



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Análisis petro-tectónico de la sucesión mesozoica
de la Sierra de los Cuarzos, centro de México:
*Reconocimiento de un depósito sintectónico
relacionado con la acreción del terreno Guerrero.*

T E S I S

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

PRESENTA:

NORMA BETANIA PALACIOS GARCÍA

TUTOR:

MICHELANGELO MARTINI (Instituto de Geología, UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

Dr. Claudia Cristina Mendoza Rosales (Facultad de Ingeniería, UNAM)

Dr. Rafael Barboza Gudiño (Instituto de Geología, UASLP)

Dr. Timothy F. Lawton (Centro de Geociencias, UNAM)

Dr. Luca Ferrari Pedraglio (Instituto de Geología, UNAM)



MÉXICO, D.F., Octubre de 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, particularmente al Instituto de Geología, por brindarme los conocimientos necesarios para mi desarrollo académico con un nivel de calidad, con competencia internacional y por permitirme crecer. Es un orgullo haber estudiado en una de las máximas casas de estudio de la Nación.

Al Proyecto PAPIIT No. IN110810-3 (Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica) bajo la responsabilidad del Dr. Antoni Camprubí Cano, dentro del cual, fue posible la realización de mi tesis.

A Conacyt (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología), por haberme brindado una beca de estudios de posgrado por un periodo de 2 años.

Agradezco el apoyo del Dr. Carlos Ortega, personal del Laboratorio de Estudios Isotópicas (LEI) del Centro de Geociencias UNAM, quien colaboró con el fechamiento de rocas, a Joaquín Aparicio, quien elaboró las láminas delgadas, y a la M. en C. Consuelo Macías Romo, quien me asesoró, apoyó, enseñó con paciencia y su propio ejemplo dentro de los laboratorios de Molienda y Separación de Minerales.

Gracias a Michelangelo Martini por ser el tutor que necesitaba, así de exigente, perfeccionista y algunas veces cruel. Miche, aprendí mucho de ti. Vi cómo te desarrollaste como investigador al mismo tiempo que yo crecía. Gracias por creer que sí lo lograría, por confiar en mí, apoyarme en todo, orientarme, enseñarme y llevarme a retarme a mí misma. Trabajar en conjunto contigo ha marcado profundamente mi vida profesional porque eres un excelente catedrático.

Quiero agradecer de manera especial al comité de Sinodales: Dr. J. Rafael Barboza Gudiño, Dra. Claudia C. Mendoza Rosales, Dr. Timothy F. Lawton y Dr. Luca Ferrari Pedraglio, por haber contribuido de manera significativa al mejoramiento y enriquecimiento de mi trabajo de tesis, gracias por sus comentarios y observaciones constructivas.

Agradezco también a las secretarías del Instituto de Geología: María Luisa Reyes y Gloria Alba por todo su apoyo en los asuntos administrativos, académicos y por estar al pendiente de todos nosotros. Gracias a Rosario y Fabrizio que apoyaron en la parte de sistemas, y con las impresiones de los posters. Gracias a la Lic. Graciela Solache por su apoyo en los trámites dentro del Posgrado, además de brindarme su confianza y amistad. Gracias al Director del Posgrado Gustavo Tolson y la Directora del Instituto de Geología Elena Centeno, por su apoyo y por mostrar siempre esa actitud tan comprensible para todos los estudiantes.

Gracias a todas aquellas personas que compartieron sus conocimientos, experiencias profesionales y personales, me brindaron su amistad y apoyo, y también me acompañaron al campo. Gracias Alejandro Ortega (“tocayo”), Ángeles Verde (“Angie”), Mildred Zepeda, Dafne Ramírez, Claudia Magali Chávez (“Vampi”), Griselda Abascal, Josep Anton Moreno, Fernando Núñez, Mario Ramos, Valerie Pompa, Gonzalo Galaz, Rafita, Diana Flores, Karla Juárez, Sac Nicté Valadez, Phillipe Robidoux,

Juan Manuel León, Edith Fuentes, Marcela Charles, Julio Pavón, Marisol Escorza, Fabián Durán, Alberto García (Betillo), Alberto Vásquez, por hacer mi estancia agradable dentro del Posgrado. Aprendí mucho de cada uno de ustedes.

Gracias Valentina Shchepetilnikova, Fanis Abdullin, Phillipe Robidoux, Lucero Jejanny Hernández, por ser excelentes compañeros de cubo, por hacer del cubo un lugar tan agradable, un lugar para reír, llorar y aprender.

Gracias Samuel y Sarita, Isaac y Ana Lilia, por abrir las puertas de su casa y recibirme en su hogar. Gracias Ericka Plaza, Janelly Parra, América de los Santos por ser las mejores “roomies”, por cuidarme y apoyarme en todo. Gracias Cristal Jiménez por no soltarme. Gracias Raquel García por estar allí siempre.

Mis más profundos y sinceros agradecimientos, y con el corazón lleno de amor, para mis padres Jaime Palacios y Norma García. Gracias papás por ser el mejor ejemplo de Fe, amor, pureza, sinceridad y perseverancia. No cabe duda, de que sin ustedes no hubiera concluido. Gracias por estar allí en cuerpo, alma y espíritu.

Gracias a ti, por ser esa extraordinaria persona que me acompañó a lo largo de este trayecto, que iluminó mi camino con su compañía, alegró mi corazón con sus sonrisas, creyó en mí, me enseñó geología, me hizo crecer, me brindó su amor, pero sobre todo, me hizo bailar bajo la lluvia. Bernardo García Amador, eres parte de mi logro, de mi vida y de mi corazón.

Gracias a todos aquellos que olvidé mencionar. Todos son parte de este “Gran Trabajo en Equipo”.

“Porque de Él, por Él y para Él son todas las cosas...”

