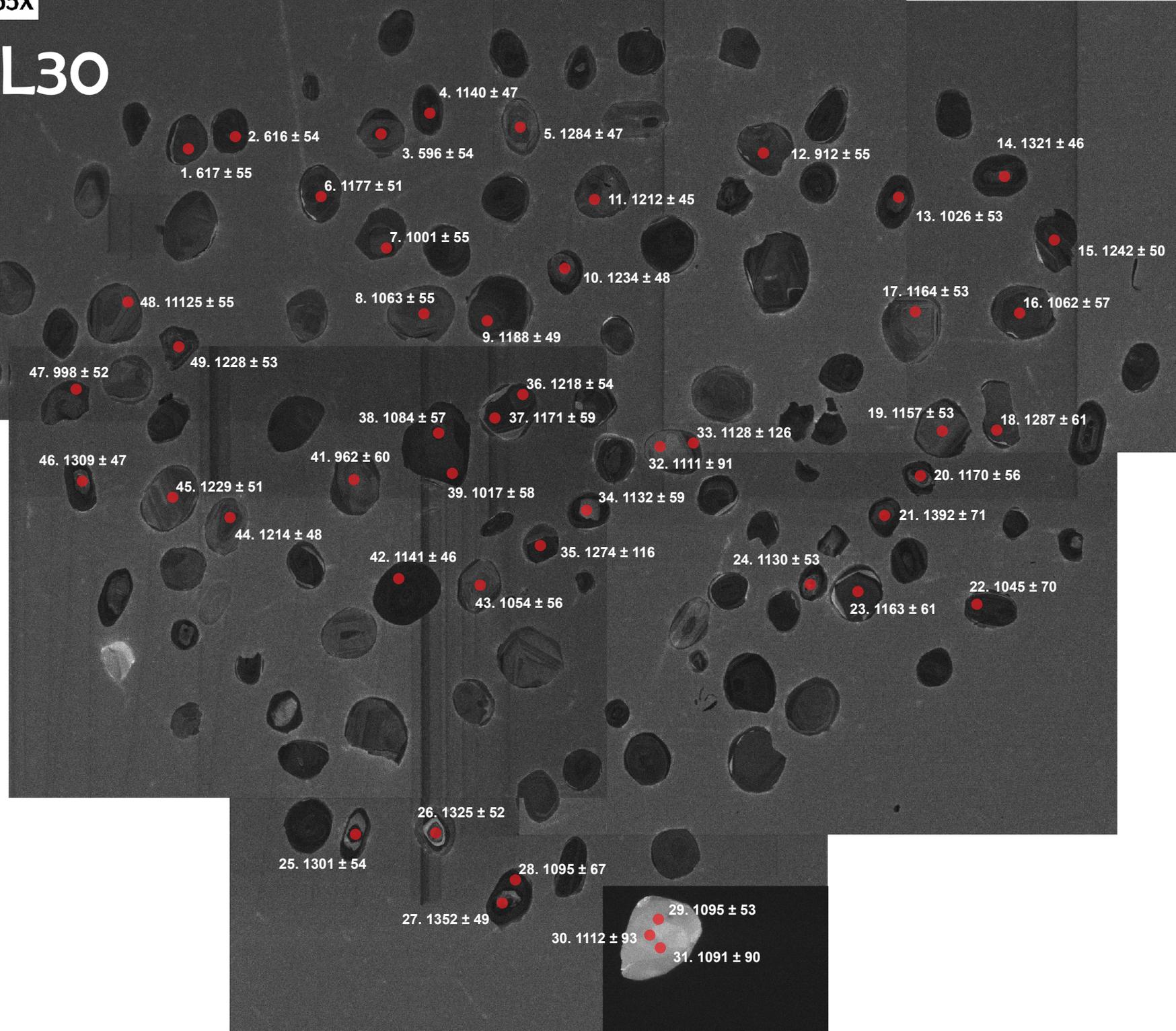
^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

^eCorrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

200μm 65X

GNL30



Anexo 6. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL30

	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	RATIOS						AGES [Ma]							
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
1	506	49	13	6063	0.03	0.812	0.026	0.09757	0.00190	0.06038	0.00154	0.61	604	19	600	12	617	55	97
2	499	49	13	265725	0.03	0.822	0.026	0.09874	0.00192	0.06035	0.00150	0.62	609	19	607	12	616	54	99
3	500	48	13	28446	0.03	0.799	0.025	0.09694	0.00188	0.05978	0.00150	0.61	596	19	596	12	596	54	100
4	537	100	11	33410	0.02	2.002	0.061	0.18686	0.00362	0.07772	0.00182	0.64	1116	34	1104	21	1140	47	97
5	860	186	279	23844	0.33	2.502	0.077	0.21693	0.00424	0.08365	0.00200	0.63	1273	39	1266	25	1284	47	99
6	152	30	147	7739	0.97	2.134	0.070	0.19548	0.00388	0.07919	0.00206	0.61	1160	38	1151	23	1177	51	98
7	285	46	107	5225	0.38	1.609	0.054	0.16087	0.00320	0.07253	0.00198	0.59	974	33	962	19	1001	55	96
8	133	24	98	2374	0.74	1.849	0.063	0.17930	0.00358	0.07479	0.00206	0.59	1063	36	1063	21	1063	55	100
9	225	45	325	2533	1.44	2.175	0.069	0.19801	0.00390	0.07965	0.00198	0.62	1173	37	1165	23	1188	49	98
10	248	52	156	12572	0.63	2.346	0.073	0.20871	0.00410	0.08153	0.00198	0.63	1226	38	1222	24	1234	48	99
11	590	120	39	640254	0.07	2.265	0.068	0.20376	0.00398	0.08062	0.00186	0.65	1201	36	1195	23	1212	45	99
12	208	31	168	166243	0.81	1.441	0.048	0.15053	0.00300	0.06943	0.00186	0.60	906	30	904	18	912	55	99
13	226	38	285	4717	1.26	1.709	0.056	0.16881	0.00336	0.07343	0.00192	0.61	1012	33	1006	20	1026	53	98
14	354	82	227	14464	0.64	2.717	0.084	0.23115	0.00456	0.08526	0.00204	0.64	1333	41	1341	26	1321	46	101
15	193	38	74	5017	0.38	2.211	0.072	0.19587	0.00390	0.08186	0.00210	0.61	1184	38	1153	23	1242	50	93
16	459	80	39	422814	0.08	1.799	0.062	0.17447	0.00354	0.07477	0.00210	0.59	1045	36	1037	21	1062	57	98
17	226	44	307	231399	1.36	2.112	0.071	0.19465	0.00394	0.07869	0.00212	0.60	1153	39	1147	23	1164	53	98
18	137	30	192	4317	1.40	2.515	0.095	0.21784	0.00458	0.08375	0.00262	0.56	1277	48	1270	27	1287	61	99
19	176	34	181	179120	1.03	2.099	0.071	0.19416	0.00394	0.07840	0.00210	0.60	1148	39	1144	23	1157	53	99
20	166	33	155	170506	0.93	2.126	0.074	0.19535	0.00400	0.07893	0.00222	0.59	1157	40	1150	24	1170	56	98
21	389	91	273	1425	0.70	2.869	0.124	0.23531	0.00524	0.08842	0.00328	0.51	1374	59	1362	30	1392	71	98
22	205	36	172	186461	0.84	1.782	0.072	0.17434	0.00372	0.07414	0.00256	0.53	1039	42	1036	22	1045	70	99
23	750	136	76	11657	0.10	1.968	0.073	0.18154	0.00378	0.07862	0.00240	0.56	1105	41	1075	22	1163	61	92
24	266	50	231	260580	0.87	2.006	0.067	0.18808	0.00382	0.07736	0.00206	0.61	1118	37	1111	23	1130	53	98
25	316	69	210	358349	0.66	2.536	0.088	0.21806	0.00448	0.08435	0.00234	0.60	1282	44	1272	26	1301	54	98
26	879	201	654	1044122	0.74	2.689	0.091	0.22833	0.00468	0.08542	0.00230	0.61	1325	45	1326	27	1325	52	100
27	438	101	258	37455	0.59	2.751	0.089	0.23039	0.00466	0.08660	0.00220	0.62	1342	44	1337	27	1352	49	99
28	366	68	42	353632	0.11	1.952	0.077	0.18631	0.00398	0.07599	0.00254	0.54	1099	44	1101	24	1095	67	101
29	513	91	14	471215	0.03	1.858	0.062	0.17733	0.00362	0.07600	0.00200	0.61	1066	36	1052	21	1095	53	96
30	12	2	3	224	0.25	1.843	0.184	0.17435	0.00608	0.07665	0.00716	0.35	1061	106	1036	36	1112	187	93
31	10	2	2	8703	0.19	1.716	0.266	0.16409	0.00812	0.07585	0.01112	0.32	1015	157	979	48	1091	294	90
32	38	7	10	178	0.27	1.956	0.101	0.18518	0.00438	0.07661	0.00350	0.46	1101	57	1095	26	1111	91	99
33	89	17	74	2407	0.84	2.057	0.142	0.19302	0.00530	0.07728	0.00488	0.40	1135	78	1138	31	1128	126	101

Anexo 6. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL30

						RATIOS							AGES [Ma]						
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
34	392	75	131	14631	0.34	2.045	0.074	0.19166	0.00402	0.07740	0.00228	0.58	1131	41	1130	24	1132	59	100
35	91	19	32	358	0.36	2.377	0.156	0.20717	0.00562	0.08320	0.00496	0.41	1236	81	1214	33	1274	116	95
36	575	119	156	82436	0.27	2.314	0.080	0.20757	0.00432	0.08084	0.00224	0.60	1216	42	1216	25	1218	54	100
37	451	89	10	452582	0.02	2.144	0.078	0.19693	0.00416	0.07895	0.00234	0.58	1163	42	1159	24	1171	59	99
38	716	129	128	658266	0.18	1.882	0.066	0.18052	0.00376	0.07560	0.00214	0.59	1075	38	1070	22	1084	57	99
39	601	99	71	17361	0.12	1.659	0.059	0.16460	0.00346	0.07310	0.00210	0.59	993	35	982	21	1017	58	97
40	384	74	281	388336	0.73	2.057	0.064	0.19327	0.00386	0.07721	0.00184	0.64	1135	35	1139	23	1127	47	101
41	114	18	99	92980	0.87	1.527	0.055	0.15565	0.00320	0.07116	0.00210	0.57	941	34	933	19	962	60	97
42	733	140	215	731488	0.29	2.044	0.062	0.19056	0.00378	0.07778	0.00178	0.65	1130	34	1124	22	1141	46	99
43	146	26	152	7026	1.04	1.790	0.062	0.17436	0.00356	0.07446	0.00206	0.59	1042	36	1036	21	1054	56	98
44	287	59	368	308740	1.28	2.285	0.072	0.20539	0.00412	0.08068	0.00196	0.64	1208	38	1204	24	1214	48	99
45	170	36	173	185731	1.02	2.339	0.077	0.20866	0.00422	0.08130	0.00210	0.62	1224	40	1222	25	1229	51	99
46	298	67	124	352244	0.41	2.635	0.083	0.22564	0.00452	0.08470	0.00206	0.64	1310	41	1312	26	1309	47	100
47	294	49	158	257662	0.54	1.675	0.054	0.16779	0.00338	0.07242	0.00184	0.62	999	32	1000	20	998	52	100
48	184	35	243	182056	1.32	2.014	0.069	0.18935	0.00388	0.07713	0.00214	0.59	1120	39	1118	23	1125	55	99
49	298	58	95	12281	0.32	2.178	0.074	0.19433	0.00396	0.08127	0.00220	0.60	1174	40	1145	23	1228	53	93

^aU and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);

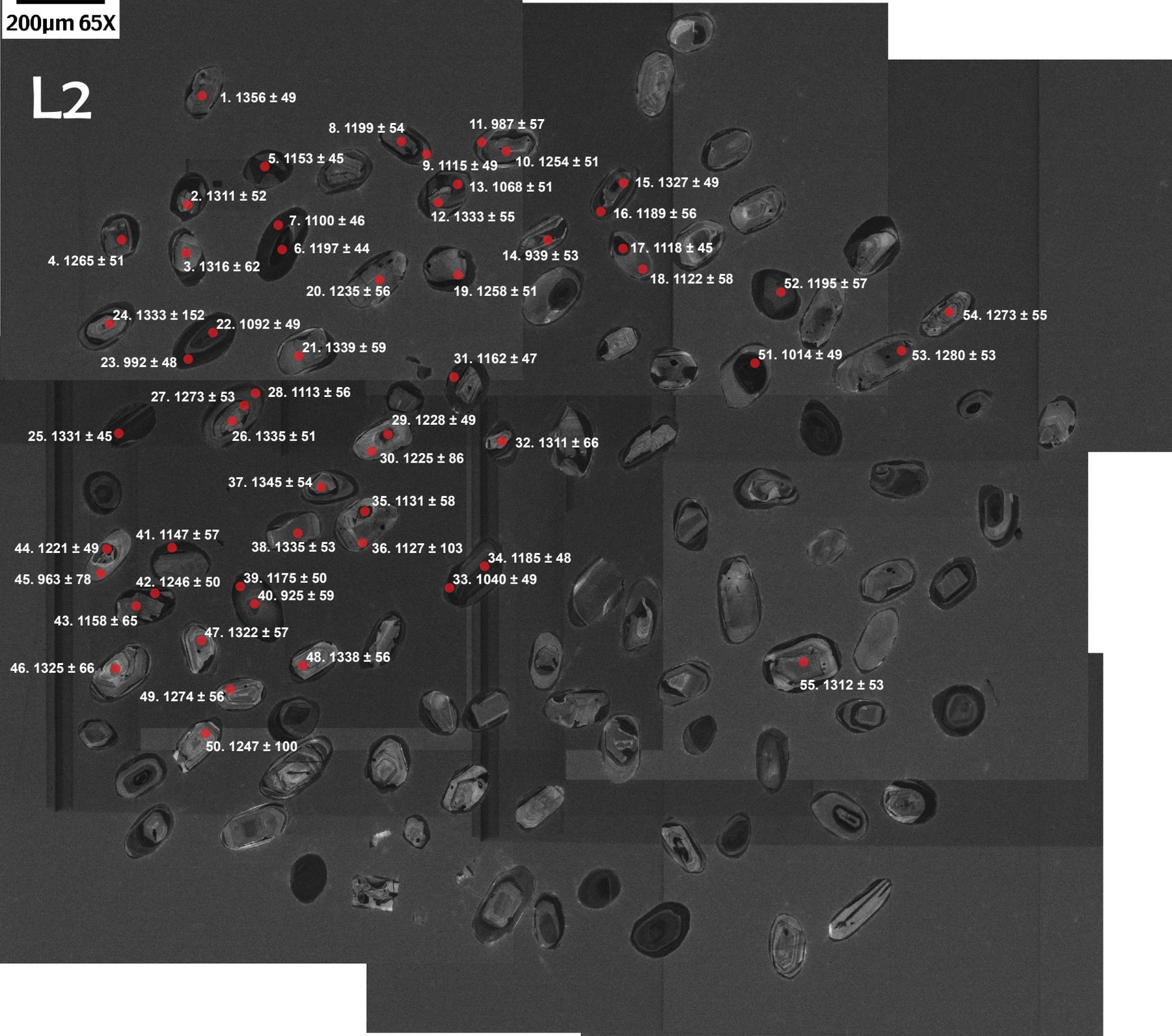
²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} * 1/137.88)$

^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

^eCorrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

L2



Anexo 8. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra L2

						RATIOS							AGES [Ma]					Conc.	
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	ρ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
1	152	35	53	175108	0.35	2.749	0.090	0.22972	0.00468	0.08678	0.00222	0.62	1342	44	1333	27	1356	49	98
2	105	24	34	118708	0.32	2.653	0.090	0.22690	0.00466	0.08481	0.00228	0.61	1316	45	1318	27	1311	52	101
3	141	32	50	160013	0.36	2.663	0.102	0.22716	0.00486	0.08501	0.00272	0.56	1318	51	1320	28	1316	62	100
4	168	35	57	177285	0.34	2.405	0.080	0.21063	0.00430	0.08282	0.00216	0.62	1244	41	1232	25	1265	51	97
5	621	121	171	40189	0.28	2.108	0.064	0.19540	0.00390	0.07825	0.00178	0.66	1151	35	1151	23	1153	45	100
6	766	155	130	128733	0.17	2.226	0.067	0.20180	0.00402	0.08000	0.00180	0.66	1189	36	1185	24	1197	44	99
7	515	96	17	480937	0.03	1.961	0.060	0.18673	0.00374	0.07618	0.00176	0.66	1102	34	1104	22	1100	46	100
8	173	35	51	173782	0.30	2.217	0.076	0.20083	0.00412	0.08008	0.00218	0.60	1187	40	1180	24	1199	54	98
9	439	81	50	405407	0.11	1.957	0.062	0.18485	0.00372	0.07677	0.00188	0.63	1101	35	1093	22	1115	49	98
10	136	29	46	142346	0.33	2.376	0.079	0.20929	0.00428	0.08234	0.00216	0.61	1235	41	1225	25	1254	51	98
11	148	24	77	8161	0.52	1.599	0.056	0.16097	0.00332	0.07204	0.00202	0.59	970	34	962	20	987	57	97
12	135	31	47	153861	0.35	2.691	0.096	0.22763	0.00476	0.08575	0.00246	0.59	1326	47	1322	28	1333	55	99
13	341	60	34	297951	0.10	1.811	0.059	0.17517	0.00356	0.07497	0.00190	0.63	1049	34	1041	21	1068	51	97
14	253	40	26	199671	0.10	1.536	0.051	0.15838	0.00322	0.07035	0.00182	0.62	945	31	948	19	939	53	101
15	244	51	61	253205	0.25	2.451	0.080	0.20792	0.00424	0.08549	0.00218	0.62	1258	41	1218	25	1327	49	92
16	299	58	49	287434	0.16	2.118	0.075	0.19275	0.00400	0.07969	0.00228	0.59	1155	41	1136	24	1189	56	96
17	1473	188	282	2423	0.19	1.351	0.041	0.12742	0.00254	0.07688	0.00174	0.66	868	26	773	15	1118	45	69
18	101	18	119	91106	1.17	1.917	0.069	0.18047	0.00376	0.07704	0.00224	0.58	1087	39	1070	22	1122	58	95
19	143	29	49	123678	0.34	2.334	0.078	0.20508	0.00420	0.08254	0.00216	0.62	1223	41	1203	25	1258	51	96
20	106	22	34	109948	0.32	2.345	0.083	0.20847	0.00434	0.08158	0.00232	0.59	1226	43	1221	25	1235	56	99
21	122	28	35	137590	0.29	2.689	0.100	0.22670	0.00480	0.08604	0.00262	0.57	1326	49	1317	28	1339	59	98
22	407	69	101	345881	0.25	1.785	0.056	0.17065	0.00344	0.07587	0.00184	0.64	1040	33	1016	20	1092	49	93
23	571	95	14	8421	0.03	1.660	0.052	0.16669	0.00336	0.07223	0.00172	0.65	993	31	994	20	992	48	100
24	95	21	31	310	0.32	2.556	0.217	0.21611	0.00700	0.08579	0.00672	0.38	1288	109	1261	41	1333	152	95
25	623	141	376	15972	0.60	2.678	0.082	0.22665	0.00454	0.08569	0.00198	0.66	1322	40	1317	26	1331	45	99
26	121	27	59	134375	0.49	2.644	0.089	0.22333	0.00460	0.08585	0.00228	0.61	1313	44	1299	27	1335	51	97
27	117	26	43	128093	0.37	2.525	0.086	0.22026	0.00454	0.08314	0.00226	0.60	1279	44	1283	26	1273	53	101
28	127	24	90	118653	0.71	1.982	0.069	0.18745	0.00388	0.07669	0.00214	0.60	1109	39	1108	23	1113	56	99
29	240	46	92	19076	0.38	2.151	0.069	0.19191	0.00390	0.08128	0.00204	0.63	1165	38	1132	23	1228	49	92
30	72	15	18	820	0.25	2.348	0.117	0.20982	0.00494	0.08115	0.00356	0.47	1227	61	1228	29	1225	86	100
31	704	140	50	24757	0.07	2.149	0.067	0.19830	0.00400	0.07861	0.00188	0.64	1165	36	1166	24	1162	47	100
32	148	33	35	165923	0.24	2.637	0.106	0.22554	0.00492	0.08480	0.00288	0.54	1311	53	1311	29	1311	66	100
33	586	99	18	490215	0.03	1.719	0.054	0.16856	0.00340	0.07396	0.00178	0.64	1016	32	1004	20	1040	49	97