Ro. 11:36

Índice de Contenido

	<u>Página</u>
INDICE	i
RESUMEN	iv
ABSTRACT	v
CAPÍTULO 1: Introducción	1
CAPÍTULO 2: Marco Geológico	3
2.1 EL DOMINIO CONTINENTAL	4
2.1.1 El micro-continente Oaxaqueño	4
2.1.2 EL Complejo Acatlán	5
2.1.3 Las rocas ígneas del Carbonífero-Triásico Inferior	5
2.1.4 El Abanico Potosí	6
2.1.5 Las sucesiones del Jurásico y Cretácico	8
2.2 EL TERRENO GUERRERO	10
2.2.1 El Complejo Arteaga	10
2.2.2 Las sucesiones del Jurásico y Cretácico	13
2.2.2.1 El terreno Teloloapan	13
2.2.2.2 El terreno Arcelia	15
2.2.2.3 El terreno Zihuatanejo	17
2.3 LA SUTURA ENTRE EL TERRENO GUERRERO Y EL DOMINIO CONTINENTAL	18
CAPÍTULO 3: Área de Estudio y planteamiento del problema	21
3.1 LAS ROCAS DEL MESOZOICO	22

3.2 LAS ROCAS DEL CENOZOICO	25
3.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	25
3.4 OBJETIVOS DEL TRABAJO	26
CAPÍTULO 4: Metodología	27
4.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA	27
4.2 TRABAJO DE CAMPO	27
4.3 ANÁLISIS PETROGRÁFICO	28
4.4 FECHAMIENTO DE ZIRCONES DETRÍTICOS	28
CAPÍTULO 5: Estratigrafía	31
5. 1 FORMACIÓN SIERRA DE LOS CUARZOS	33
Columna AA'	40
Columna BB'	44
5. 2 FORMACIÓN PELONES	47
Columna CC'	50
5. 3 FORMACIÓN ESPAÑITA	54
5. 4 ROCAS ÍGNEAS DEL CENOZOICO	57
5.5 SEDIMENTOS CUATERNARIOS	58
CAPÍTULO 6: Petrografía	59
6.1 FUNDAMENTO TEÓRICO Y METODOLÓGICO	59
6.1.1. El método de conteo de puntos	60
6.1.2 Procedencia de areniscas y ambientes tectónicos	65
6.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO	67

6.2.1. Formación Sierra de los Cuarzos	67
6.2.2 Formación Pelones	77
6.3 ANÁLISIS DE VARIACIÓN COMPOSICIONAL	82
CAPÍTULO 7: Geocronología de zircones detríticos	84
7.1 FORMACIÓN SIERRA DE LOS CUARZOS	84
7.2 FORMACIÓN PELONES	89
CAPÍTULO 8: Discusión	91
8.1 INTERPRETACIÓN DE LOS AMBIENTES DE DEPÓSITO	91
8.2 PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS DE LA FORMACIÓN SIERRA DE LOS CUARZOS	92
8.3 PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS DE LA FORMACIÓN PELONES	99
8.4 CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS	100
8.5 INTERPRETACIÓN PETRO-TECTÓNICA DE LAS FORMACIONES SIERRA DE LOS CUARZOS Y PELONES	102
CONCLUSIONES	108
APÉNDICE	
Tabla 5.1. Datos corregidos de paleocorrientes medidos en rizaduras de corriente, <i>foresets</i> , flancos y ejes de pliegue sedimentario	109
Tabla 6.2. Tabla del conteo de puntos de la Formación Sierra de los Cuarzos y Pelones	110
Tabla 6.3. Tabla de parámetros recalculados utilizados en los distintos diagramas ternarios de Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson (1985)	111
Tabla 6.4. Parámetros recalculados utilizados en los distintos diagramas ternarios de Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson (1985)	112

Tabla 7.1. Datos Isotópicos de (U-Pb LA-ICP-MS) para las areniscas del Grupo 1 de la formación Sierra de los Cuarzos. Muestra P.83	113
Tabla 7.2. Datos Isotópicos de (U-Pb LA-ICP-MS) para la arenisca del Grupo 2 de la formación Sierra de los Cuarzos. Muestra SQB-8	115
Tabla 7.3. Datos Isotópicos de (U-Pb LA-ICP-MS) para la arenisca del Grupo 2 de la formación Sierra de los Cuarzos. Muestra SQB-168	117
Tabla 7.4. Datos Isotópicos de (U-Pb LA-ICP-MS) para la arenisca del Grupo 3 de la formación Sierra de los Cuarzos. Muestra SQB-167	120
Tabla 7.5. Datos Isotópicos de (U-Pb LA-ICP-MS) para las areniscas vulcanosedimentarias de la formación Pelones. Muestra SQT-8	122
Tabla 7.6. Datos Isotópicos de (U-Pb LA-ICP-MS) para las areniscas vulcanosedimentarias de la formación Pelones. Muestra SQT-5	124
Tabla 7.7 Asociación de Morfologías de Zircones con la Edad. Esta separación muestra la posible relación de la morfología de los zircones de la formación Sierra de los Cuarzos, con las distintas poblaciones edad	125
Tabla 7.8 Asociación de Morfologías de Zircones con la Edad. Esta separación muestra la posible relación de la morfología de los zircones de la formación Pelones, con las distintas poblaciones edad	126
BIBLIOGRAFÍA	127

Resumen

La cordillera Mexicana es el resultado de una serie de procesos tectónicos. Estos procesos involucran la generación de arcos extensionales y sus respectivas cuencas de tras-arco, la acreción de terrenos juveniles exóticos y marginales con respecto a Norte América, el desplazamiento lateral de bloques tectónicos paralelamente a la paleo-trinchera y la formación de cuñas orogénicas. Todos estos procesos son los responsables de la actual configuración de México y de la complejidad de su mosaico de terrenos tectono-estratigráficos. Basándose en los datos reportados en la literatura, se interpreta que las rocas pre-Cenozoicas que conforman actualmente la litósfera continental del centro y sur de México se pueden agrupar en dos grandes dominios paleogeográficos del Mesozoico: el *dominio continental*, compuesto por los terrenos ensamblados durante el Paleozoico, y el *terreno Guerrero*, conformado por un sistema complejo de arcos extensionales marginales del Jurásico Superior-Cretácico Inferior acrecionados al dominio continental antes del Albiano. El límite actual entre estos dos dominios es una zona de sutura, la cual contiene los vestigios de una cuenca oceánica del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, la Cuenca de Arperos.

En la Sierra de los Cuarzos, entre los estados de Guanajuato y Querétaro (centro de México), está expuesto un registro stratigráfico originalmente continuo del Mesozoico Superior, representado principalmente por depósitos gravitacionales en masa desarrollados a lo largo de taludes tectónicamente activos. El análisis petrográfico detallado, en conjunto con el análisis de procedencia de circones detríticos, indica que las rocas clásticas expuestas en la parte inferior de este registro stratigráfico (cuarzoarenitas, subarcosas, sublitarenitas y litarenitas), fueron alimentadas por fuentes localizadas en el dominio continental de México y son representadas por poblaciones de circones detríticos de edad Jurásico Inferior-Superior, Pérmico-Triásico, Ordovícico-Silúrico, Panafricano, Grenvilliano, Meso- y Paleoproterozoico. Por otro lado, las rocas clásticas de la parte superior de la sucesión (litarenitas, subarcosas y arcosas líticas), registran una procedencia mixta: en un primer momento estas fueron alimentadas principalmente por fuentes del dominio continental, mientras que, posteriormente, las fuentes volcánicas del terreno Guerrero entraron en conexión sedimentológica con el área de depósito y fueron progresivamente involucradas en la alimentación de esta unidad, hasta convertirse en la fuente dominante. La mayoría de los circones detríticos de estas rocas arrojaron edades con un pico principal del Berriasiano (edad representativa de las rocas del terreno Guerrero), mientras que el resto de los circones produjeron edades del Triásico, Devónico, Panafricano, Grenvilliano y Mesoproterozoico.

Por lo tanto, en este trabajo se interpreta el progresivo cambio de procedencia registrado en las rocas clásticas de la Sierra de los Cuarzos, como el resultado del acercamiento progresivo y la subsecuente colisión del terreno Guerrero a lo largo de la margen occidental del dominio continental mexicano. En este contexto, la sucesión de rocas volcanoclásticas dentro del registro stratigráfico de la Sierra de los Cuarzos puede ser interpretada como el depósito sin-tectónico relacionado con el evento de acreción del terreno Guerrero.

Abstract

The Mexican Cordillera is the result of a number of different tectonic processes. These processes include the development of extensional arc and back-arc basins, the accretion of juvenile exotic and marginal terranes, the lateral displacement of tectonic blocks parallel to the paleo-trench, and the formation of orogenic wedges. All these processes are responsible for the present-day continental Mexico configuration and the complexity of its tectono-stratigraphic terranes mosaic. Based on the available literature, the pre-Cenozoic rocks that compose the present-day central and southern Mexico can be grouped into two main Mesozoic paleogeographic domains: the *continental domain*, composed by terranes assembled during the Paleozoic, and the *Guerrero terrane*, composed by a complex Upper Jurassic-Lower Cretaceous marginal arc system accreted to the continental domain before the Albian stage. The current limit between these two domains is a suture belt that contains the vestiges of an Upper Jurassic-Lower Cretaceous oceanic basin, which was named the Arperos Basin.

In the Sierra de los Cuarzos Range, between Guanajuato and Queretaro states (central Mexico), it is exposed an originally continuous Upper Mesozoic stratigraphic record that is represented by mass gravitational deposits developed along a tectonically active slope. The detailed petrographic and provenance analysis indicates that the clastic rocks that compose the lower part of this succession (quartzarenite, subarkose, sublitharenite and litharenite) were fed mainly by sources located in the continental domain of Mexico and are represented by detrital zircon populations of Lower-Upper Jurassic, Permo-Triassic, Ordovician-Silurian, Panafrican, Grenvillian, Meso- and Paleoproterozoic ages. On the contrary, sandstones from the upper part of the succession (litharenites, subarkose and lithic arkose), record a mixed provenance: initially, these rocks were fed mainly by sources from the continental domain, whereas volcanic detritus from the Guerrero terrane increase progressively upward, becoming dominant at the top of the succession. Most of the detrital zircons from these rocks show populations with a Berriasian peak age (representative of the Guerrero terrane age), while the remaining detrital zircons give us Triassic, Devonian, Panafrican, Grenvillian and Mesoproterozoic ages.

Therefore, the progressive change in composition and provenance of the clastic rocks exposed in the Sierra de los Cuarzos Range is interpreted as the result of the progressive closure of the Arperos Basin and subsequent Guerrero terrane collision along the pacific margin of the Mexican continental domain. In this scenario, the volcanoclastic succession within the stratigraphic record in the Sierra de los Cuarzos would represent the *syn-tectonic* deposit related to the Guerrero terrane accretion event.

CAPÍTULO 1

Introducción

La litósfera continental de México está compuesta por un mosaico de terrenos tectonoestratigráficos, cada uno delimitado por fallas mayores, y conformado por una sucesión estratigráfica típica, diferente a las de los terrenos adyacentes (Campa y Coney, 1983). Se han propuesto configuraciones diferentes para los terrenos mexicanos (p. ej., Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004; Centeno-García *et al.*, 2008; fig. 1.1); sin embargo, ninguna de éstas satisface completamente el escenario tan complejo que presenta la geología de México.