Anexo 8. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra L2

	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	RATIOS							AGES [Ma]				Conc.		
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
34	406	82	79	406686	0.19	2.214	0.070	0.20194	0.00408	0.07953	0.00194	0.64	1186	38	1186	24	1185	48	100
35	348	59	27	290479	0.08	1.794	0.064	0.16811	0.00350	0.07738	0.00224	0.58	1043	37	1002	21	1131	58	89
36	135	27	44	134548	0.32	2.145	0.123	0.20148	0.00504	0.07723	0.00398	0.44	1164	67	1183	30	1127	103	105
37	110	25	38	3164	0.34	2.667	0.093	0.22412	0.00466	0.08631	0.00240	0.60	1319	46	1304	27	1345	54	97
38	153	35	54	171409	0.35	2.668	0.091	0.22537	0.00466	0.08585	0.00234	0.60	1320	45	1310	27	1335	53	98
39	300	60	83	295733	0.28	2.168	0.070	0.19875	0.00404	0.07911	0.00200	0.63	1171	38	1169	24	1175	50	99
40	157	24	142	1917	0.91	1.497	0.053	0.15537	0.00322	0.06987	0.00202	0.58	929	33	931	19	925	59	101
41	466	91	72	32342	0.16	2.107	0.074	0.19587	0.00408	0.07802	0.00222	0.59	1151	41	1153	24	1147	57	100
42	574	121	14	7403	0.02	2.383	0.078	0.21069	0.00430	0.08202	0.00208	0.63	1237	40	1232	25	1246	50	99
43	171	34	57	166642	0.33	2.126	0.083	0.19654	0.00420	0.07844	0.00256	0.55	1157	45	1157	25	1158	65	100
44	412	77	12	381255	0.03	2.083	0.067	0.18654	0.00380	0.08099	0.00202	0.63	1143	37	1103	22	1221	49	90
45	65	10	45	51038	0.69	1.555	0.069	0.15843	0.00350	0.07118	0.00272	0.50	952	42	948	21	963	78	98
46	131	30	49	146767	0.38	2.674	0.108	0.22702	0.00496	0.08542	0.00292	0.54	1321	54	1319	29	1325	66	100
47	128	29	44	141859	0.34	2.641	0.095	0.22457	0.00472	0.08529	0.00250	0.58	1312	47	1306	27	1322	57	99
48	104	22	37	2258	0.36	2.557	0.092	0.21566	0.00452	0.08598	0.00250	0.58	1288	46	1259	26	1338	56	94
49	111	24	29	9367	0.26	2.480	0.088	0.21618	0.00452	0.08320	0.00240	0.59	1266	45	1262	26	1274	56	99
50	55	12	17	3638	0.31	2.405	0.111	0.21252	0.00486	0.08206	0.00330	0.49	1244	58	1242	28	1247	79	100
51	2048	279	150	14677	0.07	1.371	0.043	0.13619	0.00276	0.07299	0.00178	0.64	876	28	823	17	1014	49	81
52	135	27	140	132574	1.04	2.195	0.078	0.19923	0.00416	0.07992	0.00230	0.59	1180	42	1171	24	1195	57	98
53	339	74	465	365088	1.37	2.507	0.086	0.21786	0.00450	0.08345	0.00228	0.60	1274	44	1271	26	1280	53	99
54	135	28	50	140349	0.37	2.419	0.085	0.21097	0.00440	0.08315	0.00236	0.59	1248	44	1234	26	1273	55	97
55	206	44	77	217058	0.38	2.500	0.085	0.21365	0.00442	0.08486	0.00230	0.61	1272	43	1248	26	1312	53	95

^aU and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);

²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88)

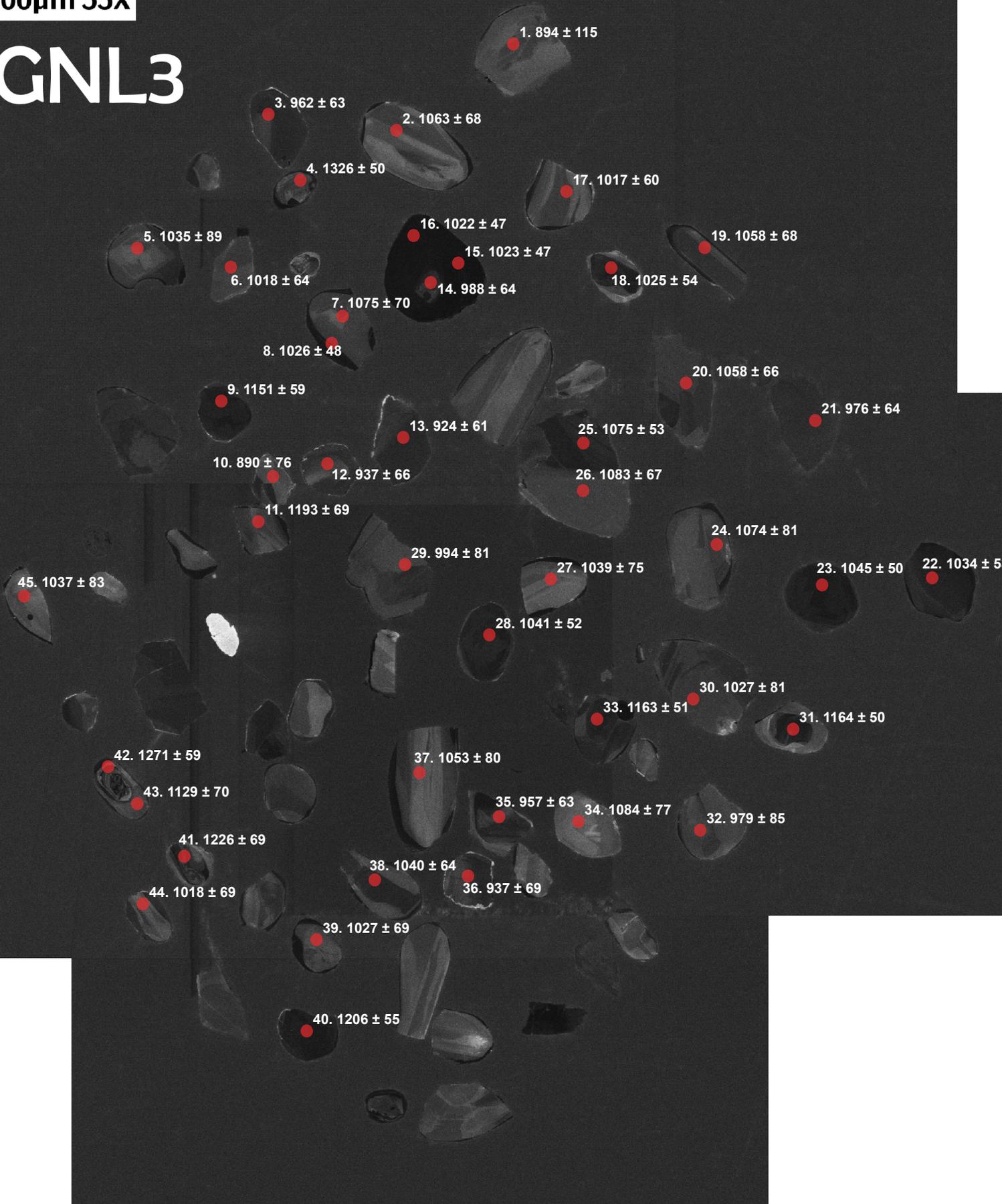
^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

^eCorrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

200μm 55X

GNL3



Anexo 10. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL3

						RATIOS							AGES [Ma]						Conc.
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
1	87	13	70	1486	0.80	1.420	0.087	0.14961	0.00386	0.06883	0.00384	0.42	897	55	899	23	894	115	101
2	73	13	72	60382	0.99	1.791	0.072	0.17369	0.00386	0.07480	0.00252	0.55	1042	42	1032	23	1063	68	97
3	94	15	131	73542	1.39	1.601	0.061	0.16322	0.00356	0.07116	0.00220	0.58	971	37	975	21	962	63	101
4	142	32	53	3333	0.37	2.661	0.089	0.22587	0.00480	0.08546	0.00220	0.64	1318	44	1313	28	1326	50	99
5	59	10	51	49669	0.87	1.783	0.089	0.17537	0.00420	0.07375	0.00324	0.48	1039	52	1042	25	1035	89	101
6	94	16	47	75310	0.50	1.693	0.065	0.16785	0.00368	0.07315	0.00232	0.57	1006	39	1000	22	1018	64	98
7	57	10	43	46358	0.75	1.760	0.073	0.16972	0.00380	0.07523	0.00262	0.54	1031	43	1011	23	1075	70	94
8	437	74	387	354900	0.89	1.721	0.054	0.16992	0.00356	0.07344	0.00174	0.66	1016	32	1012	21	1026	48	99
9	267	53	143	4703	0.54	2.137	0.079	0.19827	0.00432	0.07818	0.00232	0.59	1161	43	1166	25	1151	59	101
10	72	11	45	52389	0.62	1.435	0.062	0.15154	0.00342	0.06870	0.00252	0.52	904	39	910	21	890	76	102
11	91	19	74	89032	0.81	2.258	0.094	0.20518	0.00464	0.07983	0.00280	0.54	1199	50	1203	27	1193	69	101
12	84	13	69	62477	0.83	1.516	0.059	0.15633	0.00344	0.07031	0.00228	0.56	937	37	936	21	937	66	100
13	117	18	352	88164	3.00	1.512	0.056	0.15700	0.00340	0.06985	0.00208	0.59	935	34	940	20	924	61	102
14	126	21	124	99878	0.98	1.648	0.063	0.16581	0.00362	0.07208	0.00228	0.57	989	38	989	22	988	64	100
15	651	111	814	529524	1.25	1.718	0.054	0.16995	0.00354	0.07331	0.00170	0.67	1015	32	1012	21	1023	47	99
16	703	121	857	577351	1.22	1.735	0.054	0.17174	0.00358	0.07328	0.00170	0.67	1022	32	1022	21	1022	47	100
17	111	19	118	14447	1.06	1.703	0.062	0.16894	0.00366	0.07312	0.00216	0.59	1010	37	1006	22	1017	60	99
18	286	49	272	4776	0.95	1.728	0.059	0.17075	0.00364	0.07341	0.00196	0.62	1019	35	1016	22	1025	54	99
19	127	23	121	107754	0.95	1.830	0.074	0.17791	0.00396	0.07461	0.00252	0.55	1056	43	1056	23	1058	68	100
20	104	18	61	84951	0.58	1.757	0.069	0.17074	0.00376	0.07462	0.00244	0.56	1030	41	1016	22	1058	66	96
21	98	16	280	77058	2.85	1.620	0.062	0.16396	0.00358	0.07166	0.00226	0.57	978	38	979	21	976	64	100
22	206	35	246	169429	1.19	1.746	0.059	0.17179	0.00364	0.07371	0.00194	0.63	1026	35	1022	22	1034	53	99
23	379	66	269	317098	0.71	1.788	0.058	0.17492	0.00368	0.07414	0.00182	0.65	1041	34	1039	22	1045	50	99
24	83	15	73	70490	0.88	1.839	0.085	0.17731	0.00412	0.07522	0.00302	0.50	1059	49	1052	24	1074	81	98
25	220	39	120	184512	0.55	1.818	0.062	0.17529	0.00372	0.07523	0.00200	0.62	1052	36	1041	22	1075	53	97
26	81	13	42	63143	0.51	1.687	0.068	0.16194	0.00358	0.07555	0.00254	0.55	1004	40	968	21	1083	67	89
27	51	8	33	40644	0.64	1.691	0.073	0.16591	0.00376	0.07391	0.00274	0.52	1005	44	990	22	1039	75	95
28	327	56	219	269067	0.67	1.755	0.058	0.17201	0.00362	0.07400	0.00190	0.63	1029	34	1023	22	1041	52	98
29	118	19	135	92667	1.14	1.628	0.075	0.16340	0.00376	0.07227	0.00288	0.50	981	45	976	22	994	81	98
30	90	15	72	1637	0.79	1.683	0.078	0.16621	0.00384	0.07346	0.00294	0.50	1002	46	991	23	1027	81	97
31	316	61	332	293682	1.05	2.103	0.069	0.19392	0.00408	0.07867	0.00198	0.64	1150	38	1143	24	1164	50	98
32	58	9	40	42494	0.70	1.511	0.072	0.15276	0.00356	0.07175	0.00298	0.49	935	45	916	21	979	85	94
33	278	55	205	24109	0.74	2.156	0.072	0.19886	0.00420	0.07863	0.00204	0.63	1167	39	1169	25	1163	51	101

Anexo 10. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL3

		RATIOS											AGES [Ma]				Conc.		
U	Pb	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%	
34	46	8	27	39801	0.59	1.862	0.083	0.17865	0.00408	0.07560	0.00290	0.51	1068	48	1060	24	1084	77	98
35	115	19	98	90239	0.85	1.596	0.060	0.16309	0.00354	0.07099	0.00220	0.57	969	37	974	21	957	63	102
36	90	14	156	1530	1.75	1.484	0.060	0.15314	0.00338	0.07030	0.00236	0.55	924	37	919	20	937	69	98
37	46	7	32	3115	0.70	1.614	0.074	0.15730	0.00362	0.07443	0.00296	0.50	976	45	942	22	1053	80	89
38	178	30	201	3922	1.13	1.745	0.068	0.17118	0.00374	0.07394	0.00236	0.56	1025	40	1019	22	1040	64	98
39	74	12	58	58483	0.79	1.673	0.068	0.16513	0.00366	0.07349	0.00250	0.55	998	41	985	22	1027	69	96
40	275	57	179	3525	0.65	2.283	0.080	0.20604	0.00440	0.08035	0.00224	0.61	1207	42	1208	26	1206	55	100
41	162	35	113	165794	0.69	2.386	0.100	0.21317	0.00480	0.08119	0.00286	0.54	1239	52	1246	28	1226	69	102
42	154	33	72	5507	0.47	2.481	0.093	0.21662	0.00470	0.08307	0.00252	0.58	1267	47	1264	27	1271	59	99
43	75	14	47	846	0.62	2.023	0.084	0.18982	0.00424	0.07730	0.00270	0.54	1123	47	1120	25	1129	70	99
44	74	13	60	1357	0.81	1.715	0.070	0.16998	0.00376	0.07316	0.00250	0.54	1014	41	1012	22	1018	69	99
45	87	15	62	1425	0.71	1.748	0.082	0.17168	0.00398	0.07383	0.00302	0.49	1026	48	1021	24	1037	83	99

^aU and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);
²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} * 1/137.88)$

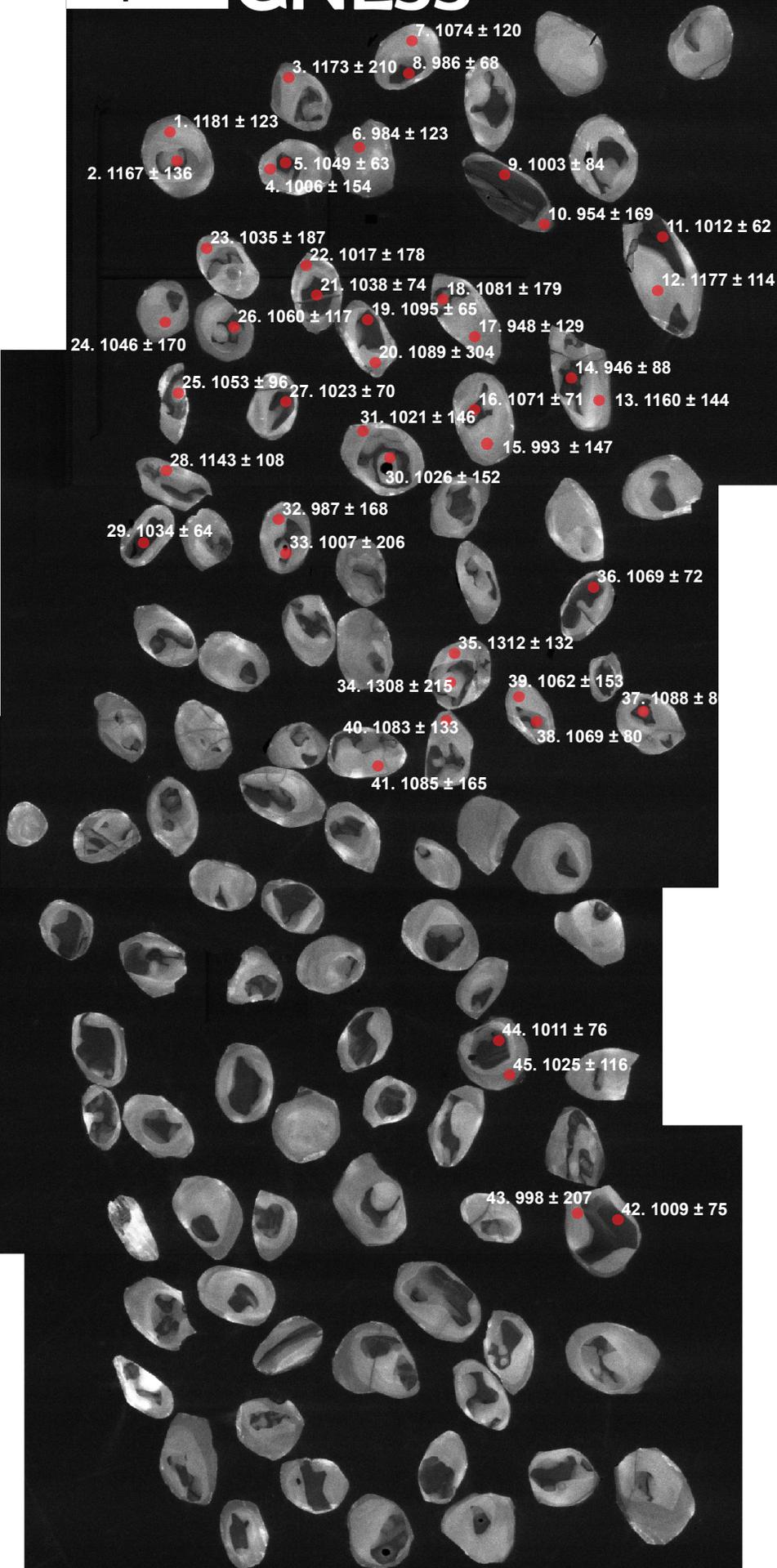
^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

^eCorrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

200μm 50X

GNL33



Anexo 12. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL33

						RATIOS							AGES [Ma]					Conc.	
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
1	10	2	3	10431	0.25	2.177	0.149	0.19894	0.00556	0.07936	0.00494	0.41	1174	80	1170	33	1181	123	99
2	9	2	3	9014	0.31	2.107	0.158	0.19396	0.00572	0.07878	0.00542	0.39	1151	86	1143	34	1167	136	98
3	11	2	3	10630	0.26	2.126	0.241	0.19509	0.00770	0.07905	0.00838	0.35	1157	131	1149	45	1173	210	98
4	7	1	2	6216	0.30	1.695	0.138	0.16910	0.00516	0.07270	0.00550	0.37	1007	82	1007	31	1006	154	100
5	76	13	32	785	0.41	1.801	0.069	0.17583	0.00382	0.07427	0.00232	0.57	1046	40	1044	23	1049	63	100
6	13	2	3	10922	0.23	1.637	0.109	0.16506	0.00444	0.07193	0.00436	0.41	985	65	985	26	984	123	100
7	12	2	3	10737	0.24	1.870	0.123	0.18035	0.00488	0.07520	0.00450	0.41	1071	70	1069	29	1074	120	100
8	71	12	31	60731	0.44	1.666	0.067	0.16781	0.00370	0.07200	0.00242	0.55	996	40	1000	22	986	68	101
9	69	12	34	59115	0.49	1.683	0.080	0.16816	0.00390	0.07260	0.00300	0.49	1002	47	1002	23	1003	84	100
10	12	2	3	277	0.24	1.525	0.135	0.15606	0.00494	0.07088	0.00584	0.36	941	83	935	30	954	169	98
11	91	15	42	79281	0.46	1.701	0.063	0.16912	0.00364	0.07293	0.00222	0.58	1009	38	1007	22	1012	62	100
12	11	2	3	218	0.25	2.183	0.139	0.19989	0.00538	0.07919	0.00458	0.42	1175	75	1175	32	1177	114	100
13	7	1	2	7069	0.31	2.047	0.162	0.18909	0.00576	0.07853	0.00572	0.39	1131	89	1116	34	1160	144	96
14	80	13	33	65842	0.41	1.552	0.076	0.15943	0.00374	0.07061	0.00304	0.48	951	47	954	22	946	88	101
15	9	2	2	7709	0.27	1.645	0.128	0.16510	0.00486	0.07225	0.00522	0.38	988	77	985	29	993	147	99
16	58	10	25	51891	0.43	1.812	0.076	0.17496	0.00390	0.07511	0.00266	0.53	1050	44	1039	23	1071	71	97
17	13	2	3	249	0.24	1.540	0.105	0.15811	0.00428	0.07066	0.00444	0.40	947	65	946	26	948	129	100
18	13	2	3	11416	0.26	1.808	0.172	0.17379	0.00592	0.07545	0.00672	0.36	1048	100	1033	35	1081	179	96
19	69	12	32	5798	0.46	1.760	0.069	0.16799	0.00368	0.07599	0.00248	0.56	1031	41	1001	22	1095	65	91
20	10	2	3	8463	0.27	1.813	0.290	0.17351	0.00894	0.07577	0.01148	0.32	1050	168	1031	53	1089	304	95
21	46	8	22	2113	0.47	1.675	0.072	0.16438	0.00370	0.07389	0.00270	0.52	999	43	981	22	1038	74	94
22	9	2	2	8090	0.26	1.696	0.159	0.16830	0.00562	0.07310	0.00642	0.36	1007	95	1003	33	1017	178	99
23	8	1	2	6554	0.33	1.730	0.171	0.17008	0.00592	0.07377	0.00684	0.35	1020	101	1013	35	1035	187	98
24	8	1	2	7494	0.27	1.802	0.163	0.17625	0.00570	0.07415	0.00626	0.36	1046	95	1046	34	1046	170	100
25	44	8	14	489	0.32	1.766	0.094	0.17208	0.00420	0.07443	0.00354	0.46	1033	55	1024	25	1053	96	97
26	31	5	11	27539	0.37	1.775	0.113	0.17244	0.00458	0.07467	0.00434	0.42	1036	66	1026	27	1060	117	97
27	68	12	31	574	0.45	1.716	0.071	0.16974	0.00376	0.07331	0.00254	0.54	1014	42	1011	22	1023	70	99
28	16	3	5	15329	0.33	2.044	0.123	0.19050	0.00496	0.07783	0.00424	0.43	1130	68	1124	29	1143	108	98
29	86	15	42	3913	0.49	1.748	0.067	0.17201	0.00372	0.07372	0.00232	0.57	1027	39	1023	22	1034	64	99
30	8	1	3	7312	0.31	1.744	0.141	0.17229	0.00516	0.07342	0.00550	0.37	1025	83	1025	31	1026	152	100
31	10	2	3	8112	0.31	1.619	0.126	0.16024	0.00472	0.07327	0.00530	0.38	978	76	958	28	1021	146	94

Anexo 12. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL33

						RATIOS							AGES [Ma]					Conc.	
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
32	10	2	3	487	0.27	1.655	0.146	0.16657	0.00532	0.07204	0.00594	0.36	991	88	993	32	987	168	101
33	6	1	2	5351	0.37	1.692	0.183	0.16871	0.00622	0.07275	0.00738	0.34	1006	109	1005	37	1007	206	100
34	9	2	3	66	0.31	2.079	0.246	0.17806	0.00740	0.08468	0.00938	0.35	1142	135	1056	44	1308	215	81
35	9	2	2	86	0.27	1.914	0.142	0.16360	0.00480	0.08484	0.00576	0.40	1086	80	977	29	1312	132	74
36	59	10	23	53089	0.39	1.804	0.076	0.17443	0.00390	0.07500	0.00270	0.53	1047	44	1036	23	1069	72	97
37	33	5	13	27044	0.39	1.674	0.082	0.16023	0.00376	0.07575	0.00324	0.48	999	49	958	22	1088	86	88
38	42	7	17	37666	0.41	1.809	0.083	0.17490	0.00402	0.07501	0.00298	0.50	1049	48	1039	24	1069	80	97
39	8	1	3	7598	0.31	1.802	0.148	0.17490	0.00538	0.07474	0.00568	0.38	1046	86	1039	32	1062	153	98
40	11	2	3	9511	0.24	1.701	0.123	0.16332	0.00464	0.07554	0.00502	0.39	1009	73	975	28	1083	133	90
41	7	1	2	1477	0.30	1.806	0.160	0.17321	0.00556	0.07561	0.00624	0.36	1048	93	1030	33	1085	165	95
42	52	9	20	44915	0.38	1.693	0.073	0.16858	0.00378	0.07282	0.00268	0.52	1006	43	1004	23	1009	75	100
43	12	2	3	10341	0.23	1.662	0.180	0.16639	0.00614	0.07243	0.00738	0.34	994	108	992	37	998	207	99
44	70	12	33	59884	0.48	1.683	0.074	0.16742	0.00378	0.07289	0.00274	0.51	1002	44	998	23	1011	76	99
45	15	3	4	13218	0.24	1.699	0.107	0.16785	0.00440	0.07341	0.00422	0.41	1008	64	1000	26	1025	116	98

^aU and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);

²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} * 1/137.88)$

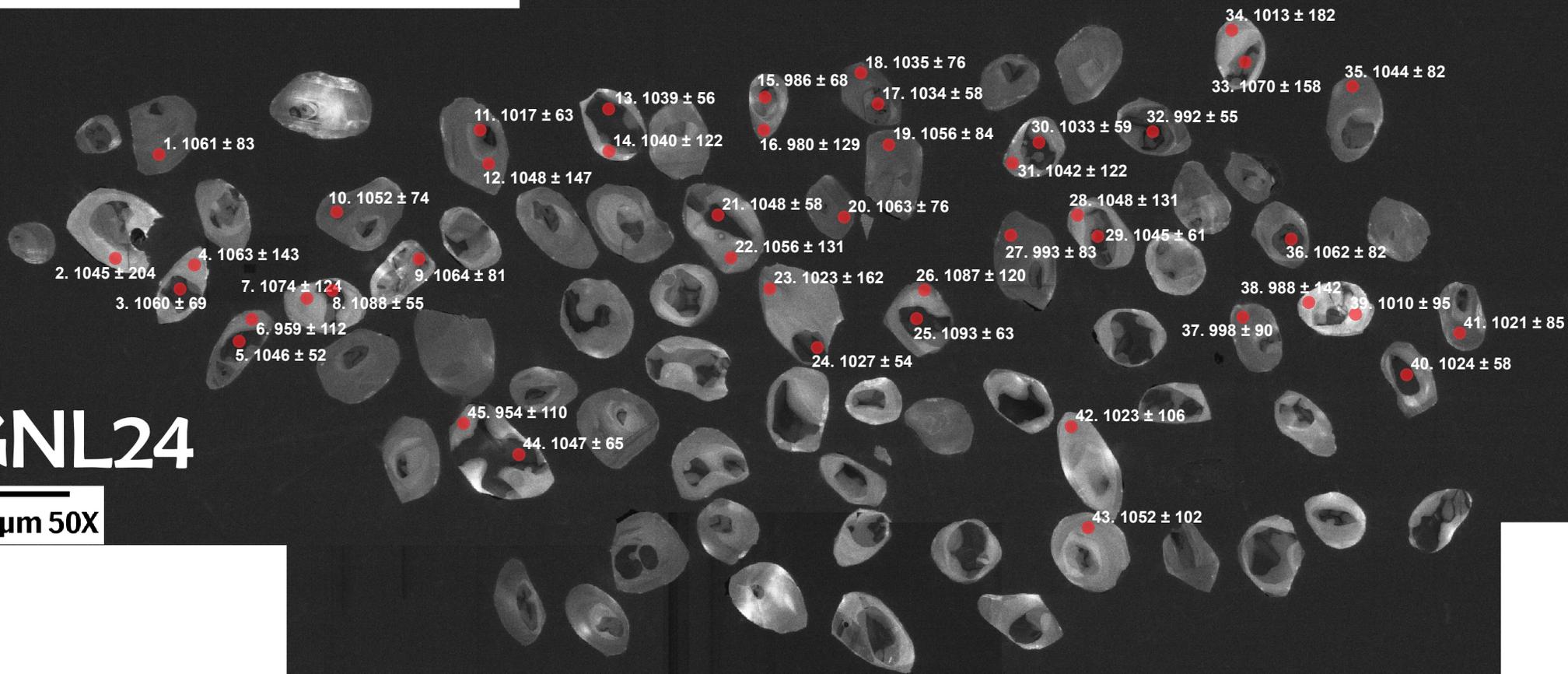
^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

^eCorrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

GNL24

200µm 50X



Anexo 14. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL24.

						RATIOS							AGES [Ma]				Conc.		
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
1	41	7	8	34063	0.20	1.792	0.085	0.17396	0.00406	0.07471	0.00310	0.49	1043	50	1034	24	1061	83	97
2	11	2	3	469	0.25	1.654	0.178	0.16178	0.00596	0.07413	0.00748	0.34	991	106	967	36	1045	204	93
3	150	26	62	127280	0.41	1.815	0.074	0.17628	0.00390	0.07467	0.00256	0.54	1051	43	1047	23	1060	69	99
4	17	3	3	14036	0.17	1.783	0.137	0.17293	0.00510	0.07479	0.00530	0.38	1039	80	1028	30	1063	143	97
5	195	33	93	160245	0.47	1.744	0.058	0.17055	0.00358	0.07415	0.00192	0.63	1025	34	1015	21	1046	52	97
6	21	3	4	15804	0.22	1.560	0.094	0.15918	0.00406	0.07106	0.00388	0.42	954	58	952	24	959	112	99
7	18	3	3	2009	0.16	1.698	0.115	0.16373	0.00448	0.07521	0.00466	0.40	1008	68	977	27	1074	124	91
8	140	24	57	2318	0.41	1.818	0.063	0.17413	0.00370	0.07572	0.00208	0.61	1052	37	1035	22	1088	55	95
9	35	6	8	234	0.24	1.849	0.086	0.17920	0.00414	0.07482	0.00300	0.50	1063	49	1063	25	1064	81	100
10	53	9	13	3369	0.24	1.804	0.077	0.17587	0.00396	0.07440	0.00272	0.52	1047	45	1044	24	1052	74	99
11	108	19	52	1130	0.48	1.798	0.068	0.17835	0.00386	0.07311	0.00226	0.57	1045	39	1058	23	1017	63	104
12	43	8	8	37472	0.19	1.867	0.147	0.18232	0.00546	0.07425	0.00542	0.38	1069	84	1080	32	1048	147	103
13	171	30	80	141852	0.47	1.764	0.062	0.17308	0.00368	0.07390	0.00206	0.61	1032	36	1029	22	1039	56	99
14	18	3	4	15696	0.24	1.803	0.119	0.17686	0.00478	0.07395	0.00446	0.41	1047	69	1050	28	1040	122	101
15	70	11	23	55016	0.34	1.621	0.065	0.16332	0.00360	0.07200	0.00240	0.55	979	39	975	21	986	68	99
16	28	5	5	1081	0.18	1.593	0.110	0.16098	0.00442	0.07178	0.00454	0.40	968	67	962	26	980	129	98
17	117	21	55	99179	0.47	1.800	0.064	0.17709	0.00378	0.07373	0.00212	0.60	1046	37	1051	22	1034	58	102
18	47	8	10	36748	0.21	1.657	0.073	0.16295	0.00370	0.07376	0.00278	0.52	992	44	973	22	1035	76	94
19	43	7	8	662	0.18	1.707	0.082	0.16611	0.00388	0.07454	0.00312	0.49	1011	48	991	23	1056	84	94
20	46	8	9	36387	0.20	1.707	0.076	0.16553	0.00376	0.07480	0.00284	0.51	1011	45	987	22	1063	76	93
21	158	27	73	1722	0.46	1.762	0.063	0.17208	0.00368	0.07425	0.00212	0.60	1031	37	1024	22	1048	58	98
22	24	4	3	19683	0.13	1.764	0.125	0.17160	0.00484	0.07455	0.00486	0.40	1032	73	1021	29	1056	131	97
23	22	4	3	1312	0.15	1.663	0.143	0.16445	0.00516	0.07334	0.00588	0.36	994	86	981	31	1023	162	96
24	197	33	73	160723	0.37	1.720	0.058	0.16978	0.00358	0.07347	0.00196	0.62	1016	35	1011	21	1027	54	98
25	156	29	69	2868	0.45	1.922	0.074	0.18356	0.00400	0.07593	0.00240	0.57	1089	42	1086	24	1093	63	99
26	14	3	3	205	0.20	1.949	0.128	0.18674	0.00506	0.07568	0.00452	0.41	1098	72	1104	30	1087	120	102
27	42	7	7	33423	0.18	1.656	0.078	0.16630	0.00386	0.07224	0.00296	0.49	992	47	992	23	993	83	100
28	16	3	3	12675	0.19	1.682	0.119	0.16425	0.00460	0.07425	0.00482	0.40	1002	71	980	27	1048	131	94
29	115	20	50	96349	0.44	1.789	0.067	0.17502	0.00378	0.07414	0.00226	0.58	1042	39	1040	22	1045	61	99
30	140	24	59	116991	0.42	1.764	0.064	0.17363	0.00372	0.07370	0.00216	0.59	1032	37	1032	22	1033	59	100
31	21	3	3	16503	0.15	1.702	0.112	0.16673	0.00450	0.07403	0.00446	0.41	1009	67	994	27	1042	122	95
32	241	40	107	193332	0.44	1.666	0.057	0.16732	0.00354	0.07220	0.00194	0.62	996	34	997	21	992	55	101
33	45	8	11	38375	0.25	1.837	0.155	0.17743	0.00556	0.07507	0.00590	0.37	1059	90	1053	33	1070	158	98

Anexo 14. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL24.

						RATIOS							AGES [Ma]						Conc.
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
34	13	2	3	10355	0.20	1.685	0.161	0.16751	0.00566	0.07295	0.00654	0.35	1003	96	998	34	1013	182	99
35	41	7	7	31827	0.18	1.671	0.078	0.16351	0.00378	0.07410	0.00300	0.50	997	47	976	23	1044	82	93
36	108	19	47	89138	0.43	1.765	0.084	0.17126	0.00398	0.07476	0.00308	0.49	1033	49	1019	24	1062	83	96
37	36	6	6	28911	0.17	1.670	0.084	0.16727	0.00396	0.07242	0.00320	0.47	997	50	997	24	998	90	100
38	13	2	3	3468	0.20	1.618	0.122	0.16286	0.00470	0.07206	0.00502	0.38	977	74	973	28	988	142	98
39	27	4	6	224	0.23	1.675	0.088	0.16677	0.00402	0.07286	0.00342	0.46	999	53	994	24	1010	95	98
40	166	28	80	136434	0.48	1.733	0.062	0.17133	0.00366	0.07335	0.00210	0.60	1021	36	1019	22	1024	58	100
41	39	6	7	684	0.18	1.605	0.077	0.15887	0.00370	0.07327	0.00308	0.48	972	47	950	22	1021	85	93
42	22	3	3	573	0.15	1.604	0.093	0.15873	0.00400	0.07331	0.00384	0.43	972	56	950	24	1023	106	93
43	21	4	3	17328	0.17	1.772	0.100	0.17276	0.00432	0.07440	0.00378	0.44	1035	59	1027	26	1052	102	98
44	150	26	70	125880	0.47	1.787	0.069	0.17464	0.00380	0.07420	0.00238	0.56	1041	40	1038	23	1047	65	99
45	20	3	3	477	0.15	1.564	0.093	0.16006	0.00406	0.07088	0.00382	0.43	956	57	957	24	954	110	100

^aU and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);
²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88)

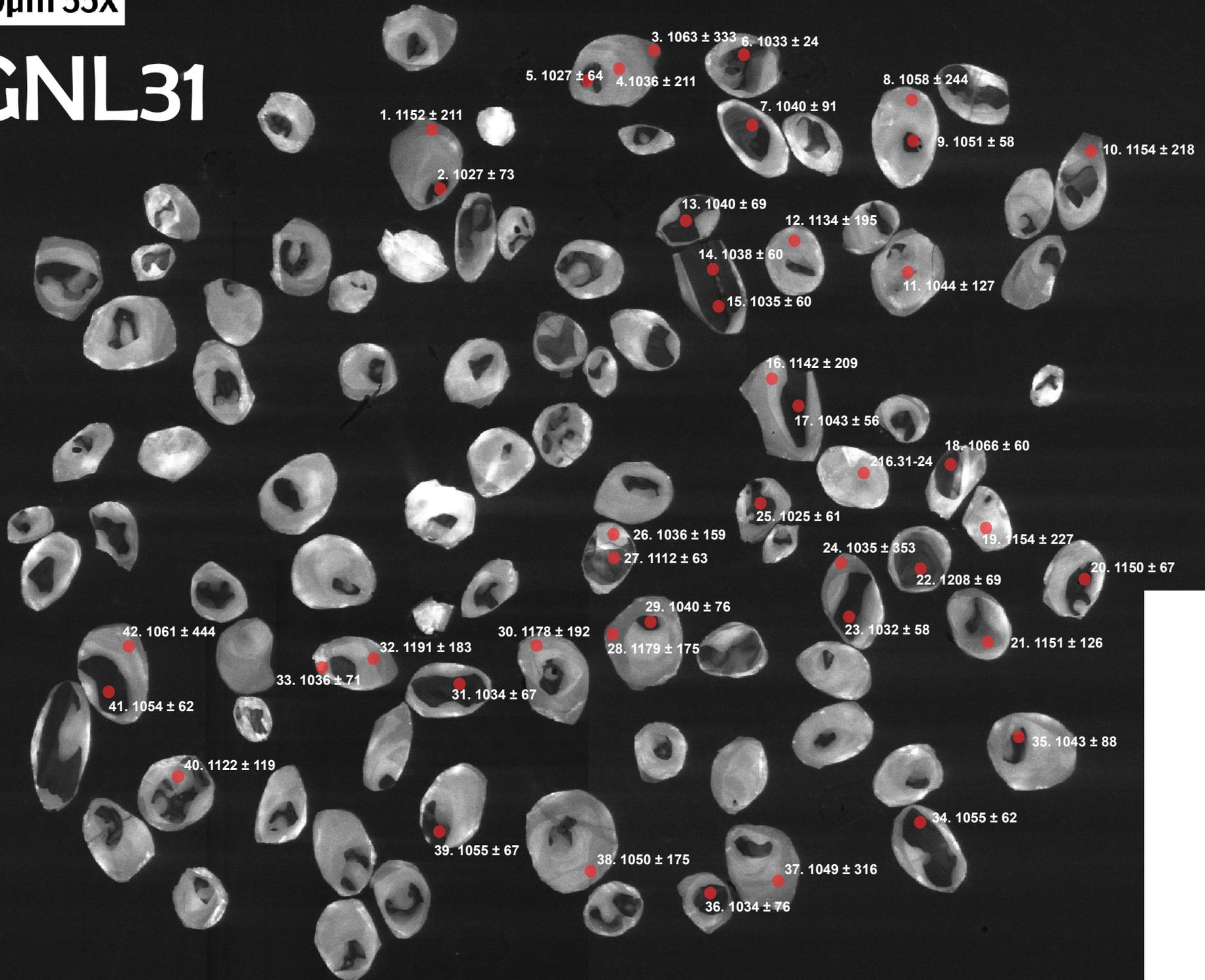
^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

^eCorrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

200μm 55X

GNL31



Anexo 16. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL31.

						RATIOS							AGES [Ma]					Conc.	
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
1	5	1	1	92	0.16	2.105	0.238	0.19520	0.00770	0.07820	0.00830	0.35	1150	130	1149	45	1152	211	100
2	55	9	20	44163	0.37	1.692	0.072	0.16700	0.00382	0.07349	0.00266	0.53	1006	43	996	23	1027	73	97
3	6	1	1	77	0.13	1.698	0.296	0.16468	0.00906	0.07478	0.01238	0.32	1008	176	983	54	1063	333	92
4	4	1	1	3463	0.19	1.809	0.229	0.17778	0.01266	0.07380	0.00770	0.56	1049	132	1055	75	1036	211	102
5	56	9	25	43106	0.44	1.610	0.069	0.15887	0.00362	0.07348	0.00268	0.53	974	42	950	22	1027	74	93
6	80	14	28	699	0.35	1.782	0.070	0.17376	0.00402	0.07440	0.00238	0.59	1039	41	1033	24	1052	64	98
7	31	5	8	879	0.27	1.590	0.082	0.15600	0.00384	0.07393	0.00334	0.48	966	50	935	23	1040	91	90
8	5	1	1	214	0.14	1.834	0.241	0.17827	0.00914	0.07462	0.00904	0.39	1058	139	1058	54	1058	244	100
9	124	22	51	7671	0.41	1.812	0.065	0.17675	0.00386	0.07436	0.00214	0.60	1050	38	1049	23	1051	58	100
10	5	1	1	4851	0.16	2.092	0.251	0.19388	0.00938	0.07827	0.00860	0.40	1146	138	1142	55	1154	218	99
11	13	2	4	15770	0.32	1.800	0.125	0.17623	0.00522	0.07408	0.00466	0.43	1045	73	1046	31	1044	127	100
12	4	1	1	3990	0.16	2.012	0.210	0.18829	0.00696	0.07749	0.00758	0.35	1119	117	1112	41	1134	195	98
13	96	17	37	82346	0.38	1.771	0.072	0.17370	0.00382	0.07393	0.00252	0.54	1035	42	1032	23	1040	69	99
14	116	20	38	3557	0.33	1.746	0.064	0.17138	0.00376	0.07387	0.00218	0.60	1026	38	1020	22	1038	60	98
15	111	19	40	91807	0.36	1.754	0.065	0.17242	0.00380	0.07376	0.00220	0.59	1028	38	1025	23	1035	60	99
16	4	1	1	164	0.16	2.084	0.233	0.19428	0.00746	0.07781	0.00818	0.34	1144	128	1145	44	1142	209	100
17	168	29	50	138512	0.30	1.765	0.062	0.17285	0.00378	0.07407	0.00204	0.62	1033	36	1028	22	1043	56	99
18	110	19	43	92134	0.39	1.811	0.067	0.17531	0.00386	0.07492	0.00222	0.60	1049	39	1041	23	1066	60	98
19	4	1	1	3872	0.16	2.078	0.253	0.19250	0.00806	0.07828	0.00894	0.34	1141	139	1135	48	1154	227	98
20	63	12	21	4115	0.33	2.034	0.084	0.18875	0.00452	0.07814	0.00262	0.58	1127	46	1115	27	1150	67	97
21	17	3	4	135	0.26	1.733	0.120	0.16078	0.00454	0.07817	0.00496	0.41	1021	71	961	27	1151	126	83
22	48	10	19	48031	0.40	2.295	0.095	0.20694	0.00470	0.08043	0.00280	0.55	1211	50	1212	28	1208	69	100
23	162	28	46	129918	0.28	1.775	0.065	0.17484	0.00404	0.07364	0.00210	0.63	1036	38	1039	24	1032	58	101
24	5	1	1	4097	0.15	1.781	0.320	0.17505	0.00726	0.07378	0.01290	0.23	1038	187	1040	43	1035	353	100
25	114	20	47	96098	0.41	1.756	0.065	0.17367	0.00380	0.07333	0.00220	0.59	1029	38	1032	23	1023	61	101
26	9	1	3	7401	0.28	1.627	0.141	0.15987	0.00574	0.07379	0.00580	0.42	981	85	956	34	1036	159	92
27	95	18	33	3404	0.35	1.987	0.079	0.18803	0.00454	0.07663	0.00242	0.61	1111	44	1111	27	1112	63	100
28	5	1	1	4931	0.13	2.172	0.231	0.19874	0.01172	0.07926	0.00700	0.56	1172	124	1169	69	1179	175	99
29	102	18	41	953	0.40	1.809	0.079	0.17749	0.00388	0.07393	0.00280	0.50	1049	46	1053	23	1040	76	101
30	4	1	1	4055	0.18	2.172	0.225	0.19882	0.00730	0.07923	0.00768	0.35	1172	121	1169	43	1178	192	99
31	77	13	25	63791	0.33	1.743	0.070	0.17143	0.00384	0.07374	0.00246	0.56	1025	41	1020	23	1034	67	99
32	5	1	1	2839	0.13	2.079	0.215	0.18903	0.00860	0.07977	0.00740	0.44	1142	118	1116	51	1191	183	94
33	64	11	17	2953	0.27	1.743	0.073	0.17130	0.00386	0.07381	0.00260	0.54	1025	43	1019	23	1036	71	98

Anexo 16. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL31.

						RATIOS							AGES [Ma]					Conc.	
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
34	111	18	43	89611	0.38	1.718	0.065	0.16719	0.00366	0.07451	0.00228	0.58	1015	38	997	22	1055	62	94
35	102	18	41	2094	0.40	1.818	0.089	0.17806	0.00400	0.07404	0.00324	0.46	1052	52	1056	24	1043	88	101
36	52	9	13	42413	0.26	1.706	0.075	0.16780	0.00384	0.07373	0.00278	0.52	1011	45	1000	23	1034	76	97
37	6	1	1	120	0.15	1.811	0.291	0.17678	0.00604	0.07428	0.01166	0.21	1049	169	1049	36	1049	316	100
38	6	1	1	5500	0.15	1.839	0.171	0.17947	0.00604	0.07433	0.00646	0.36	1060	99	1064	36	1050	175	101
39	100	17	38	1185	0.38	1.782	0.071	0.17343	0.00386	0.07451	0.00248	0.56	1039	42	1031	23	1055	67	98
40	13	2	4	142	0.32	2.018	0.132	0.18996	0.00518	0.07704	0.00460	0.42	1122	74	1121	31	1122	119	100
41	119	21	48	101900	0.41	1.809	0.069	0.17624	0.00386	0.07446	0.00230	0.58	1049	40	1046	23	1054	62	99
42	5	1	1	4275	0.13	1.835	0.426	0.17810	0.01280	0.07472	0.01648	0.31	1058	245	1057	76	1061	444	100

^aU and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);

²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} * 1/137.88)$

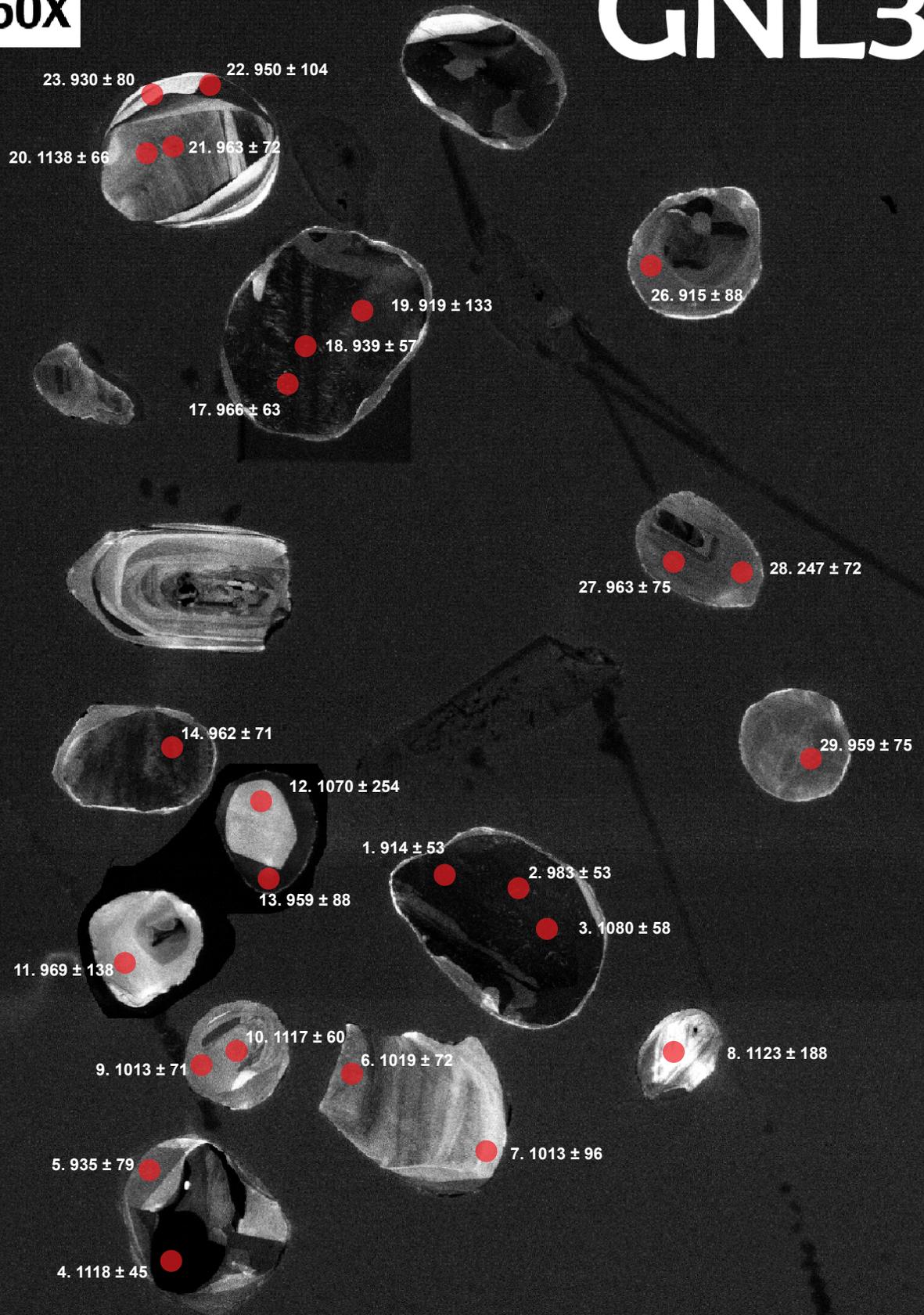
^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

^eCorrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

200μm 60X

GNL32



Anexo 18. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL32.

						RATIOS							AGES [Ma]						Conc.
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
1	255	39	204	1420	0.80	1.461	0.048	0.15237	0.00320	0.06952	0.00178	0.63	914	30	914	19	914	53	100
2	203	34	159	165203	0.78	1.640	0.055	0.16543	0.00348	0.07188	0.00188	0.63	986	33	987	21	983	53	100
3	233	42	197	2033	0.84	1.865	0.067	0.17928	0.00384	0.07544	0.00218	0.60	1069	38	1063	23	1080	58	98
4	1178	222	76	1095395	0.06	2.001	0.061	0.18883	0.00390	0.07686	0.00172	0.68	1116	34	1115	23	1118	45	100
5	60	9	9	14984	0.15	1.515	0.068	0.15644	0.00354	0.07022	0.00272	0.50	936	42	937	21	935	79	100
6	59	9	4	1070	0.06	1.588	0.067	0.15740	0.00350	0.07317	0.00260	0.53	965	40	942	21	1019	72	93
7	27	4	2	20799	0.08	1.568	0.084	0.15583	0.00378	0.07297	0.00346	0.46	958	51	934	23	1013	96	92
8	67	13	33	62825	0.49	2.027	0.204	0.19077	0.00682	0.07707	0.00726	0.35	1125	113	1126	40	1123	188	100
9	61	10	19	48550	0.31	1.635	0.068	0.16246	0.00360	0.07298	0.00256	0.53	984	41	970	22	1013	71	96
10	85	16	41	78701	0.48	1.996	0.074	0.18848	0.00406	0.07682	0.00232	0.58	1114	41	1113	24	1117	60	100
11	15	2	4	332	0.25	1.613	0.118	0.16378	0.00464	0.07142	0.00484	0.39	975	72	978	28	969	138	101
12	4	1	1	3736	0.34	1.889	0.253	0.18249	0.00808	0.07506	0.00948	0.33	1077	144	1081	48	1070	254	101
13	40	6	23	955	0.57	1.526	0.075	0.15573	0.00364	0.07106	0.00306	0.48	941	46	933	22	959	88	97
14	180	28	121	137695	0.67	1.517	0.062	0.15459	0.00340	0.07117	0.00246	0.54	937	38	927	20	962	71	96
15	88	16	60	77201	0.68	1.826	0.081	0.17770	0.00402	0.07451	0.00284	0.51	1055	47	1054	24	1055	77	100
16	90	15	62	791	0.69	1.741	0.067	0.16960	0.00366	0.07445	0.00236	0.56	1024	39	1010	22	1054	64	96
17	215	34	186	167929	0.87	1.552	0.058	0.15786	0.00338	0.07129	0.00220	0.57	951	36	945	20	966	63	98
18	209	33	185	4070	0.88	1.523	0.053	0.15699	0.00330	0.07037	0.00194	0.61	940	33	940	20	939	57	100
19	135	22	64	476	0.47	1.535	0.108	0.15979	0.00436	0.06968	0.00450	0.39	945	66	956	26	919	133	104
20	71	14	6	3581	0.08	2.053	0.081	0.19169	0.00418	0.07767	0.00256	0.55	1133	45	1131	25	1138	66	99
21	79	12	6	60763	0.08	1.525	0.063	0.15541	0.00342	0.07119	0.00250	0.53	941	39	931	20	963	72	97
22	64	10	14	415	0.22	1.506	0.085	0.15431	0.00378	0.07076	0.00358	0.44	933	52	925	23	950	104	97
23	90	14	26	67141	0.29	1.451	0.065	0.15023	0.00338	0.07004	0.00272	0.50	910	41	902	20	930	80	97
24	122	20	63	1829	0.51	2.076	0.107	0.16583	0.00406	0.09079	0.00414	0.47	1141	59	989	24	1442	87	69
25	430	82	394	9918	0.92	2.048	0.071	0.19053	0.00400	0.07797	0.00214	0.61	1132	39	1124	24	1146	55	98

Anexo 18. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GNL32.

	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	RATIOS							AGES [Ma]				Conc.		
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
26	73	11	25	55500	0.34	1.462	0.071	0.15248	0.00352	0.06953	0.00296	0.48	915	44	915	21	915	88	100
27	79	12	23	61460	0.29	1.543	0.066	0.15717	0.00348	0.07119	0.00260	0.52	948	40	941	21	963	75	98
28	80	12	24	15506	0.30	1.519	0.063	0.15595	0.00342	0.07063	0.00250	0.53	938	39	934	20	947	72	99
29	65	10	23	1461	0.36	1.539	0.066	0.15706	0.00348	0.07105	0.00260	0.52	946	40	940	21	959	75	98

^aU and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);

²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88)

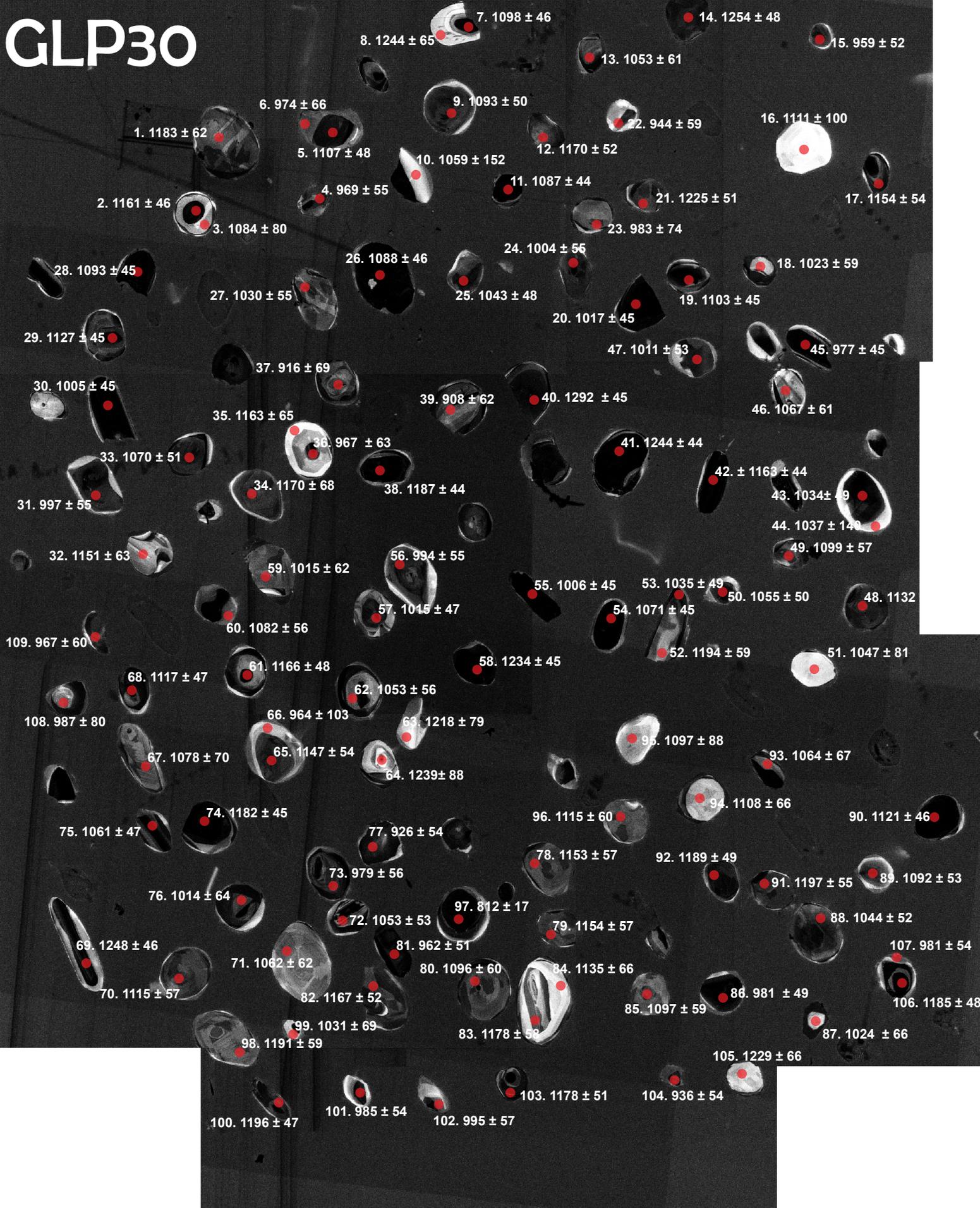
^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

^eCorrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

200μm 50X

GLP30



Anexo 20. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP30.