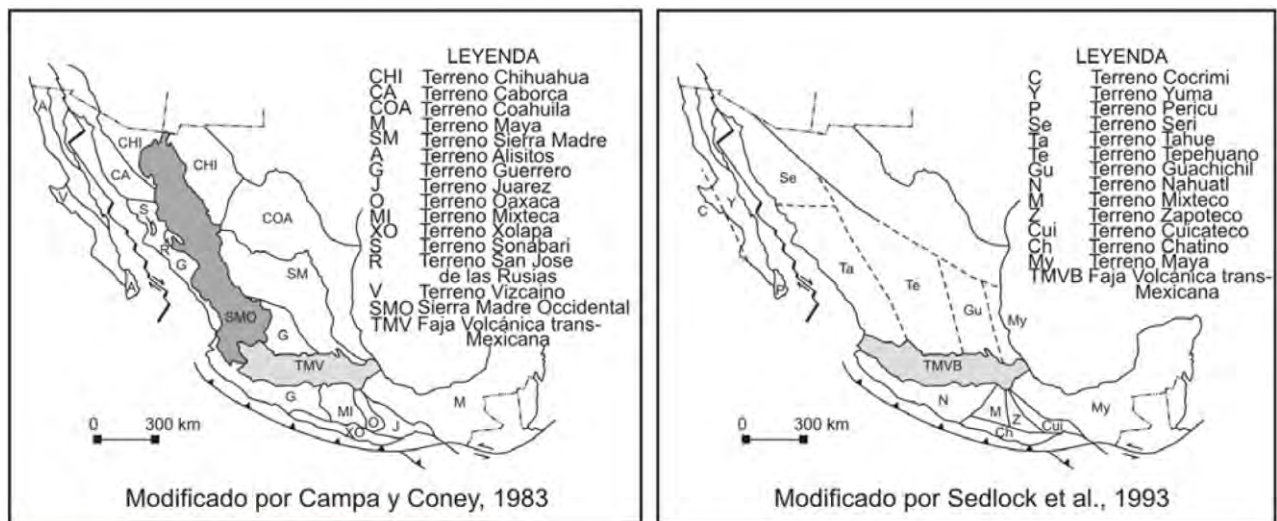


Fig. 1.1 Mapas esquemáticos de distribución de los terrenos mexicanos de acuerdo con Campa y Coney (1983) y Sedlock *et al.* (1993). Para las propuestas alternativas consúltese la literatura citada en el texto.

A pesar de los contrastes entre las diferentes subdivisiones, los autores previos concuerdan con la idea de que la mayoría de los terrenos mexicanos ya estaban ensamblados desde el inicio del Mesozoico, formando un bloque continental único que, después de la ruptura de Pangea, conformó la extremidad meridional del continente Norte Americano. A

partir por lo menos del Jurásico Inferior, la margen Pacífica de esta extremidad continental experimentó una evolución compleja, caracterizada por procesos tectónicos relacionados con la subducción de la placa Farallón. Entre estos procesos, los que han contribuido de manera significativa a la configuración y complejidad actual de la Cordillera Mexicana son: 1) la generación de arcos extensionales y sus respectivas cuencas de tras-arco (Centeno-García *et al.*, 2008; Centeno-García *et al.*, 2011; Martini *et al.*, 2011b); 2) la acreción de terrenos juveniles exóticos (terreno Vizcaíno) y marginales (terrenos Guerrero y Alisitos) respecto a Norte América (p. ej., Dickinson y Lawton, 2001; Busby, 2004; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008); 3) el desplazamiento lateral de bloques tectónicos paralelamente a la paleo-trinchera (Busby, 2004); 4) la formación de cuñas orogénicas (Fitz-Díaz *et al.*, 2011).

Como consecuencia de estos procesos, el registro estratigráfico del Mesozoico de México resulta ser bastante complejo, debido a que éste se caracteriza por rocas clásticas depositadas en contextos tectónicos distintos. Una problemática relevante, en la cual se enfocará este trabajo, concierne la identificación de los depósitos relacionados con la acreción del terreno juvenil más extenso de México, el terreno Guerrero. Algunos autores han propuesto que el terreno Guerrero colisionó y se emplazó arriba de la margen Pacífica del núcleo continental mexicano durante el Cretácico Superior, produciendo una cuenca de ante-país donde se depositó una espesa sucesión de turbiditas, expuesta en el sur de México y conocida como Formación Pachivia (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995). En el centro y norte de México, hasta la fecha no se han reconocido con claridad posibles sucesiones candidatas a representar el registro estratigráfico relacionado con la acreción del terreno Guerrero. Considerando que la composición de las rocas clásticas proporciona un registro fiel de los eventos tectónicos que ocurren en un dado entorno geológico, en este trabajo se tratará de descifrar la información petrológica proporcionada por una sucesión de areniscas y lutitas del centro de México, con el objetivo de documentar el posible carácter sin-tectónico de por lo menos parte de estas rocas, y establecer algunos puntos clave en el reconocimiento de los depósitos relacionados con el evento de acreción del terreno Guerrero.

CAPÍTULO 2

Marco geológico

De acuerdo con los datos reportados en la literatura, las rocas pre-Cenozoicas que conforman actualmente la litósfera continental del centro y sur de México se pueden agrupar en dos grandes dominios paleogeográficos del Mesozoico: el dominio continental, compuesto por los terrenos ensamblados durante el Paleozoico, y que conforman el núcleo continental de México (p. ej., Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García, 2005; fig. 2.1), y el terreno Guerrero, compuesto por un complejo sistema de arcos extensionales formados marginalmente al dominio continental (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011b; fig. 2.1). El límite actual entre estos dos dominios es una zona de sutura, representada por una pila compleja de napas tectónicas, donde napas del terreno Guerrero se mezclan con napas del dominio continental (Martini *et al.*, 2013; fig. 2.1).