	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	RATIOS						AGES [Ma]						Conc.	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
1	82	16	21	85742	0.26	2.144	0.082	0.19573	0.00424	0.07944	0.00250	0.57	1163	44	1152	25	1183	62	97
2	346	69	310	367110	0.90	2.151	0.067	0.19861	0.00408	0.07856	0.00182	0.66	1165	36	1168	24	1161	46	101
3	61	11	36	2594	0.59	1.919	0.088	0.18412	0.00422	0.07559	0.00300	0.50	1088	50	1089	25	1084	80	100
4	187	25	39	136018	0.21	1.341	0.046	0.13619	0.00286	0.07139	0.00192	0.62	863	29	823	17	969	55	85
5	268	50	65	268014	0.24	1.972	0.062	0.18707	0.00386	0.07646	0.00182	0.66	1106	35	1105	23	1107	48	100
6	88	14	19	75509	0.22	1.587	0.062	0.16086	0.00350	0.07157	0.00232	0.56	965	38	962	21	974	66	99
7	2559	351	47	19032	0.02	1.439	0.044	0.13712	0.00282	0.07610	0.00174	0.67	905	28	828	17	1098	46	75
8	55	12	2	2468	0.04	2.393	0.095	0.21182	0.00466	0.08193	0.00270	0.56	1240	49	1239	27	1244	65	100
9	216	40	61	70467	0.28	1.922	0.063	0.18363	0.00382	0.07593	0.00190	0.64	1089	35	1087	23	1093	50	99
10	25	4	4	7756	0.17	1.815	0.148	0.17631	0.00536	0.07465	0.00564	0.37	1051	86	1047	32	1059	152	99
11	956	171	63	36525	0.07	1.872	0.056	0.17932	0.00368	0.07571	0.00166	0.68	1071	32	1063	22	1087	44	98
12	132	26	54	46577	0.41	2.165	0.073	0.19904	0.00418	0.07890	0.00206	0.63	1170	39	1170	25	1170	52	100
13	100	18	39	93915	0.39	1.807	0.067	0.17608	0.00378	0.07443	0.00224	0.58	1048	39	1046	22	1053	61	99
14	187	40	81	212407	0.43	2.424	0.078	0.21348	0.00444	0.08235	0.00202	0.65	1250	40	1247	26	1254	48	99
15	224	34	61	8795	0.27	1.497	0.049	0.15284	0.00318	0.07105	0.00182	0.63	929	31	917	19	959	52	96
16	33	6	4	616	0.13	1.974	0.111	0.18690	0.00468	0.07660	0.00384	0.45	1107	62	1105	28	1111	100	99
17	129	25	42	132401	0.32	2.077	0.072	0.19244	0.00408	0.07829	0.00214	0.61	1141	39	1135	24	1154	54	98
18	100	17	7	91920	0.07	1.746	0.063	0.17267	0.00368	0.07333	0.00214	0.59	1026	37	1027	22	1023	59	100
19	756	138	26	59402	0.03	1.918	0.058	0.18229	0.00376	0.07630	0.00170	0.68	1087	33	1079	22	1103	45	98
20	1127	189	64	16236	0.06	1.694	0.051	0.16799	0.00344	0.07312	0.00162	0.68	1006	30	1001	20	1017	45	98
21	130	27	50	2192	0.38	2.342	0.079	0.20939	0.00440	0.08113	0.00212	0.63	1225	41	1226	26	1225	51	100
22	193	30	42	8889	0.22	1.514	0.054	0.15564	0.00330	0.07054	0.00202	0.60	936	33	933	20	944	59	99
23	113	18	43	1649	0.38	1.578	0.067	0.15923	0.00356	0.07188	0.00260	0.53	962	41	952	21	983	74	97
24	300	50	64	267506	0.21	1.681	0.058	0.16782	0.00354	0.07266	0.00196	0.62	1001	34	1000	21	1004	55	100
25	350	61	123	3060	0.35	1.780	0.056	0.17434	0.00362	0.07407	0.00176	0.66	1038	33	1036	22	1043	48	99
26	2315	296	60	1569914	0.03	1.334	0.041	0.12774	0.00264	0.07573	0.00172	0.67	861	26	775	16	1088	46	71
27	170	29	58	155194	0.34	1.741	0.060	0.17156	0.00364	0.07358	0.00200	0.62	1024	35	1021	22	1030	55	99
28	1913	272	50	2813	0.03	1.488	0.046	0.14209	0.00294	0.07594	0.00172	0.67	925	28	856	18	1093	45	78
29	2502	331	68	1755964	0.03	1.408	0.043	0.13230	0.00274	0.07721	0.00174	0.68	892	27	801	17	1127	45	71
30	1824	274	41	24243	0.02	1.507	0.045	0.15037	0.00310	0.07268	0.00160	0.68	933	28	903	19	1005	45	90
31	201	33	51	176281	0.25	1.651	0.057	0.16540	0.00350	0.07239	0.00196	0.62	990	34	987	21	997	55	99
32	61	12	21	1471	0.35	2.070	0.080	0.19207	0.00420	0.07818	0.00248	0.57	1139	44	1133	25	1151	63	98
33	233	40	35	12492	0.15	1.793	0.059	0.17326	0.00364	0.07504	0.00192	0.63	1043	35	1030	22	1070	51	96

Anexo 20. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP30.

	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	RATIOS						AGES [Ma]						Conc.	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
34	141	24	46	1807	0.32	1.819	0.075	0.16720	0.00372	0.07890	0.00272	0.54	1052	43	997	22	1170	68	85
35	54	11	14	1242	0.26	2.113	0.084	0.19487	0.00430	0.07865	0.00258	0.56	1153	46	1148	25	1163	65	99
36	112	18	23	95627	0.21	1.580	0.060	0.16064	0.00348	0.07133	0.00220	0.57	962	36	960	21	967	63	99
37	109	17	20	89087	0.18	1.477	0.059	0.15393	0.00338	0.06959	0.00234	0.55	921	37	923	20	916	69	101
38	1348	270	82	22129	0.06	2.194	0.066	0.19996	0.00412	0.07959	0.00176	0.68	1179	36	1175	24	1187	44	99
39	368	56	38	294900	0.10	1.446	0.054	0.15136	0.00326	0.06930	0.00210	0.58	908	34	909	20	908	62	100
40	525	117	139	619359	0.26	2.578	0.081	0.22261	0.00462	0.08398	0.00196	0.66	1294	40	1296	27	1292	45	100
41	940	200	54	1060715	0.06	2.409	0.074	0.21328	0.00442	0.08193	0.00186	0.67	1245	38	1246	26	1244	44	100
42	889	173	54	7052	0.06	2.113	0.064	0.19492	0.00402	0.07862	0.00176	0.68	1153	35	1148	24	1163	44	99
43	458	79	122	418445	0.27	1.754	0.056	0.17259	0.00360	0.07372	0.00178	0.65	1029	33	1026	21	1034	49	99
44	29	5	6	27166	0.19	1.778	0.134	0.17468	0.00508	0.07383	0.00512	0.39	1038	78	1038	30	1037	140	100
45	1623	261	26	1379433	0.02	1.589	0.048	0.16076	0.00332	0.07167	0.00158	0.68	966	29	961	20	977	45	98
46	85	15	32	79835	0.37	1.841	0.068	0.17815	0.00386	0.07495	0.00226	0.58	1060	39	1057	23	1067	61	99
47	211	36	56	189989	0.27	1.712	0.058	0.17035	0.00360	0.07288	0.00192	0.63	1013	34	1014	21	1011	53	100
48	167	32	59	17103	0.36	2.072	0.071	0.19416	0.00412	0.07740	0.00210	0.62	1140	39	1144	24	1132	54	101
49	146	26	63	2346	0.43	1.878	0.067	0.17887	0.00384	0.07615	0.00216	0.60	1073	38	1061	23	1099	57	97
50	277	49	147	3556	0.53	1.824	0.059	0.17756	0.00372	0.07450	0.00186	0.64	1054	34	1054	22	1055	50	100
51	49	9	10	3672	0.20	1.807	0.084	0.17666	0.00410	0.07420	0.00298	0.50	1048	49	1049	24	1047	81	100
52	80	16	21	2027	0.26	2.230	0.083	0.20244	0.00440	0.07989	0.00240	0.59	1190	44	1188	26	1194	59	100
53	355	62	115	326528	0.32	1.770	0.057	0.17402	0.00364	0.07378	0.00178	0.66	1035	33	1034	22	1035	49	100
54	1082	192	67	90849	0.06	1.840	0.056	0.17771	0.00368	0.07510	0.00170	0.67	1060	33	1054	22	1071	45	98
55	1513	256	19	1352838	0.01	1.698	0.052	0.16937	0.00350	0.07271	0.00162	0.68	1008	31	1009	21	1006	45	100
56	162	27	43	140369	0.27	1.637	0.056	0.16425	0.00350	0.07229	0.00196	0.62	985	34	980	21	994	55	99
57	640	102	31	5598	0.05	1.603	0.050	0.15914	0.00332	0.07304	0.00170	0.67	971	30	952	20	1015	47	94
58	818	173	30	19725	0.04	2.382	0.073	0.21196	0.00440	0.08152	0.00186	0.67	1237	38	1239	26	1234	45	100
59	89	15	46	9168	0.52	1.708	0.064	0.16963	0.00368	0.07304	0.00224	0.58	1012	38	1010	22	1015	62	100
60	127	23	41	120808	0.32	1.884	0.067	0.18089	0.00388	0.07552	0.00212	0.61	1075	38	1072	23	1082	56	99
61	344	67	61	59731	0.18	2.127	0.068	0.19589	0.00412	0.07875	0.00192	0.65	1158	37	1153	24	1166	48	99
62	129	23	26	2845	0.20	1.807	0.064	0.17606	0.00376	0.07443	0.00208	0.61	1048	37	1045	22	1053	56	99
63	30	6	8	32169	0.26	2.291	0.106	0.20551	0.00482	0.08085	0.00324	0.51	1209	56	1205	28	1218	79	99
64	27	6	3	1869	0.10	2.320	0.119	0.20585	0.00502	0.08173	0.00368	0.48	1218	62	1207	29	1239	88	97
65	283	55	127	11510	0.45	2.100	0.073	0.19526	0.00416	0.07800	0.00212	0.62	1149	40	1150	24	1147	54	100
66	50	8	13	636	0.25	1.591	0.090	0.16196	0.00404	0.07124	0.00360	0.44	967	54	968	24	964	103	100

Anexo 20. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP30.

						RATIOS							AGES [Ma]					Conc. %	
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		2 σ
67	114	21	40	108490	0.35	1.878	0.078	0.18074	0.00406	0.07537	0.00264	0.54	1073	45	1071	24	1078	70	99
68	537	102	47	536648	0.09	2.013	0.063	0.19003	0.00396	0.07683	0.00180	0.66	1120	35	1122	23	1117	47	100
69	433	92	182	486225	0.42	2.418	0.076	0.21359	0.00446	0.08211	0.00194	0.66	1248	39	1248	26	1248	46	100
70	118	22	31	4839	0.26	1.974	0.070	0.18651	0.00402	0.07678	0.00218	0.60	1107	39	1102	24	1115	57	99
71	101	18	43	94726	0.43	1.841	0.070	0.17863	0.00390	0.07475	0.00232	0.58	1060	40	1059	23	1062	62	100
72	200	35	32	182831	0.16	1.781	0.060	0.17348	0.00368	0.07444	0.00196	0.63	1038	35	1031	22	1053	53	98
73	173	28	56	4329	0.32	1.574	0.055	0.15907	0.00340	0.07175	0.00196	0.62	960	33	952	20	979	56	97
74	1262	252	46	21706	0.04	2.186	0.068	0.19965	0.00416	0.07940	0.00182	0.67	1176	36	1173	24	1182	45	99
75	858	153	41	805749	0.05	1.841	0.058	0.17868	0.00374	0.07473	0.00174	0.67	1060	33	1060	22	1061	47	100
76	100	17	46	89084	0.46	1.705	0.065	0.16943	0.00372	0.07300	0.00230	0.57	1011	39	1009	22	1014	64	100
77	247	38	75	2230	0.30	1.476	0.050	0.15304	0.00324	0.06993	0.00184	0.63	920	31	918	19	926	54	99
78	103	20	43	104134	0.41	2.070	0.075	0.19192	0.00414	0.07824	0.00226	0.60	1139	41	1132	24	1153	57	98
79	104	20	38	105116	0.36	2.079	0.075	0.19256	0.00416	0.07829	0.00226	0.60	1142	41	1135	25	1154	57	98
80	140	24	68	5331	0.49	1.820	0.067	0.17364	0.00376	0.07602	0.00226	0.59	1053	39	1032	22	1096	60	94
81	363	58	111	4440	0.31	1.578	0.052	0.16089	0.00340	0.07115	0.00178	0.65	962	31	962	20	962	51	100
82	190	38	66	196860	0.35	2.142	0.072	0.19714	0.00420	0.07880	0.00206	0.63	1162	39	1160	25	1167	52	99
83	95	19	32	98339	0.34	2.167	0.079	0.19835	0.00430	0.07924	0.00232	0.60	1171	43	1166	25	1178	58	99
84	58	11	8	2581	0.14	2.044	0.082	0.19119	0.00426	0.07752	0.00258	0.56	1130	45	1128	25	1135	66	99
85	108	20	18	103606	0.16	1.917	0.071	0.18283	0.00398	0.07606	0.00226	0.59	1087	40	1082	24	1097	59	99
86	615	100	156	525547	0.25	1.616	0.051	0.16315	0.00342	0.07184	0.00172	0.66	976	31	974	20	981	49	99
87	110	19	22	1684	0.20	1.720	0.068	0.16997	0.00376	0.07338	0.00240	0.56	1016	40	1012	22	1024	66	99
88	315	55	69	285604	0.22	1.769	0.059	0.17321	0.00368	0.07408	0.00192	0.63	1034	35	1030	22	1044	52	99
89	213	39	74	204626	0.35	1.918	0.065	0.18329	0.00390	0.07588	0.00200	0.63	1087	37	1085	23	1092	53	99
90	2910	481	66	17901	0.02	1.755	0.055	0.16534	0.00346	0.07700	0.00178	0.67	1029	32	986	21	1121	46	88
91	122	25	62	128312	0.51	2.213	0.078	0.20059	0.00432	0.08001	0.00224	0.61	1185	42	1178	25	1197	55	98
92	317	63	69	66359	0.22	2.196	0.072	0.19989	0.00422	0.07968	0.00198	0.65	1180	38	1175	25	1189	49	99
93	83	12	24	923	0.29	1.495	0.060	0.14487	0.00320	0.07485	0.00248	0.55	928	37	872	19	1064	67	82
94	66	12	4	64198	0.07	1.950	0.078	0.18489	0.00412	0.07648	0.00254	0.56	1098	44	1094	24	1108	66	99
95	54	10	15	755	0.27	1.931	0.097	0.18406	0.00444	0.07608	0.00336	0.48	1092	55	1089	26	1097	88	99
96	105	20	26	102394	0.24	1.977	0.073	0.18672	0.00408	0.07678	0.00230	0.59	1108	41	1104	24	1115	60	99
97	2307	310	48	27607	0.02	1.415	0.045	0.13416	0.00282	0.07647	0.00180	0.67	895	28	812	17	1107	47	73

Anexo 20. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP30.

	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	RATIOS						AGES [Ma]						Conc.	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
98	86	17	26	89464	0.31	2.196	0.082	0.19973	0.00436	0.07974	0.00240	0.59	1180	44	1174	26	1191	59	99
99	70	11	22	2095	0.32	1.638	0.067	0.16139	0.00360	0.07363	0.00250	0.55	985	40	964	22	1031	69	94
100	699	142	229	739925	0.33	2.234	0.071	0.20264	0.00428	0.07994	0.00192	0.66	1192	38	1189	25	1196	47	99
101	290	47	61	247495	0.21	1.622	0.055	0.16347	0.00348	0.07197	0.00190	0.63	979	33	976	21	985	54	99
102	180	30	48	155079	0.27	1.644	0.058	0.16487	0.00354	0.07231	0.00202	0.61	987	35	984	21	995	57	99
103	253	49	15	15808	0.06	2.115	0.071	0.19359	0.00412	0.07925	0.00206	0.63	1154	39	1141	24	1178	51	97
104	317	49	76	254651	0.24	1.489	0.050	0.15374	0.00328	0.07025	0.00184	0.63	926	31	922	20	936	54	99
105	52	11	3	2053	0.06	2.336	0.094	0.20831	0.00468	0.08133	0.00272	0.56	1223	49	1220	27	1229	66	99
106	943	188	44	979908	0.05	2.182	0.070	0.19905	0.00420	0.07950	0.00192	0.66	1175	38	1170	25	1185	48	99
107	286	48	70	249172	0.24	1.653	0.056	0.16690	0.00356	0.07182	0.00190	0.63	991	34	995	21	981	54	101
108	61	10	12	1629	0.19	1.621	0.074	0.16317	0.00378	0.07204	0.00284	0.51	978	45	974	23	987	80	99
109	141	23	52	120371	0.37	1.614	0.059	0.16406	0.00356	0.07134	0.00210	0.59	976	36	979	21	967	60	101

^aU and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);
²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88)

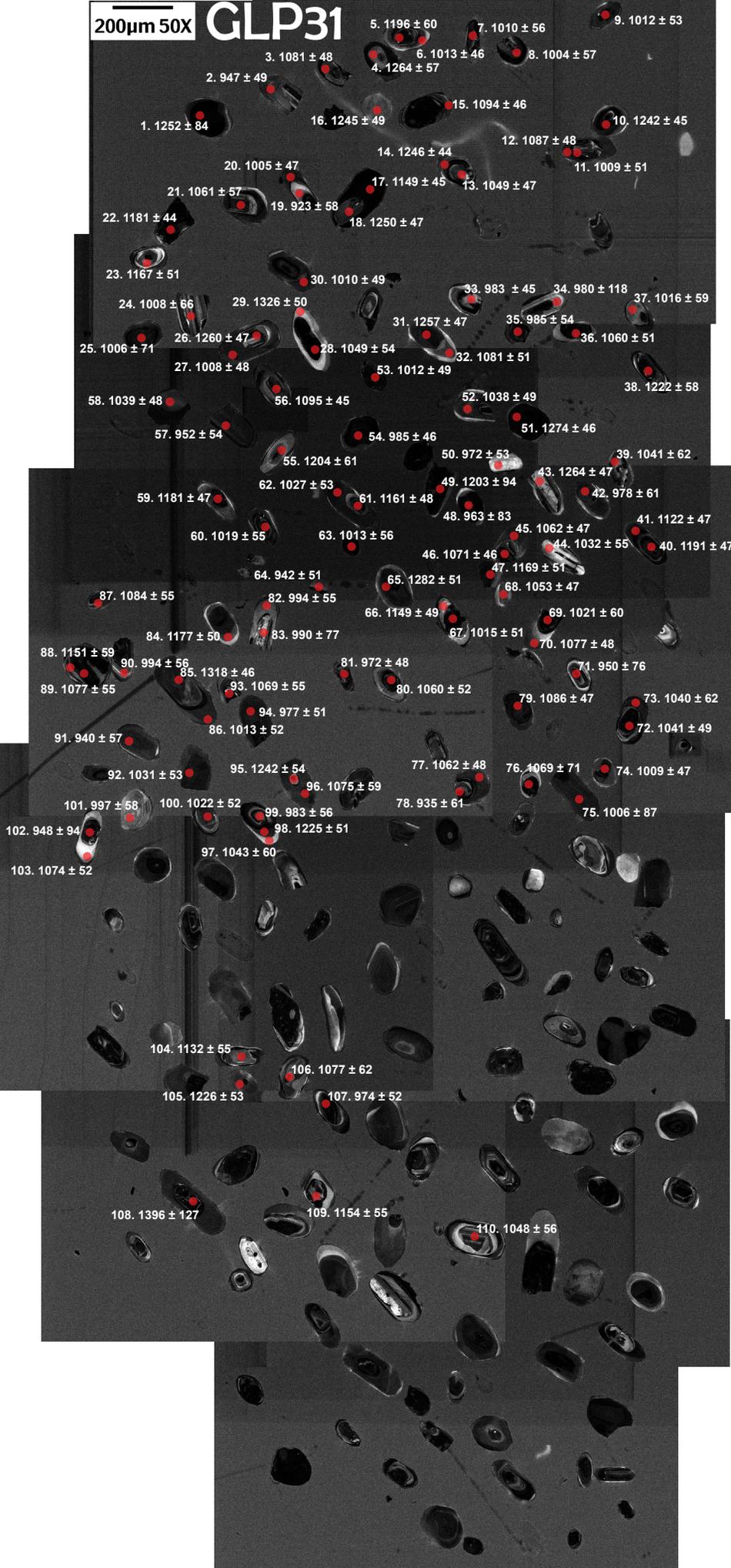
^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

^eCorrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

200µm 50X

GLP31



Anexo 22. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP32.