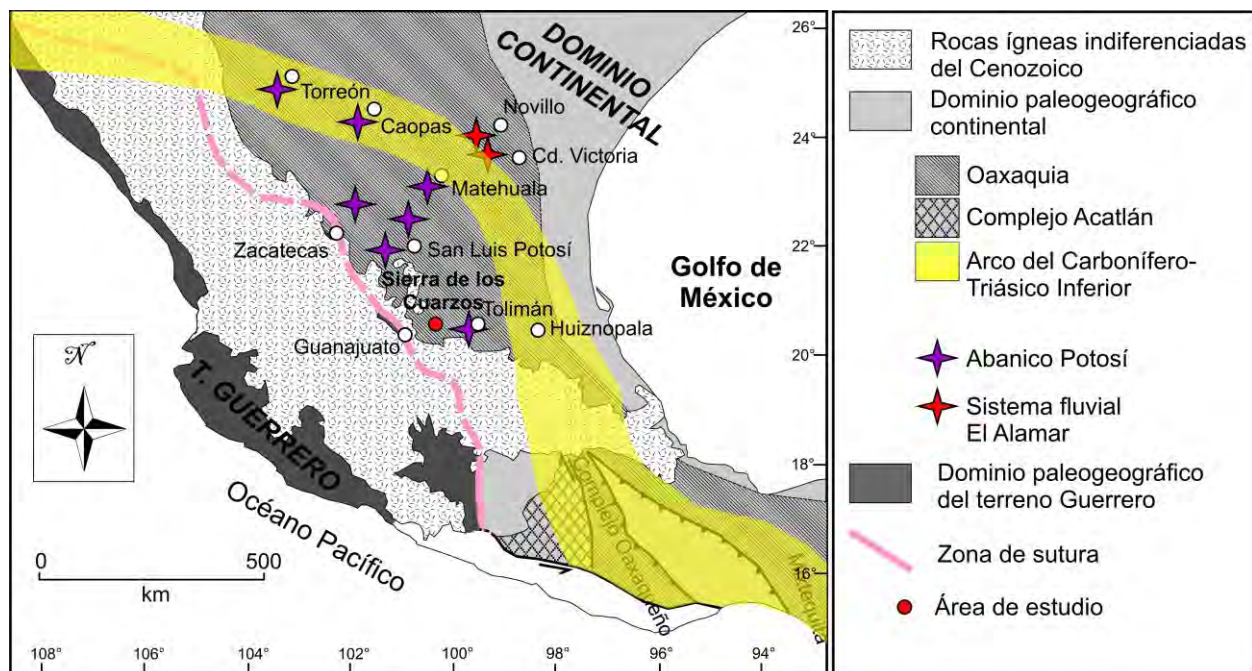


Fig. 2.1. Mapa tectónico esquemático donde se representa la extensión y localización actual de los dominios paleogeográficos continental y del terreno Guerrero, así como la ubicación de la zona de

sutura entre ellos inferida por los autores previos. Este mapa fue construido tomando en cuenta la literatura citada a lo largo de este capítulo.

En este trabajo, no se pretende realizar una recopilación completa y detallada de la estratigrafía de estos dominios paleogeográficos. Sin embargo, con el propósito de proporcionar los datos necesarios para comprender la procedencia de las sucesiones del área de estudio, se describirán a continuación los rasgos sobresalientes de la estratigrafía pre-Cenozoica del dominio continental y del terreno Guerrero, con énfasis especial en la cronología de las rocas ígneas, en cuanto éstas representan posibles fuentes de circones detríticos en un sedimento.

2.1 EL DOMINIO CONTINENTAL

El dominio continental está compuesto por rocas Precámbricas y Paleozoicas del micro-continente Oaxaqueño y del Complejo Acatlán (fig. 2.1), las cuales están cortadas por rocas intrusivas del Carbonífero-Triásico Inferior, y cubiertas en disconformidad por rocas sedimentarias del Triásico Superior al Cretácico (fig. 2.1).

2.1.1 El micro-continente Oaxaqueño

El micro-continente Oaxaqueño ha sido definido formalmente por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) como un bloque tectónico compuesto por rocas Grenvillianas de la corteza continental media e inferior, metamorfoseadas en facies de granulitas. Este bloque está cubierto largamente por rocas volcánicas, sedimentarias marinas y continentales del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico, lo que no permite definir con exactitud su extensión y, en algunos casos, sus límites. La exposición más extensa y lateralmente continua del micro-continente Oaxaqueño está representada por el Complejo Oaxaqueño, el cual aflora en el sureste de México (fig. 2.1). Dicho complejo está conformado por meta-anortositas, orto-gneises, charnoquitas, para-gneises, calcosilicatos y mármoles (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003). Edades U-Pb en circones entre ca. 1,300 y 1,012 Ma han sido reportadas por Solari *et al.* (2003) y Keppie *et al.* (2003) respectivamente, e interpretadas como edades de los protolitos ígneos. Las rocas del Complejo Oaxaqueño han sido consideradas el registro de una cuenca de rift de edad Grenvilliana, deformada y metamorfoseada en facies de granulita durante un evento orogénico del Neoproterozoico Inferior, la Orogenia Zapotecana (Solari *et al.*, 2003). Rocas sedimentarias del Cámbrico-Silúrico cubren de manera disconforme el Complejo Oaxaqueño. Estas rocas contienen faunas y floras fósiles con una clara afinidad Gondwánica (Robinson y Pantoja-Alor, 1968; Pantoja-Alor, 1970; Sour-Tovar, 1990), lo que sugiere que el micro-continente Oaxaqueño se acrecionó a Laurencia solamente durante el Paleozoico Medio o Superior (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Centeno-García *et al.*, 1999;

Sánchez-Zavala *et al.*, 1999; Centeno-García, 2005). Rocas de edad Grenvilliana, correlacionables con el Complejo Oaxaqueño por litología y grado metamórfico, están expuestas de manera aislada en las localidades de Novillo, Huiznopala y La Mixtequita (fig. 2.1). Dichas exposiciones, junto con el hallazgo de xenolitos y rocas granulíticas encontradas en perforaciones profundas, permitieron a Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) proponer tentativamente la posible extensión del micro-continente Oaxaqueño, así como se reporta en la figura 2.1.

2.1.2 EL Complejo Acatlán

Definido originalmente por Ortega-Gutiérrez (1981), el Complejo Acatlán aflora únicamente en el sur de México, y está en contacto con las rocas del micro-continente Oaxaqueño por medio de la falla de Caltepec, una zona de cizalla lateral derecha del Pérmico con orientación N-S (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; fig. 2.1). Este complejo ha sido interpretado como el basamento estratigráfico del terreno Mixteco por Campa y Coney (1983). El Complejo Acatlán está compuesto por rocas Paleozoicas meta-sedimentarias y meta-ígneas polideformadas, con un grado metamórfico variable desde la facies de esquistos verdes a la de eclogitas (p. ej., Ortega-Gutiérrez, 1981; Nance *et al.*, 2006; Keppie *et al.*, 2008; Ramos-Arias y Keppie, 2011). Las rocas del Complejo Acatlán han sido interpretadas como el registro de una cuenca de rift del Ordovícico, desarrollada marginalmente al micro-continente Oaxaqueño durante la apertura del paleo-océano Reico, posteriormente acrecionada a la margen de Laurencia en el Paleozoico Superior, durante el ensamble del super-continente Pangea (Keppie *et al.*, 2008; Ramos-Arias y Keppie, 2011). Cabe resaltar que las rocas meta-sedimentarias del conjunto de rift están asociadas con rocas meta-volcánicas y meta-plutónicas de composición tanto máfica como félsica, de las cuales se han obtenido circones con edades magmáticas entre ca. 480-440 Ma, así como circones heredados de edad Grenvilliana (Sánchez-Zavala *et al.*, 2004; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Vega-Granillo, 2006; Miller *et al.*, 2007; Keppie *et al.*, 2008; Morales-Gámez *et al.*, 2008). Capas rojas fluviales del Pérmico Superior (Formación Matzitzi) cubren de manera disconforme tanto el Complejo Acatlán como el micro-continente Oaxaqueño (Centeno-García *et al.*, 2009), post-datando la sutura de estos dos bloques litosféricos.

2.1.3 Las rocas ígneas del Carbonífero-Triásico Inferior

Un cinturón de intrusivos granítico-granodioríticos con edades comprendidas entre el Carbonífero y el Triásico Inferior se extiende a través de la margen occidental de Oaxaquia y oriental del Complejo Acatlán (Torres *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García,

2005; Kirsch *et al.* 2012; fig. 2.1). Dichas rocas intrusivas han sido interpretadas por varios autores como las raíces de un arco continental, resultado de la subducción de la placa paleo-Pacífica por debajo de la paleo-margen del dominio paleogeográfico continental (Torres *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García, 2005; Elías-Herrera *et al.*, 2005; Kirsch *et al.* 2012).

2.1.4 El Abanico Potosí

El Abanico Potosí fue definido formalmente por Centeno-García (2005) como un conjunto de rocas marinas profundas del Triásico Superior, que afloran de manera aislada en los estados de San Luis Potosí y Zacatecas (fig. 2.1). Los afloramientos de rocas marinas Triásicas en el noreste de México han sido estudiados desde el principio del siglo pasado (p. ej., Burckhardt y Scalia, 1905), sin embargo, estos fueron interpretados dentro de un marco geológico más regional solamente en las últimas décadas (Silva-Romo *et al.*, 2000; Centeno-García, 2005; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Las exposiciones reconocidas como parte del Abanico Potosí están ubicadas entre los poblados de Torreón, Matehuala, Zacatecas y San Luis Potosí (Formación La Ballena *en* Silva-Romo, 1993 y Silva-Romo *et al.*, 2000; Formación Taray *en* Córdoba, 1964; Formación Zacatecas *en* Palazuelos, 1970; Barboza-Gudiño, 1992 y Martínez-Pérez, 1972; fig. 2.1). La asignación de estas rocas al Triásico Superior se remonta al hallazgo de numerosos fósiles de amonita (*Sirenites Smithi* n. sp., *Trachyceras* sp., *Clionites* sp., *Juvavites* sp., *Halovia* sp., *Meginoceras* sp., *Anatomites aff. herbichi* Mojsisovics, *Aulacoceras* sp.) y bivalvos (23 especies de Palaeoneilo y Aviculids) (Burckhardt y Scalia, 1905; Gutiérrez-Amador, 1908; Maldonado-Koerdell, 1948; Chávez-Aguirre, 1968; Cantú-Chapa, 1969; Silva-Romo, 1994; Gómez-Luna *et al.*, 1998). Estas sucesiones Triásicas están compuestas por una alternancia rítmica de arenisca y lutita, las cuales presentan una gran variedad de estructuras sedimentarias típicas de depósitos relacionados a corrientes de turbidez (Barboza-Gudiño, 1992; Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Las litofacies reconocidas indican que estas sucesiones pertenecen a las partes media y externa de un abanico turbidítico (Barboza-Gudiño, 1992; Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Numerosas marcas de fondo en buen estado de preservación sugieren una dirección principal de paleo-corriente NE-SW, y un sentido de transporte sedimentario hacia el SW (Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Las areniscas del Abanico Potosí varían desde areniscas finas a gruesas, y están compuestas principalmente, en orden de abundancia, por: cuarzo mono- y poli-cristalino, feldespatos, intraclastos de lutita, extraclastos de esquistos ricos en cuarzo y moscovita detrítica (Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2012; fig. 2.2).

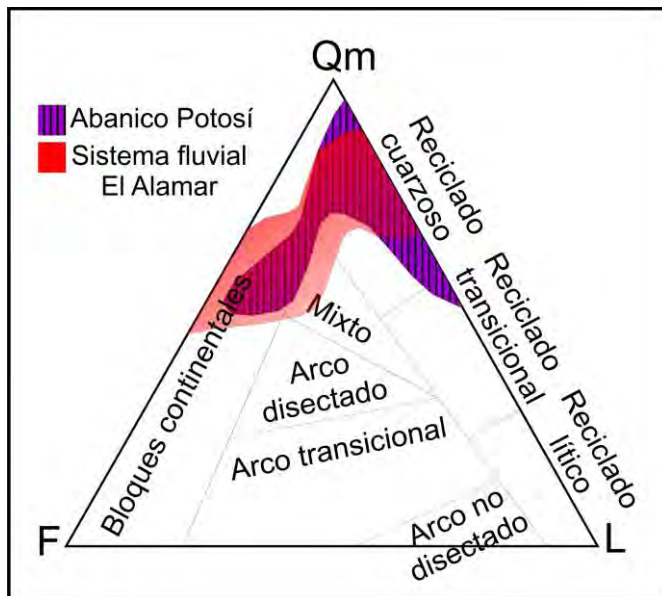


Fig. 2.2. Diagrama Qm, F, L (Dickinson, 1985) donde se muestra la composición de las areniscas del Abanico Potosí y del Sistema fluvial El Alamar de acuerdo con Barboza-Gudiño *et al.* (2010).

Con base en la composición de estas areniscas, típica de un reciclado continental, y la ausencia de líticos volcánicos, Silva-Romo *et al.* (2000) propusieron por primera vez que las sucesiones marinas del Triásico Superior del noreste de México representan un paleo-abanico de turbiditas desarrollado a lo largo de la margen Pacífica del micro-continente Oaxaqueño durante un periodo en que ésta actuó como margen pasiva (fig. 2.3a).