						RATIOS							AGES [Ma]				Conc.		
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
1	125	27	20	139765	0.16	2.426	0.119	0.21380	0.00514	0.08229	0.00352	0.49	1250	61	1249	30	1252	84	100
2	1163	159	194	18937	0.17	1.328	0.042	0.13630	0.00284	0.07064	0.00168	0.66	858	27	824	17	947	49	87
3	900	157	101	820446	0.11	1.820	0.058	0.17488	0.00366	0.07547	0.00182	0.66	1053	34	1039	22	1081	48	96
4	160	34	50	179675	0.31	2.453	0.089	0.21493	0.00464	0.08277	0.00240	0.60	1258	45	1255	27	1264	57	99
5	236	47	88	24410	0.37	2.187	0.082	0.19846	0.00432	0.07994	0.00244	0.58	1177	44	1167	25	1196	60	98
6	716	122	235	52546	0.33	1.716	0.053	0.17058	0.00358	0.07297	0.00164	0.68	1015	31	1015	21	1013	46	100
7	155	26	131	3207	0.84	1.675	0.058	0.16674	0.00358	0.07284	0.00200	0.62	999	35	994	21	1010	56	98
8	203	34	22	43948	0.11	1.677	0.059	0.16745	0.00362	0.07264	0.00204	0.61	1000	35	998	22	1004	57	99
9	176	29	71	5314	0.40	1.644	0.056	0.16346	0.00350	0.07293	0.00192	0.63	987	33	976	21	1012	53	96
10	535	112	199	577029	0.37	2.356	0.073	0.20877	0.00438	0.08184	0.00186	0.68	1229	38	1222	26	1242	45	98
11	215	37	66	188604	0.31	1.708	0.056	0.17007	0.00362	0.07282	0.00184	0.64	1011	33	1012	22	1009	51	100
12	338	61	100	316830	0.30	1.894	0.060	0.18153	0.00384	0.07569	0.00180	0.66	1079	34	1075	23	1087	48	99
13	594	85	73	441159	0.12	1.474	0.046	0.14390	0.00302	0.07429	0.00172	0.67	920	29	867	18	1049	47	83
14	525	110	160	15770	0.30	2.360	0.073	0.20863	0.00438	0.08204	0.00186	0.68	1231	38	1222	26	1246	44	98
15	412	77	121	11927	0.29	1.947	0.061	0.18590	0.00392	0.07595	0.00176	0.67	1097	34	1099	23	1094	46	100
16	252	52	92	24546	0.37	2.345	0.077	0.20748	0.00442	0.08196	0.00204	0.65	1226	40	1215	26	1245	49	98
17	638	122	40	8596	0.06	2.065	0.064	0.19187	0.00404	0.07807	0.00178	0.68	1137	35	1131	24	1149	45	99
18	294	62	104	40816	0.36	2.393	0.077	0.21114	0.00448	0.08219	0.00198	0.66	1240	40	1235	26	1250	47	99
19	204	31	73	161872	0.36	1.476	0.052	0.15334	0.00330	0.06982	0.00196	0.61	921	33	920	20	923	58	100
20	527	89	88	457094	0.17	1.683	0.053	0.16796	0.00354	0.07267	0.00170	0.67	1002	32	1001	21	1005	47	100
21	115	21	96	107234	0.84	1.868	0.066	0.18134	0.00392	0.07473	0.00210	0.61	1070	38	1074	23	1061	57	101
22	664	133	187	9685	0.28	2.194	0.067	0.20057	0.00420	0.07935	0.00178	0.68	1179	36	1178	25	1181	44	100
23	174	32	149	2181	0.86	1.978	0.066	0.18206	0.00388	0.07881	0.00202	0.64	1108	37	1078	23	1167	51	92
24	77	13	33	65094	0.43	1.634	0.064	0.16288	0.00362	0.07277	0.00236	0.57	984	39	973	22	1008	66	97
25	452	75	71	387323	0.16	1.664	0.070	0.16602	0.00374	0.07270	0.00256	0.54	995	42	990	22	1006	71	98
26	282	60	96	127514	0.34	2.424	0.078	0.21276	0.00450	0.08263	0.00200	0.66	1250	40	1244	26	1260	47	99
27	1945	316	294	16989	0.15	1.630	0.052	0.16240	0.00342	0.07278	0.00174	0.66	982	31	970	20	1008	48	96
28	173	30	50	154290	0.29	1.773	0.061	0.17311	0.00372	0.07427	0.00198	0.63	1036	35	1029	22	1049	54	98
29	134	30	22	157336	0.16	2.674	0.090	0.22696	0.00486	0.08546	0.00220	0.64	1321	44	1319	28	1326	50	99
30	335	56	113	7839	0.34	1.686	0.054	0.16778	0.00354	0.07287	0.00176	0.66	1003	32	1000	21	1010	49	99
31	266	56	89	3389	0.33	2.414	0.077	0.21226	0.00450	0.08248	0.00198	0.66	1247	40	1241	26	1257	47	99
32	224	40	87	206898	0.39	1.860	0.061	0.17879	0.00380	0.07547	0.00190	0.65	1067	35	1060	23	1081	51	98
33	1495	249	128	1284492	0.09	1.649	0.050	0.16640	0.00348	0.07188	0.00158	0.69	989	30	992	21	983	45	101

Anexo 22. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP32.

						RATIOS							AGES [Ma]						Conc.
U	Pb	Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
34	50	8	23	43352	0.46	1.652	0.105	0.16692	0.00444	0.07179	0.00416	0.42	990	63	995	26	980	118	102
35	177	29	57	150198	0.32	1.628	0.056	0.16404	0.00352	0.07198	0.00192	0.63	981	34	979	21	985	54	99
36	303	53	115	14817	0.38	1.801	0.059	0.17491	0.00372	0.07469	0.00188	0.65	1046	34	1039	22	1060	51	98
37	125	21	60	21133	0.48	1.730	0.063	0.17168	0.00372	0.07308	0.00212	0.60	1020	37	1021	22	1016	59	101
38	85	17	19	4976	0.22	2.268	0.083	0.20299	0.00444	0.08102	0.00240	0.59	1202	44	1191	26	1222	58	97
39	102	18	44	91269	0.43	1.769	0.067	0.17339	0.00380	0.07398	0.00228	0.58	1034	39	1031	23	1041	62	99
40	420	84	105	30063	0.25	2.208	0.070	0.20081	0.00424	0.07976	0.00188	0.67	1184	37	1180	25	1191	47	99
41	426	81	106	6168	0.25	2.024	0.064	0.19059	0.00402	0.07704	0.00180	0.67	1124	35	1125	24	1122	47	100
42	100	16	54	83913	0.54	1.611	0.060	0.16289	0.00356	0.07173	0.00216	0.59	974	36	973	21	978	61	99
43	442	94	172	486394	0.39	2.433	0.078	0.21320	0.00452	0.08278	0.00200	0.66	1253	40	1246	26	1264	47	99
44	197	33	64	170652	0.32	1.701	0.059	0.16757	0.00360	0.07364	0.00200	0.62	1009	35	999	21	1032	55	97
45	702	117	34	5419	0.05	1.715	0.054	0.16634	0.00350	0.07476	0.00174	0.67	1014	32	992	21	1062	47	93
46	774	140	227	720315	0.29	1.866	0.058	0.18022	0.00378	0.07510	0.00172	0.68	1069	33	1068	22	1071	46	100
47	208	41	183	210620	0.88	2.138	0.071	0.19657	0.00420	0.07888	0.00202	0.64	1161	39	1157	25	1169	51	99
48	137	22	30	113788	0.22	1.576	0.074	0.16052	0.00374	0.07119	0.00288	0.50	961	45	960	22	963	83	100
49	48	10	9	50990	0.19	2.261	0.122	0.20438	0.00514	0.08024	0.00384	0.47	1200	65	1199	30	1203	94	100
50	217	35	83	183047	0.38	1.609	0.054	0.16316	0.00348	0.07151	0.00186	0.63	974	33	974	21	972	53	100
51	383	83	130	426125	0.34	2.472	0.079	0.21545	0.00456	0.08322	0.00198	0.66	1264	40	1258	27	1274	46	99
52	398	69	122	22276	0.31	1.767	0.057	0.17350	0.00366	0.07386	0.00178	0.66	1033	33	1031	22	1038	49	99
53	401	67	141	346290	0.35	1.684	0.054	0.16751	0.00354	0.07292	0.00176	0.66	1003	32	998	21	1012	49	99
54	1518	245	70	1266267	0.05	1.604	0.049	0.16167	0.00338	0.07197	0.00162	0.68	972	30	966	20	985	46	98
55	74	13	27	441	0.36	1.995	0.076	0.18022	0.00398	0.08029	0.00250	0.58	1114	43	1068	24	1204	61	89
56	1242	228	358	1174068	0.29	1.919	0.059	0.18322	0.00384	0.07598	0.00172	0.68	1088	34	1085	23	1095	45	99
57	195	31	68	161837	0.35	1.570	0.054	0.16086	0.00344	0.07080	0.00188	0.63	959	33	962	21	952	54	101
58	464	79	52	11021	0.11	1.733	0.055	0.17011	0.00358	0.07390	0.00176	0.66	1021	32	1013	21	1039	48	97
59	531	107	115	550487	0.22	2.199	0.070	0.20090	0.00424	0.07937	0.00188	0.67	1181	37	1180	25	1181	47	100
60	163	28	51	1473	0.31	1.709	0.059	0.16936	0.00364	0.07320	0.00198	0.62	1012	35	1009	22	1019	55	99
61	409	80	115	414349	0.28	2.124	0.068	0.19611	0.00414	0.07855	0.00190	0.66	1157	37	1154	24	1161	48	99
62	221	38	73	6958	0.33	1.731	0.059	0.17084	0.00366	0.07348	0.00194	0.63	1020	35	1017	22	1027	53	99
63	147	25	78	129140	0.53	1.713	0.060	0.17027	0.00366	0.07297	0.00202	0.61	1013	36	1014	22	1013	56	100
64	543	85	72	4148	0.13	1.520	0.049	0.15639	0.00332	0.07048	0.00174	0.65	938	31	937	20	942	51	99
65	534	115	192	591803	0.36	2.472	0.083	0.21464	0.00460	0.08353	0.00218	0.63	1264	43	1253	27	1282	51	98
66	432	84	156	431665	0.36	2.084	0.068	0.19357	0.00410	0.07809	0.00192	0.65	1144	37	1141	24	1149	49	99

Anexo 22. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP32.

						RATIOS							AGES [Ma]					Conc.	
U	Pb	Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
67	285	48	105	248904	0.37	1.707	0.056	0.16952	0.00360	0.07302	0.00184	0.64	1011	33	1009	21	1015	51	100
68	881	155	236	798191	0.27	1.801	0.056	0.17553	0.00370	0.07443	0.00172	0.67	1046	33	1043	22	1053	47	99
69	132	22	74	113842	0.56	1.689	0.062	0.16720	0.00364	0.07327	0.00216	0.59	1004	37	997	22	1021	60	98
70	498	91	150	471207	0.30	1.903	0.061	0.18320	0.00386	0.07532	0.00180	0.66	1082	34	1084	23	1077	48	101
71	49	8	13	3394	0.27	1.566	0.068	0.16051	0.00366	0.07074	0.00264	0.52	957	42	960	22	950	76	101
72	744	113	92	3946	0.12	1.547	0.050	0.15167	0.00320	0.07398	0.00180	0.66	949	31	910	19	1041	49	87
73	158	27	79	140377	0.50	1.760	0.067	0.17258	0.00378	0.07396	0.00228	0.58	1031	39	1026	22	1040	62	99
74	977	166	136	854981	0.14	1.703	0.053	0.16959	0.00356	0.07281	0.00170	0.67	1009	32	1010	21	1009	47	100
75	106	17	69	1484	0.65	1.611	0.079	0.16076	0.00382	0.07270	0.00310	0.49	975	48	961	23	1006	87	96
76	153	27	29	140602	0.19	1.837	0.077	0.17762	0.00402	0.07502	0.00266	0.54	1059	45	1054	24	1069	71	99
77	687	120	31	16898	0.04	1.806	0.058	0.17519	0.00370	0.07477	0.00180	0.66	1048	34	1041	22	1062	48	98
78	205	32	74	9719	0.36	1.511	0.056	0.15602	0.00340	0.07024	0.00210	0.59	935	35	935	20	935	61	100
79	878	159	104	821851	0.12	1.892	0.060	0.18137	0.00382	0.07565	0.00178	0.67	1078	34	1074	23	1086	47	99
80	235	41	93	213568	0.40	1.814	0.061	0.17619	0.00376	0.07468	0.00194	0.63	1051	35	1046	22	1060	52	99
81	1354	155	223	797939	0.17	1.127	0.036	0.11426	0.00240	0.07151	0.00170	0.66	766	24	697	15	972	48	72
82	193	31	64	162203	0.33	1.620	0.056	0.16251	0.00348	0.07229	0.00196	0.62	978	34	971	21	994	55	98
83	299	43	26	1158	0.09	1.436	0.063	0.14440	0.00330	0.07214	0.00272	0.52	904	40	869	20	990	77	88
84	250	49	113	255074	0.45	2.162	0.072	0.19793	0.00422	0.07921	0.00202	0.64	1169	39	1164	25	1177	50	99
85	709	161	308	46137	0.43	2.665	0.085	0.22713	0.00478	0.08509	0.00202	0.66	1319	42	1319	28	1318	46	100
86	399	66	148	7444	0.37	1.675	0.056	0.16651	0.00354	0.07295	0.00186	0.64	999	33	993	21	1013	52	98
87	164	30	46	1787	0.28	1.882	0.066	0.18066	0.00388	0.07557	0.00208	0.62	1075	38	1071	23	1084	55	99
88	135	27	49	3572	0.36	2.116	0.078	0.19633	0.00430	0.07817	0.00234	0.59	1154	43	1156	25	1151	59	100
89	208	37	78	6553	0.37	1.870	0.065	0.18006	0.00388	0.07533	0.00206	0.62	1071	37	1067	23	1077	55	99
90	252	41	315	210715	1.25	1.616	0.057	0.16218	0.00350	0.07228	0.00200	0.62	977	34	969	21	994	56	97
91	193	30	72	3152	0.37	1.506	0.053	0.15519	0.00334	0.07040	0.00196	0.61	933	33	930	20	940	57	99
92	257	44	39	228935	0.15	1.754	0.059	0.17280	0.00368	0.07360	0.00194	0.63	1028	35	1028	22	1031	53	100
93	185	33	21	170098	0.12	1.839	0.064	0.17783	0.00382	0.07502	0.00204	0.62	1060	37	1055	23	1069	55	99
94	724	119	92	615316	0.13	1.629	0.053	0.16481	0.00350	0.07169	0.00178	0.65	982	32	983	21	977	51	101
95	136	29	37	2903	0.27	2.374	0.083	0.21035	0.00454	0.08184	0.00226	0.62	1235	43	1231	27	1242	54	99
96	206	37	85	3743	0.41	1.863	0.068	0.17961	0.00392	0.07523	0.00222	0.59	1068	39	1065	23	1075	59	99
97	268	47	104	243838	0.39	1.800	0.067	0.17633	0.00384	0.07405	0.00222	0.59	1046	39	1047	23	1043	60	100
98	375	78	122	27723	0.33	2.338	0.079	0.20894	0.00446	0.08116	0.00212	0.63	1224	41	1223	26	1225	51	100
99	247	40	70	205394	0.28	1.595	0.056	0.16092	0.00346	0.07189	0.00198	0.62	968	34	962	21	983	56	98

Anexo 22. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP32.

	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	RATIOS							AGES [Ma]					Conc.	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
100	795	135	105	8698	0.13	1.720	0.058	0.17019	0.00362	0.07330	0.00190	0.63	1016	34	1013	22	1022	52	99
101	205	34	138	11095	0.67	1.673	0.060	0.16758	0.00362	0.07241	0.00206	0.60	998	36	999	22	997	58	100
102	41	6	19	33356	0.47	1.536	0.080	0.15765	0.00380	0.07066	0.00324	0.47	945	49	944	23	948	94	100
103	336	61	74	9232	0.22	1.872	0.063	0.18050	0.00384	0.07522	0.00194	0.64	1071	36	1070	23	1074	52	100
104	178	34	44	176101	0.25	2.053	0.072	0.19228	0.00414	0.07743	0.00212	0.62	1133	39	1134	24	1132	55	100
105	224	46	254	235860	1.13	2.282	0.079	0.20387	0.00438	0.08119	0.00220	0.62	1207	42	1196	26	1226	53	98
106	94	17	80	86855	0.85	1.862	0.071	0.17925	0.00394	0.07533	0.00234	0.58	1068	41	1063	23	1077	62	99
107	467	74	105	383248	0.22	1.572	0.052	0.15925	0.00338	0.07159	0.00184	0.64	959	32	953	20	974	52	98
108	22	5	8	897	0.34	2.959	0.216	0.24218	0.00730	0.08861	0.00588	0.41	1397	102	1398	42	1396	127	100
109	162	31	56	160834	0.35	2.072	0.073	0.19194	0.00414	0.07829	0.00218	0.61	1140	40	1132	24	1154	55	98
110	236	41	92	209656	0.39	1.765	0.062	0.17244	0.00372	0.07425	0.00206	0.61	1033	36	1026	22	1048	56	98

^aU and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);

²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88)