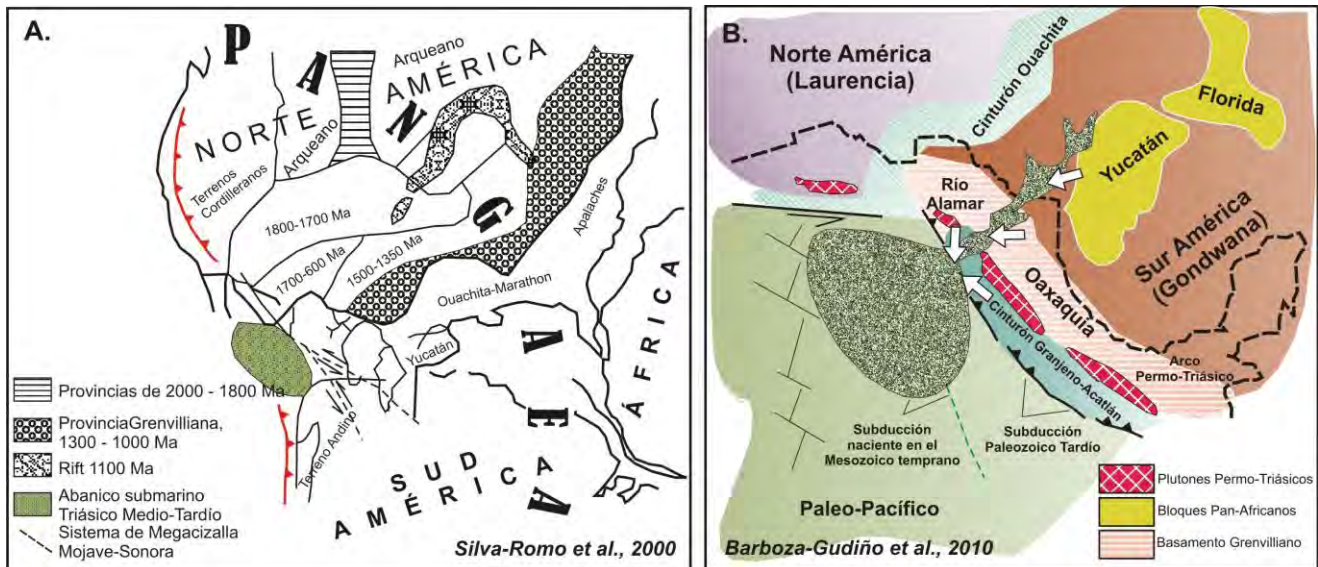


Fig. 2.3. Reconstrucciones paleogeográficas propuestas por (A.) Silva-Romo *et al.* (2000) y (B.) Barboza-Gudiño *et al.* (2010) para el Abanico Potosí y el Sistema fluvial El Alamar.

Esta idea fue corroborada posteriormente por las edades U-Pb obtenidas de los circones detríticos contenidos en estas rocas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Tres poblaciones principales de circones detríticos han sido documentadas en las turbiditas del Abanico Potosí: una población del Grenvilliano (ca. 1300-900 Ma), conformada por circones muy redondeados y frecuentemente de color rosa pálido a morado intenso, una población del Panafricano (ca. 700-500 Ma), y una población con edades del Pérmico y Triásico Inferior (ca. 280-240 Ma), conformada por circones euhedrales a subredondeados incoloros a color ámbar (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). De acuerdo con dichas poblaciones, Barboza-Gudiño *et al.* (2010) propuso que las areniscas del Abanico Potosí fueron alimentadas por fuentes múltiples: el microcontinente Oaxaqueño, representado por los circones del Grenvilliano, el cinturón magmático del Carbonífero-Triásico Inferior, y un dominio Panafricano, que, considerando que durante el Triásico Superior todavía estaba ensamblada la Pangea, se puede ubicar aproximadamente al este de Oaxaquia (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; fig. 2.3b). La extensión original de este abanico es prácticamente imposible de establecer, debido a que las turbiditas del Triásico Superior afloran de manera aislada y están moderada a intensamente plegadas y cizalladas. Sin embargo, considerando que estas rocas se encuentran actualmente distribuidas en un área de ca. 120,000 km², varios autores han sugerido que el Abanico Potosí hubiera podido ser un elemento depositacional de grandes dimensiones, comparable con el abanico actual de Bengala (Centeno-García *et al.*, 2008; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010).

Sucesiones fluviales del Triásico Superior están expuestas en los estados de Nuevo León y Tamaulipas, al oeste de Ciudad Victoria (fig. 2.1), y son conocidas como Sistema fluvial El Alamar (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Las areniscas de estas sucesiones contienen floras del Triásico Superior (Weber, 1997), por lo cual Barboza-Gudiño *et al.* (2010) sugirieron la posibilidad que estas rocas representaran parte del sistema de drenaje continental que alimentó las turbiditas del Abanico Potosí. La composición de estas areniscas fluviales, comparable con la de las turbiditas del Abanico Potosí, así como la dirección NE-SW de las paleo-corrientes, y la presencia de circones detríticos Grenvillianos, Panafricanos y Pérmico-Triásicos parecen apoyar esta interpretación (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010).

2.1.5 Las sucesiones del Jurásico y Cretácico

Durante el Jurásico Inferior y Medio, las rocas Precámbricas, Paleozoicas y Triásicas del dominio continental fueron cubiertas abundantemente por sucesiones fluviales de gran espesor, las cuales toman nombres diferentes dependiendo de la localidad típica de afloramiento (p. ej., Erben, 1956; Pérez-Ibargüengoitia *et al.*; 1965, Silva-Pineda, 1978; Ortega-Gutiérrez, 1978b; Caballero-Miranda *et al.*, 1990; Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Barboza-Gudiño

et al., 2004; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009; Campos-Madrigal *et al.*, 2013). Varios autores han propuesto de manera tentativa que el desarrollo de las cuencas del Jurásico Inferior y Medio en el oriente de México pudiera estar relacionado con la extensión y apertura del Golfo de México (p. ej., Pindell, 1985; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García, 2005). Sin embargo, en muchos casos, la información crono-estratigráfica relacionada con estas cuencas es escasa o incompleta, lo que no permite todavía entender profundamente su evolución, y por lo tanto, su posible relación con la tectónica del Golfo. Durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, las cuencas del dominio continental subsidieron progresivamente, como sugiere el depósito de abundantes sedimentos marinos siliciclásticos y calcáreos, hasta el desarrollo de extensas plataformas, formadas durante un periodo de transgresión global en el Albiano-Cenomaniano (Enos, 1974; Wilson, 1975; Wilson y Ward, 1993; Lehmann, 1998; Goldhammer, 1999; Lehmann *et al.*, 1999; López-Doncel, 2003). Cabe mencionar que, durante el Jurásico y Cretácico, la sedimentación en el dominio continental fue asociada a pulsos magmáticos que determinaron el emplazamiento de rocas volcánicas localizadas en varias áreas puntuales, distribuidas desde norte a sur a lo largo de una faja sub-paralela a la zona de sutura con el terreno Guerrero (fig. 2.4).