^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

^eCorrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

GLP32 200μm 50X

1. 1090 ± 52

2. 1244 ± 53

3. 1102 ± 64

4. 1094 ± 51

5. 1254 ± 45

6. 1261 ± 46

7. 1202 ± 56

8. 1189 ± 46

9. 1201 ± 48

10. 1077 ± 46

11. 1089 ± 52

12. 1010 ± 50

13. 1267 ± 48

14. 1071 ± 51

15. 977 ± 50

16. 1143 ± 51

17. 1155 ± 48

18. 1036 ± 49

19. 1240 ± 47

20. 1124 ± 50

21. 1226 ± 45

22. 1223 ± 62

23. 1131 ± 50

24. 1137 ± 51

25. 1135 ± 47

26. 1114 ± 48

27. 1069 ± 54

28. 1147 ± 49

29. 1189 ± 50

30. 1136 ± 44

31. 1108 ± 49

32. 1210 ± 55

33. 1148 ± 63

34. 959 ± 66

35. 1110 ± 45

36. 1067 ± 59

37. 1037 ± 50

38. 1071 ± 52

39. 1136 ± 48

40. 1030 ± 51

41. 1186 ± 46

42. 1084 ± 47

43. 1168 ± 45

44. 1069 ± 49

45. 1117 ± 48

46. 1145 ± 53

47. 1120 ± 50

48. 1170 ± 51

49. 967 ± 53

50. 1201 ± 49

51. 1132 ± 48

52. 1222 ± 48

53. 1049 ± 54

54. 930 ± 69

55. 1270 ± 48

56. 1004 ± 51

57. 1054 ± 51

58. 1088 ± 57

59. 1139 ± 52

60. 1113 ± 45

61. 1153 ± 52

62. 951 ± 56

63. 1016 ± 49

64. 1121 ± 54

65. 998 ± 72

66. 1064 ± 51

67. 1042 ± 51

68. 1050 ± 55

69. 1185 ± 48

70. 1125 ± 52

71. 1089 ± 131

72. 1175 ± 55

73. 1172 ± 48

74. 1230 ± 49

75. 1089 ± 54

76. 1185 ± 48

77. 1157 ± 81

78. 1059 ± 49

79. 1164 ± 47

80. 1145 ± 52

81. 1271 ± 56

82. 1234 ± 48

83. 1143 ± 47

84. 1193 ± 55

85. 1129 ± 62

86. 1233 ± 49

87. 1055 ± 50

88. 1081 ± 54

89. 1196 ± 48

90. 1260 ± 50

91. 1178 ± 48

92. 1149 ± 49

93. 1018 ± 55

94. 1031 ± 51

95. 1189 ± 48

96. 1093 ± 50

97. 1048 ± 52

98. 1050 ± 52

99. 1165 ± 48

100. 1223 ± 50

101. 1249 ± 56

102. 1100 ± 50

103. 1008 ± 58

104. 983 ± 54

105. 1103 ± 52

106. 1146 ± 50

107. 1116 ± 50

108. 959 ± 54

109. 1222 ± 56

110. 1129 ± 62

111. 1193 ± 55

112. 1055 ± 50

113. 1081 ± 54

114. 1196 ± 48

115. 1260 ± 50

116. 1178 ± 48

117. 1149 ± 49

118. 1018 ± 55

119. 1103 ± 52

120. 983 ± 54

121. 1008 ± 58

122. 1100 ± 50

123. 1249 ± 56

124. 1165 ± 48

125. 1223 ± 50

126. 1050 ± 52

127. 1146 ± 50

128. 1116 ± 50

129. 959 ± 54

130. 1222 ± 56

131. 1129 ± 62

132. 1193 ± 55

133. 1055 ± 50

134. 1081 ± 54

135. 1196 ± 48

136. 1260 ± 50

137. 1178 ± 48

138. 1149 ± 49

139. 1018 ± 55

140. 1103 ± 52

141. 983 ± 54

142. 1008 ± 58

143. 1100 ± 50

144. 1249 ± 56

145. 1165 ± 48

146. 1223 ± 50

147. 1050 ± 52

148. 1146 ± 50

149. 1116 ± 50

150. 959 ± 54

151. 1222 ± 56

152. 1129 ± 62

153. 1193 ± 55

154. 1055 ± 50

155. 1081 ± 54

156. 1196 ± 48

157. 1260 ± 50

158. 1178 ± 48

159. 1149 ± 49

160. 1018 ± 55

161. 1103 ± 52

162. 983 ± 54

163. 1008 ± 58

164. 1100 ± 50

165. 1249 ± 56

166. 1165 ± 48

167. 1223 ± 50

168. 1050 ± 52

169. 1146 ± 50

170. 1116 ± 50

171. 959 ± 54

172. 1222 ± 56

173. 1129 ± 62

174. 1193 ± 55

175. 1055 ± 50

176. 1081 ± 54

177. 1196 ± 48

178. 1260 ± 50

179. 1178 ± 48

180. 1149 ± 49

181. 1018 ± 55

182. 1103 ± 52

183. 983 ± 54

184. 1008 ± 58

185. 1100 ± 50

186. 1249 ± 56

187. 1165 ± 48

188. 1223 ± 50

189. 1050 ± 52

190. 1146 ± 50

191. 1116 ± 50

192. 959 ± 54

193. 1222 ± 56

194. 1129 ± 62

195. 1193 ± 55

196. 1055 ± 50

197. 1081 ± 54

198. 1196 ± 48

199. 1260 ± 50

200. 1178 ± 48

201. 1149 ± 49

202. 1018 ± 55

203. 1103 ± 52

204. 983 ± 54

205. 1008 ± 58

206. 1100 ± 50

207. 1249 ± 56

208. 1165 ± 48

209. 1223 ± 50

210. 1050 ± 52

211. 1146 ± 50

212. 1116 ± 50

213. 959 ± 54

214. 1222 ± 56

215. 1129 ± 62

216. 1193 ± 55

217. 1055 ± 50

218. 1081 ± 54

219. 1196 ± 48

220. 1260 ± 50

221. 1178 ± 48

222. 1149 ± 49

223. 1018 ± 55

224. 1103 ± 52

225. 983 ± 54

226. 1008 ± 58

227. 1100 ± 50

228. 1249 ± 56

229. 1165 ± 48

230. 1223 ± 50

231. 1050 ± 52

232. 1146 ± 50

233. 1116 ± 50

234. 959 ± 54

235. 1222 ± 56

236. 1129 ± 62

237. 1193 ± 55

238. 1055 ± 50

239. 1081 ± 54

240. 1196 ± 48

241. 1260 ± 50

242. 1178 ± 48

243. 1149 ± 49

244. 1018 ± 55

245. 1103 ± 52

246. 983 ± 54

247. 1008 ± 58

248. 1100 ± 50

249. 1249 ± 56

250. 1165 ± 48

251. 1223 ± 50

252. 1050 ± 52

253. 1146 ± 50

254. 1116 ± 50

255. 959 ± 54

256. 1222 ± 56

257. 1129 ± 62

258. 1193 ± 55

259. 1055 ± 50

260. 1081 ± 54

261. 1196 ± 48

262.

Anexo 24. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP32.

						RATIOS							AGES [Ma]					Conc.	
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
1	246	44	148	10281	0.60	1.859	0.062	0.17785	0.00372	0.07579	0.00196	0.63	1066	35	1055	22	1090	52	97
2	179	39	121	190989	0.68	2.458	0.084	0.21754	0.00460	0.08195	0.00222	0.62	1260	43	1269	27	1244	53	102
3	85	16	73	826	0.87	1.970	0.077	0.18728	0.00408	0.07628	0.00246	0.56	1105	43	1107	24	1102	64	100
4	246	45	129	221098	0.53	1.928	0.064	0.18408	0.00386	0.07596	0.00194	0.63	1091	36	1089	23	1094	51	100
5	314	68	223	330896	0.71	2.446	0.076	0.21540	0.00444	0.08236	0.00190	0.67	1256	39	1258	26	1254	45	100
6	258	56	148	5915	0.57	2.465	0.077	0.21635	0.00448	0.08264	0.00194	0.66	1262	40	1263	26	1261	46	100
7	212	43	129	212358	0.61	2.265	0.080	0.20482	0.00436	0.08020	0.00226	0.60	1201	42	1201	26	1202	56	100
8	407	82	24	399791	0.06	2.205	0.068	0.20074	0.00414	0.07967	0.00184	0.67	1183	37	1179	24	1189	46	99
9	288	58	127	285077	0.44	2.237	0.071	0.20232	0.00420	0.08018	0.00194	0.65	1193	38	1188	25	1201	48	99
10	577	104	130	10574	0.22	1.868	0.057	0.17992	0.00370	0.07530	0.00172	0.67	1070	33	1067	22	1077	46	99
11	256	46	139	226293	0.54	1.890	0.063	0.18089	0.00380	0.07577	0.00196	0.63	1078	36	1072	23	1089	52	98
12	274	46	175	225861	0.64	1.697	0.055	0.16891	0.00352	0.07287	0.00180	0.64	1007	33	1006	21	1010	50	100
13	215	47	130	3097	0.60	2.480	0.080	0.21695	0.00452	0.08290	0.00202	0.65	1266	41	1266	26	1267	48	100
14	224	38	148	1722	0.66	1.781	0.058	0.17199	0.00360	0.07511	0.00190	0.64	1039	34	1023	21	1071	51	95
15	334	54	261	263325	0.78	1.598	0.051	0.16162	0.00336	0.07170	0.00176	0.65	969	31	966	20	977	50	99
16	171	33	105	162155	0.61	2.084	0.069	0.19417	0.00406	0.07783	0.00198	0.63	1143	38	1144	24	1143	51	100
17	405	79	375	55143	0.93	2.108	0.067	0.19522	0.00406	0.07833	0.00188	0.65	1152	37	1150	24	1155	48	100
18	314	54	247	261403	0.79	1.736	0.056	0.17058	0.00354	0.07381	0.00180	0.65	1022	33	1015	21	1036	49	98
19	248	53	154	12193	0.62	2.390	0.076	0.21200	0.00442	0.08178	0.00198	0.65	1240	40	1239	26	1240	47	100
20	256	48	266	25991	1.04	1.973	0.064	0.18555	0.00388	0.07711	0.00192	0.64	1106	36	1097	23	1124	50	98
21	356	75	300	23803	0.84	2.366	0.073	0.21137	0.00438	0.08119	0.00186	0.67	1232	38	1236	26	1226	45	101
22	142	30	116	18307	0.82	2.358	0.090	0.21094	0.00462	0.08106	0.00254	0.57	1230	47	1234	27	1223	62	101
23	246	46	186	225384	0.76	2.004	0.065	0.18786	0.00392	0.07737	0.00194	0.64	1117	36	1110	23	1131	50	98
24	188	36	101	10931	0.54	2.041	0.067	0.19076	0.00400	0.07761	0.00198	0.63	1129	37	1125	24	1137	51	99
25	767	147	190	31201	0.25	2.049	0.065	0.19174	0.00398	0.07752	0.00184	0.66	1132	36	1131	23	1135	47	100
26	243	46	115	53696	0.48	1.997	0.064	0.18874	0.00394	0.07672	0.00186	0.65	1114	36	1115	23	1114	48	100
27	141	26	89	125012	0.63	1.880	0.064	0.18179	0.00384	0.07500	0.00200	0.62	1074	37	1077	23	1069	54	101
28	289	55	171	266856	0.59	2.036	0.066	0.18929	0.00396	0.07800	0.00194	0.64	1128	37	1118	23	1147	49	97
29	254	49	152	239907	0.60	2.135	0.070	0.19433	0.00406	0.07967	0.00200	0.64	1160	38	1145	24	1189	50	96
30	1022	194	283	16452	0.28	2.032	0.062	0.18993	0.00392	0.07759	0.00172	0.68	1126	34	1121	23	1136	44	99
31	279	52	23	47362	0.08	1.965	0.063	0.18632	0.00390	0.07650	0.00188	0.65	1104	36	1101	23	1108	49	99
32	207	42	196	206476	0.95	2.276	0.080	0.20501	0.00438	0.08052	0.00226	0.61	1205	43	1202	26	1210	55	99
33	84	16	71	79302	0.84	2.078	0.080	0.19303	0.00422	0.07806	0.00246	0.57	1141	44	1138	25	1148	63	99

Anexo 24. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP32.

						RATIOS							AGES [Ma]						Conc.
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
34	162	26	82	127350	0.51	1.586	0.061	0.16185	0.00352	0.07106	0.00228	0.56	965	37	967	21	959	66	101
35	637	108	59	524750	0.09	1.787	0.055	0.16929	0.00350	0.07656	0.00174	0.67	1041	32	1008	21	1110	45	91
36	196	36	106	4235	0.54	1.878	0.068	0.18176	0.00390	0.07493	0.00220	0.59	1073	39	1077	23	1067	59	101
37	273	48	186	4166	0.68	1.776	0.057	0.17447	0.00364	0.07383	0.00182	0.65	1037	33	1037	22	1037	50	100
38	253	45	164	220873	0.65	1.855	0.062	0.17918	0.00376	0.07509	0.00194	0.63	1065	35	1062	22	1071	52	99
39	293	56	105	3834	0.36	2.062	0.066	0.19278	0.00402	0.07756	0.00186	0.66	1136	36	1136	24	1136	48	100
40	235	41	151	1975	0.64	1.771	0.058	0.17455	0.00366	0.07357	0.00184	0.64	1035	34	1037	22	1030	51	101
41	367	73	177	355261	0.48	2.185	0.068	0.19925	0.00414	0.07955	0.00186	0.66	1176	37	1171	24	1186	46	99
42	435	73	50	5691	0.12	1.741	0.054	0.16711	0.00348	0.07557	0.00176	0.67	1024	32	996	21	1084	47	92
43	742	142	65	14066	0.09	2.077	0.064	0.19112	0.00396	0.07883	0.00180	0.67	1141	35	1127	23	1168	45	97
44	320	56	173	272168	0.54	1.811	0.058	0.17515	0.00366	0.07500	0.00182	0.65	1050	34	1040	22	1069	49	97
45	325	61	256	294884	0.79	1.978	0.063	0.18672	0.00390	0.07682	0.00184	0.66	1108	35	1104	23	1117	48	99
46	238	45	146	25498	0.61	2.027	0.069	0.18865	0.00400	0.07793	0.00208	0.62	1125	38	1114	24	1145	53	97
47	315	60	226	289892	0.72	2.013	0.066	0.18965	0.00398	0.07697	0.00192	0.64	1120	37	1119	23	1120	50	100
48	163	32	146	157713	0.90	2.164	0.072	0.19889	0.00420	0.07891	0.00204	0.63	1170	39	1169	25	1170	51	100
49	231	37	112	180873	0.49	1.590	0.053	0.16162	0.00340	0.07133	0.00184	0.63	966	32	966	20	967	53	100
50	248	50	163	241500	0.66	2.222	0.072	0.20104	0.00422	0.08015	0.00200	0.64	1188	39	1181	25	1201	49	98
51	344	64	189	309020	0.55	1.975	0.063	0.18500	0.00386	0.07743	0.00186	0.66	1107	35	1094	23	1132	48	97
52	242	52	106	8336	0.44	2.380	0.076	0.21300	0.00446	0.08104	0.00196	0.65	1237	40	1245	26	1222	48	102
53	188	32	107	154942	0.57	1.745	0.059	0.17035	0.00360	0.07428	0.00198	0.62	1025	35	1014	21	1049	54	97
54	224	35	127	167456	0.57	1.491	0.060	0.15444	0.00340	0.07004	0.00234	0.55	927	37	926	20	930	69	100
55	195	42	130	204916	0.67	2.478	0.080	0.21637	0.00454	0.08305	0.00206	0.65	1266	41	1263	26	1270	48	99
56	304	50	146	243098	0.48	1.652	0.054	0.16501	0.00346	0.07263	0.00184	0.64	990	33	985	21	1004	51	98
57	292	50	188	18322	0.64	1.768	0.058	0.17222	0.00362	0.07445	0.00190	0.64	1034	34	1024	22	1054	51	97
58	203	37	82	180536	0.40	1.917	0.068	0.18354	0.00392	0.07574	0.00214	0.60	1087	38	1086	23	1088	57	100
59	198	37	180	180802	0.91	2.017	0.068	0.18826	0.00398	0.07770	0.00202	0.63	1121	38	1112	24	1139	52	98
60	801	149	31	719716	0.04	1.960	0.060	0.18540	0.00384	0.07669	0.00174	0.67	1102	34	1096	23	1113	45	98
61	168	32	130	6756	0.78	2.072	0.070	0.19208	0.00408	0.07825	0.00206	0.63	1140	39	1133	24	1153	52	98
62	238	38	135	18029	0.57	1.552	0.054	0.15905	0.00338	0.07078	0.00194	0.61	951	33	951	20	951	56	100
63	920	157	46	759465	0.05	1.718	0.055	0.17046	0.00356	0.07309	0.00176	0.66	1015	32	1015	21	1016	49	100
64	344	65	268	312956	0.78	1.993	0.069	0.18770	0.00400	0.07699	0.00208	0.62	1113	38	1109	24	1121	54	99

Anexo 24. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP32.

						RATIOS							AGES [Ma]						Conc.
U	Pb	Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
65	108	18	41	1698	0.38	1.665	0.070	0.16670	0.00374	0.07243	0.00258	0.53	995	42	994	22	998	72	100
66	286	48	169	4323	0.59	1.724	0.057	0.16704	0.00352	0.07485	0.00190	0.64	1017	34	996	21	1064	51	94
67	263	45	181	216906	0.69	1.739	0.057	0.17036	0.00358	0.07402	0.00186	0.64	1023	34	1014	21	1042	51	97
68	177	28	95	136725	0.54	1.633	0.056	0.15939	0.00338	0.07432	0.00202	0.62	983	34	953	20	1050	55	91
69	328	66	292	63834	0.89	2.205	0.071	0.20111	0.00422	0.07953	0.00194	0.65	1183	38	1181	25	1185	48	100
70	194	37	106	177526	0.55	2.017	0.067	0.18958	0.00400	0.07716	0.00200	0.63	1121	37	1119	24	1125	52	99
71	47	9	39	42707	0.84	1.982	0.141	0.18969	0.00538	0.07577	0.00494	0.40	1109	79	1120	32	1089	131	103
72	123	24	111	10254	0.91	2.132	0.074	0.19537	0.00418	0.07913	0.00218	0.61	1159	40	1150	25	1175	55	98
73	347	67	265	7744	0.76	2.113	0.068	0.19394	0.00406	0.07901	0.00192	0.65	1153	37	1143	24	1172	48	97
74	239	50	138	240043	0.58	2.326	0.076	0.20737	0.00438	0.08135	0.00204	0.64	1220	40	1215	26	1230	49	99
75	158	29	91	6307	0.58	1.903	0.065	0.18216	0.00388	0.07576	0.00204	0.62	1082	37	1079	23	1089	54	99
76	284	56	205	45038	0.72	2.157	0.069	0.19673	0.00414	0.07952	0.00194	0.65	1167	38	1158	24	1185	48	98
77	98	19	69	90211	0.70	2.064	0.097	0.19093	0.00448	0.07841	0.00320	0.50	1137	54	1126	26	1157	81	97
78	485	84	81	8612	0.17	1.776	0.057	0.17260	0.00362	0.07463	0.00180	0.66	1037	33	1026	22	1059	49	97
79	523	99	65	52140	0.12	2.046	0.065	0.18857	0.00394	0.07869	0.00186	0.66	1131	36	1114	23	1164	47	96
80	185	36	98	172019	0.53	2.066	0.070	0.19229	0.00408	0.07792	0.00204	0.63	1138	38	1134	24	1145	52	99
81	93	20	65	6414	0.70	2.487	0.089	0.21707	0.00468	0.08308	0.00238	0.60	1268	45	1266	27	1271	56	100
82	276	58	189	282218	0.68	2.378	0.077	0.21157	0.00444	0.08153	0.00200	0.65	1236	40	1237	26	1234	48	100
83	429	81	24	393481	0.06	2.038	0.065	0.18989	0.00398	0.07785	0.00186	0.66	1128	36	1121	23	1143	47	98
84	111	23	101	1241	0.91	2.285	0.080	0.20759	0.00446	0.07984	0.00222	0.61	1208	42	1216	26	1193	55	102
85	149	28	51	2514	0.34	2.005	0.077	0.18816	0.00412	0.07729	0.00242	0.57	1117	43	1111	24	1129	62	98
86	328	68	177	327570	0.54	2.323	0.076	0.20682	0.00436	0.08146	0.00202	0.65	1219	40	1212	26	1233	49	98
87	402	71	394	4825	0.98	1.813	0.059	0.17645	0.00370	0.07451	0.00184	0.65	1050	34	1048	22	1055	50	99
88	223	39	124	4011	0.55	1.825	0.062	0.17536	0.00372	0.07547	0.00202	0.62	1054	36	1042	22	1081	54	96
89	411	83	383	399056	0.93	2.220	0.071	0.20142	0.00422	0.07994	0.00194	0.65	1187	38	1183	25	1196	48	99
90	289	63	177	301666	0.61	2.468	0.082	0.21667	0.00460	0.08261	0.00212	0.64	1263	42	1264	27	1260	50	100
91	397	77	346	33753	0.87	2.120	0.068	0.19407	0.00408	0.07924	0.00192	0.66	1155	37	1143	24	1178	48	97
92	333	64	224	24163	0.67	2.074	0.067	0.19267	0.00406	0.07809	0.00192	0.65	1140	37	1136	24	1149	49	99
93	182	31	105	11436	0.58	1.712	0.059	0.16976	0.00362	0.07315	0.00200	0.61	1013	35	1011	22	1018	55	99
94	319	55	91	266407	0.29	1.755	0.058	0.17296	0.00364	0.07361	0.00186	0.64	1029	34	1028	22	1031	51	100
95	449	89	49	429274	0.11	2.180	0.070	0.19843	0.00418	0.07967	0.00194	0.65	1175	38	1167	25	1189	48	98
96	485	87	66	419833	0.14	1.880	0.061	0.17954	0.00378	0.07593	0.00188	0.65	1074	35	1064	22	1093	50	97
97	262	43	120	207875	0.46	1.683	0.056	0.16448	0.00348	0.07423	0.00192	0.63	1002	33	982	21	1048	52	94

Anexo 24. Datos de LA- MC-ICP-MS de U-Th-Pb en circones de la muestra GLP32.

						RATIOS							AGES [Ma]						Conc.
	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
98	294	51	21	3324	0.07	1.781	0.059	0.17376	0.00368	0.07433	0.00190	0.64	1038	34	1033	22	1050	52	98
99	362	71	178	344481	0.49	2.144	0.069	0.19755	0.00416	0.07873	0.00192	0.65	1163	37	1162	24	1165	48	100
100	265	56	163	12484	0.61	2.339	0.077	0.20929	0.00444	0.08106	0.00206	0.64	1224	41	1225	26	1223	50	100
101	232	50	144	242843	0.62	2.463	0.088	0.21741	0.00470	0.08215	0.00234	0.60	1261	45	1268	27	1249	56	102
102	296	54	192	22656	0.65	1.937	0.064	0.18436	0.00390	0.07619	0.00192	0.64	1094	36	1091	23	1100	50	99
103	145	24	75	117331	0.51	1.684	0.060	0.16778	0.00362	0.07280	0.00208	0.60	1003	36	1000	22	1008	58	99
104	241	40	143	193825	0.59	1.656	0.057	0.16709	0.00356	0.07190	0.00192	0.62	992	34	996	21	983	54	101
105	381	69	345	332088	0.91	1.903	0.064	0.18089	0.00384	0.07631	0.00200	0.63	1082	37	1072	23	1103	52	97
106	319	62	246	9069	0.77	2.096	0.069	0.19501	0.00412	0.07795	0.00196	0.64	1147	38	1148	24	1146	50	100
107	368	68	290	326372	0.79	1.953	0.064	0.18446	0.00390	0.07680	0.00192	0.65	1100	36	1091	23	1116	50	98
108	310	49	235	4615	0.76	1.547	0.053	0.15788	0.00336	0.07105	0.00188	0.63	949	32	945	20	959	54	99
109	173	36	122	2367	0.70	2.342	0.083	0.20963	0.00452	0.08103	0.00230	0.60	1225	44	1227	26	1222	56	100

^aU and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);

²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88)

^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

^eCorrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)

Anexo 25. Datos de LA- MC-ICP-MS de los materiales de referencia.

Sample	Analysys	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
PL	A-259	343	19	29	409	0.08	0.370	0.029	0.05438	0.00144	0.34	0.04941	0.00362	320	25	341	9	167	171	204
PL	A-260	343	18	30	593	0.09	0.375	0.027	0.05387	0.00138	0.36	0.05046	0.00338	323	23	338	9	216	155	156
PL	A-027	643	35	59	1046	0.09	0.387	0.013	0.05392	0.00112	0.61	0.05202	0.00140	332	11	339	7	286	62	118
PL	A-022	643	34	59	4485	0.09	0.385	0.013	0.05358	0.00110	0.61	0.05212	0.00140	331	11	336	7	291	61	116
PL	A-023	642	34	61	188052	0.10	0.389	0.013	0.05372	0.00110	0.61	0.05254	0.00138	334	11	337	7	309	60	109
PL	A-276	626	33	61	2443	0.10	0.389	0.014	0.05342	0.00112	0.60	0.05275	0.00148	333	12	335	7	318	64	105
PL	A-021	629	34	57	47857	0.09	0.396	0.014	0.05447	0.00112	0.59	0.05276	0.00148	339	12	342	7	318	64	107
PL	A-023	644	35	61	1756	0.09	0.392	0.013	0.05378	0.00110	0.61	0.05286	0.00140	336	11	338	7	323	60	105
PL	A-278	625	34	61	9155	0.10	0.395	0.014	0.05415	0.00114	0.60	0.05286	0.00148	338	12	340	7	323	64	105
PL	A-372	642	35	57	1719	0.09	0.393	0.014	0.05387	0.00114	0.59	0.05287	0.00154	336	12	338	7	323	66	105
PL	A-361	613	33	58	178289	0.10	0.392	0.013	0.05380	0.00112	0.61	0.05288	0.00144	336	12	338	7	324	62	104
PL	A-050	550	30	52	154952	0.09	0.395	0.015	0.05408	0.00116	0.56	0.05293	0.00166	338	13	340	7	326	71	104
PL	A-311	618	33	56	8302	0.09	0.391	0.013	0.05351	0.00110	0.60	0.05297	0.00146	335	12	336	7	328	63	103
PL	A-026	666	36	61	1719	0.09	0.393	0.013	0.05379	0.00112	0.61	0.05305	0.00144	337	12	338	7	331	62	102
PL	A-022	632	34	60	185696	0.09	0.394	0.014	0.05388	0.00110	0.60	0.05309	0.00146	338	12	338	7	333	62	102
PL	A-362	623	33	60	13373	0.10	0.392	0.013	0.05353	0.00110	0.60	0.05310	0.00146	336	12	336	7	333	62	101
PL	A-259	603	32	54	147588	0.09	0.392	0.014	0.05351	0.00114	0.59	0.05314	0.00154	336	12	336	7	335	66	100
PL	A-021	621	33	57	180725	0.09	0.391	0.013	0.05334	0.00108	0.60	0.05318	0.00142	335	11	335	7	336	61	100
PL	A-123	598	32	55	3010	0.09	0.392	0.014	0.05346	0.00114	0.60	0.05323	0.00152	336	12	336	7	339	65	99
PL	A-028	638	34	57	168253	0.09	0.397	0.014	0.05401	0.00112	0.60	0.05326	0.00146	339	12	339	7	340	62	100
PL	A-146	649	35	59	19621	0.09	0.397	0.013	0.05398	0.00112	0.62	0.05329	0.00140	339	11	339	7	341	59	99
PL	A-146	641	35	60	186325	0.09	0.397	0.014	0.05404	0.00112	0.59	0.05332	0.00152	340	12	339	7	342	65	99
PL	A-312	622	33	56	4680	0.09	0.390	0.014	0.05308	0.00110	0.60	0.05332	0.00148	335	12	333	7	342	63	97
PL	A-277	637	34	62	2771	0.10	0.395	0.014	0.05366	0.00112	0.60	0.05339	0.00150	338	12	337	7	345	64	98
PL	A-260	596	32	55	1393	0.09	0.400	0.015	0.05429	0.00116	0.58	0.05341	0.00162	342	13	341	7	346	69	98
PL	A-049	556	30	53	12082	0.09	0.396	0.015	0.05357	0.00114	0.57	0.05360	0.00164	339	13	336	7	354	69	95
PL	A-145	639	35	61	5245	0.10	0.399	0.014	0.05399	0.00112	0.60	0.05362	0.00150	341	12	339	7	355	63	95
PL	A-048	554	29	53	3746	0.10	0.394	0.015	0.05322	0.00112	0.57	0.05364	0.00164	337	13	334	7	356	69	94
PL	A-060	602	32	53	156858	0.09	0.397	0.014	0.05361	0.00112	0.60	0.05367	0.00150	339	12	337	7	357	63	94
PL	A-124	611	33	57	2702	0.09	0.401	0.014	0.05413	0.00116	0.60	0.05370	0.00154	342	12	340	7	358	65	95
PL	A-145	649	35	60	184766	0.09	0.400	0.014	0.05400	0.00112	0.60	0.05370	0.00148	342	12	339	7	358	62	95
PL	A-134	624	34	56	176158	0.09	0.401	0.014	0.05416	0.00116	0.60	0.05371	0.00154	342	12	340	7	359	65	95
PL	A-135	638	35	59	181510	0.09	0.404	0.015	0.05459	0.00118	0.57	0.05374	0.00166	345	13	343	7	360	70	95
PL	A-021	628	34	57	180392	0.09	0.400	0.014	0.05393	0.00112	0.59	0.05385	0.00152	342	12	339	7	365	64	93

Anexo 25. Datos de LA- MC-ICP-MS de los materiales de referencia.

Sample	Analysys	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
PL	A-133	625	34	56	175471	0.09	0.400	0.014	0.05381	0.00116	0.60	0.05395	0.00154	342	12	338	7	369	64	92
PL	A-022	616	33	57	22850	0.09	0.400	0.014	0.05342	0.00112	0.61	0.05429	0.00146	342	12	335	7	383	60	88
PL	A-310	611	33	57	1655	0.09	0.401	0.014	0.05348	0.00110	0.60	0.05433	0.00150	342	12	336	7	385	62	87
PL	A-061	594	32	52	155324	0.09	0.404	0.015	0.05384	0.00114	0.58	0.05440	0.00160	344	12	338	7	388	66	87
PL	A-371	671	36	60	11897	0.09	0.404	0.014	0.05387	0.00112	0.60	0.05441	0.00150	345	12	338	7	388	62	87
Temora	A-082	155	10	91	50559	0.59	0.500	0.045	0.06616	0.00192	0.32	0.05483	0.00466	412	37	413	12	405	190	102
Temora	Tem-016	71	5	31	144	0.44	0.511	0.028	0.06749	0.00154	0.42	0.05495	0.00268	419	23	421	10	410	109	103
Temora	A-181	83	6	44	454	0.53	0.508	0.027	0.06686	0.00154	0.43	0.05509	0.00266	417	22	417	10	416	108	100
Temora	A-180	69	5	28	607	0.40	0.507	0.028	0.06661	0.00156	0.42	0.05515	0.00278	416	23	416	10	418	113	99
Temora	Tem-014	164	11	99	57441	0.60	0.512	0.022	0.06699	0.00142	0.49	0.05540	0.00210	420	18	418	9	428	85	98
Temora	Tem-015	95	6	50	32476	0.52	0.499	0.047	0.06526	0.00194	0.32	0.05545	0.00494	411	39	408	12	430	199	95
Temora	A-083	163	11	100	307	0.61	0.513	0.045	0.06683	0.00192	0.33	0.05571	0.00458	421	37	417	12	441	183	95
Temora	A-179	64	4	27	20625	0.42	0.695	0.036	0.06684	0.00158	0.46	0.07537	0.00346	536	28	417	10	1078	92	39
M127	A_069	949	82	376	42870	0.40	0.690	0.024	0.08649	0.00218	0.71	0.05790	0.00144	533	19	535	13	526	55	102
M127	A_024	882	76	348	421457	0.39	0.687	0.024	0.08592	0.00216	0.73	0.05801	0.00136	531	18	531	13	530	51	100
M127	A_023	873	74	344	412454	0.39	0.682	0.023	0.08499	0.00214	0.73	0.05823	0.00136	528	18	526	13	538	51	98
M127	A_068	953	82	377	5267	0.40	0.692	0.024	0.08558	0.00214	0.71	0.05864	0.00146	534	19	529	13	554	54	96
91500	A-279	40	7	11	1656	0.29	1.842	0.092	0.18030	0.00428	0.47	0.07408	0.00326	1060	53	1069	25	1044	89	102
91500	A_021	79	14	23	432	0.29	1.842	0.072	0.17947	0.00464	0.66	0.07442	0.00218	1060	41	1064	28	1053	59	101
91500	A-125	50	9	15	690	0.29	1.802	0.099	0.17564	0.00436	0.45	0.07443	0.00364	1046	57	1043	26	1053	99	99
91500	915-017	51	9	16	1144	0.31	1.829	0.077	0.17819	0.00386	0.52	0.07445	0.00268	1056	44	1057	23	1054	73	100
91500	A-183	46	8	13	39276	0.29	1.839	0.111	0.17913	0.00458	0.42	0.07446	0.00406	1060	64	1062	27	1054	110	101
91500	A-365	49	9	15	2456	0.31	1.810	0.075	0.17628	0.00388	0.53	0.07448	0.00262	1049	44	1047	23	1055	71	99
91500	A-085	46	8	14	414	0.29	1.882	0.141	0.18325	0.00524	0.38	0.07449	0.00514	1075	80	1085	31	1055	139	103
91500	A-375	42	8	12	413	0.28	1.841	0.085	0.17914	0.00412	0.50	0.07453	0.00298	1060	49	1062	24	1056	81	101
91500	A-137	44	8	12	313	0.28	1.816	0.118	0.17665	0.00478	0.42	0.07455	0.00442	1051	69	1049	28	1056	119	99
91500	A-024	44	8	11	238	0.26	1.798	0.121	0.17493	0.00472	0.40	0.07455	0.00460	1045	70	1039	28	1056	124	98
91500	A-313	47	8	14	729	0.30	1.824	0.078	0.17715	0.00392	0.52	0.07469	0.00272	1054	45	1051	23	1060	73	99
91500	A-025	44	8	14	433	0.31	1.964	0.127	0.19066	0.00510	0.41	0.07471	0.00440	1103	71	1125	30	1061	119	106
91500	A-024	42	8	13	40740	0.30	1.879	0.177	0.18224	0.00614	0.36	0.07476	0.00658	1074	101	1079	36	1062	177	102
91500	A-136	45	8	13	425	0.29	1.870	0.091	0.18136	0.00432	0.49	0.07480	0.00318	1071	52	1074	26	1063	86	101
91500	A-127	47	8	14	39019	0.30	1.857	0.104	0.18001	0.00452	0.45	0.07481	0.00374	1066	60	1067	27	1063	101	100
91500	A-147	44	8	11	885	0.26	1.865	0.090	0.18078	0.00422	0.49	0.07481	0.00314	1069	51	1071	25	1063	84	101
91500	A-263	47	9	14	38946	0.30	1.871	0.085	0.18130	0.00418	0.51	0.07483	0.00292	1071	49	1074	25	1064	78	101

Anexo 25. Datos de LA- MC-ICP-MS de los materiales de referencia.

Sample	Analysys	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
91500	A-023	46	8	14	1317	0.30	1.865	0.079	0.18063	0.00404	0.53	0.07487	0.00268	1069	45	1070	24	1065	72	101
91500	A-314	46	8	14	44706	0.29	1.831	0.077	0.17741	0.00390	0.52	0.07487	0.00270	1057	45	1053	23	1065	73	99
91500	A-024	48	9	15	867	0.31	1.847	0.084	0.17888	0.00404	0.50	0.07488	0.00294	1062	48	1061	24	1065	79	100
91500	A-262	26	5	7	24120	0.26	1.845	0.222	0.17869	0.00720	0.34	0.07488	0.00848	1062	128	1060	43	1065	228	99
91500	A-126	44	8	13	1022	0.29	1.908	0.094	0.18474	0.00440	0.48	0.07489	0.00322	1084	53	1093	26	1066	86	103
91500	A_067	88	16	26	88553	0.29	1.865	0.073	0.18055	0.00462	0.66	0.07490	0.00220	1069	42	1070	27	1066	59	100
91500	A-064	42	8	11	1001	0.27	1.895	0.105	0.18345	0.00456	0.45	0.07491	0.00370	1079	60	1086	27	1066	99	102
91500	A-025	50	9	15	48469	0.31	1.843	0.075	0.17839	0.00388	0.53	0.07492	0.00260	1061	43	1058	23	1066	70	99
91500	A_022	82	15	24	81385	0.29	1.845	0.105	0.17855	0.00510	0.50	0.07493	0.00368	1062	60	1059	30	1067	99	99
91500	A-030	41	7	11	35989	0.28	1.851	0.080	0.17917	0.00404	0.52	0.07493	0.00276	1064	46	1062	24	1067	74	100
91500	A-148	44	8	11	40857	0.25	1.835	0.082	0.17756	0.00404	0.51	0.07494	0.00288	1058	47	1054	24	1067	77	99
91500	A-373	45	8	13	40548	0.29	1.871	0.081	0.18107	0.00406	0.52	0.07495	0.00276	1071	46	1073	24	1067	74	101
91500	A-147	51	9	15	675	0.30	1.851	0.077	0.17911	0.00396	0.53	0.07497	0.00264	1064	44	1062	23	1068	71	99
91500	A-374	44	8	12	879	0.28	1.871	0.082	0.18103	0.00408	0.51	0.07497	0.00282	1071	47	1073	24	1068	76	100
91500	A-051	47	8	15	183	0.32	1.864	0.094	0.18028	0.00428	0.47	0.07498	0.00332	1068	54	1069	25	1068	89	100
91500	915-018	48	9	15	45589	0.31	1.880	0.089	0.18181	0.00410	0.48	0.07499	0.00310	1074	51	1077	24	1068	83	101
91500	A-149	44	8	11	472	0.25	1.855	0.081	0.17926	0.00404	0.52	0.07505	0.00280	1065	46	1063	24	1070	75	99
91500	915-041	10	2	3	9147	0.32	1.870	0.248	0.18067	0.00786	0.33	0.07505	0.00940	1070	142	1071	47	1070	252	100
91500	A-052	47	9	15	202	0.31	1.871	0.155	0.18071	0.00556	0.37	0.07508	0.00576	1071	89	1071	33	1071	154	100
91500	A-261	48	8	14	38554	0.29	1.834	0.084	0.17717	0.00410	0.51	0.07509	0.00296	1058	48	1051	24	1071	79	98
91500	A-025	43	8	11	40720	0.25	1.859	0.081	0.17944	0.00400	0.51	0.07513	0.00282	1067	47	1064	24	1072	75	99
91500	A-148	52	9	16	49973	0.30	1.851	0.082	0.17866	0.00404	0.51	0.07515	0.00288	1064	47	1060	24	1073	77	99
91500	A-063	43	8	12	37053	0.27	1.851	0.108	0.17864	0.00456	0.44	0.07515	0.00394	1064	62	1060	27	1073	105	99
91500	A-262	48	9	14	580	0.30	1.861	0.084	0.17955	0.00414	0.51	0.07516	0.00292	1067	48	1065	25	1073	78	99
91500	A-062	43	8	12	380	0.28	1.872	0.122	0.18068	0.00488	0.41	0.07516	0.00446	1071	70	1071	29	1073	119	100
91500	A-280	40	7	12	418	0.29	1.842	0.082	0.17767	0.00404	0.51	0.07518	0.00288	1060	47	1054	24	1073	77	98
91500	A-182	51	9	16	968	0.31	1.817	0.118	0.17526	0.00466	0.41	0.07520	0.00444	1052	68	1041	28	1074	119	97
91500	A-084	44	8	13	438	0.29	1.862	0.084	0.17960	0.00402	0.50	0.07521	0.00294	1068	48	1065	24	1074	79	99
91500	A-263	33	6	8	282	0.26	1.916	0.140	0.18461	0.00526	0.39	0.07527	0.00506	1087	79	1092	31	1076	135	102
91500	A-086	47	8	14	773	0.29	1.886	0.147	0.18157	0.00534	0.38	0.07533	0.00544	1076	84	1076	32	1077	145	100
91500	A-149	55	10	17	480	0.31	1.858	0.076	0.17881	0.00392	0.54	0.07538	0.00258	1066	43	1060	23	1079	69	98
91500	A-363	47	8	14	3700	0.30	1.830	0.077	0.17606	0.00390	0.53	0.07538	0.00268	1056	44	1045	23	1079	71	97
91500	A-029	42	8	12	155	0.29	1.933	0.121	0.18559	0.00488	0.42	0.07554	0.00428	1093	68	1097	29	1083	114	101
91500	A-364	49	9	15	1664	0.31	1.849	0.075	0.17738	0.00390	0.54	0.07560	0.00260	1063	43	1053	23	1084	69	97

Anexo 25. Datos de LA- MC-ICP-MS de los materiales de referencia.

Sample	Analysys	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	%
91500	A-261	33	6	8	32538	0.25	1.940	0.193	0.18530	0.00654	0.35	0.07593	0.00708	1095	109	1096	39	1093	187	100
91500	915-022	35	7	10	34519	0.27	1.966	0.126	0.18594	0.00486	0.41	0.07670	0.00450	1104	71	1099	29	1113	117	99

^aU and Pb concentrations and Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value);

²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88)

^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SD) and daily reproducibility of GJ-1 (2 SD)

^eCorrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit) and common Pb using the model Pb composition of Stacey & Kramers (1975)