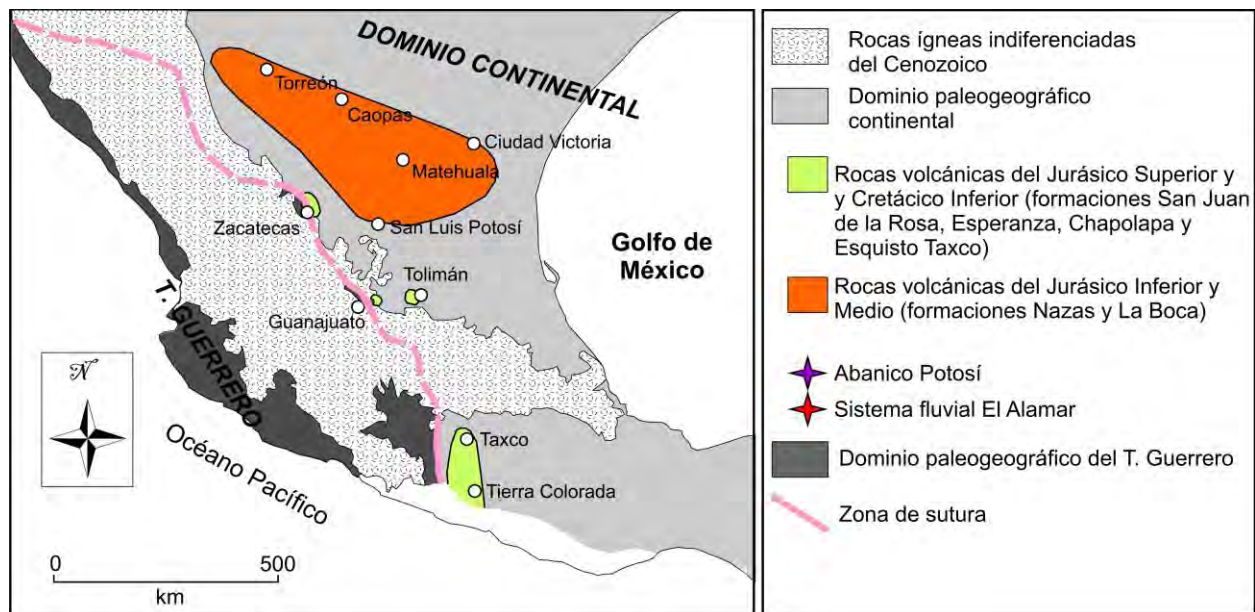


Fig. 2.4. Mapa esquemático de localización de las rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico del dominio paleogeográfico continental (modificado de Dávila-Alcocer *et al.*, 2009).

Dichas rocas ígneas toman nombres diferentes dependiendo de la localidad de afloramiento: formación Nazas y La Boca en la región comprendida entre Torreón y Matehuala (Pantoja-Alor, 1972; López-Infanzón, 1986; Bartolini *et al.*, 2003; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; fig. 2.4), Formación Esperanza en Guanajuato (Martini *et al.*, 2013; fig. 2.4); Formación San Juan de La Rosa en la región de Toluca (Dávila-Alcocer *et al.*, 2009; fig. 2.4), Esquisto Taxco en proximidad de la ciudad homónima (Campa e Iriondo, 2004; fig. 2.4) y Formación Chapolapa en las cercanías de Tierra Colorada (Hernández-Treviño *et al.*, 2004; fig. 2.4). Estas rocas tienen una composición dominante riolítico-dacítica y se presentan tanto en forma de pequeños cuerpos subvolcánicos, así como productos efusivos de extensión limitada. Las edades reportadas para estas rocas parece indicar un tren de rejuvenecimiento del magmatismo de norte a sur (Dávila-Alcocer *et al.*, 2009): edades U-Pb entre 193 y 174 se han reportado para la Formación Nazas (Fastovsky *et al.*, 2005; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004, 2008), de 151 y 145 Ma para la Formación Esperanza (Martini *et al.*, 2011b), edades de 139 Ma para la Formación San Juan de la Rosa (Dávila-Alcocer *et al.*, 2008), y edades entre 130 y 126 Ma para el Esquisto Taxco y la Formación Chapolapa (Campa e Iriondo, 2004; Hernández-Treviño *et al.*, 2004). La interpretación de estas rocas es todavía controvertida. Algunos autores han propuesto que, por lo menos las rocas félsicas de la Formación Nazas pudieran representar el registro de un arco continental del Jurásico Inferior (Dickinson y Lawton, 2001; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008). Por otro lado, las rocas félsicas de la Formación Esperanza han sido interpretadas por Martini *et al.* (2011a) como el resultado de un evento magmático local relacionado con una fase de extensión.

2.2 EL TERRENO GUERRERO

El terreno Guerrero está compuesto por un basamento del Triásico Superior, nombrado por Centeno-García *et al.* (1993) Complejo Arteaga, cubierto en disconformidad por sucesiones volcano-sedimentarias del Jurásico Superior - Cretácico Inferior (p. ej., Campa *et al.*, 1980; Mendoza y Suástegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2003; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009).

2.2.1 El Complejo Arteaga

El Complejo Arteaga fue definido originalmente por Centeno-García *et al.* (1993) como un melánge tectónico, conformado por una matriz de arenisca, lutita, radiolarita y escaso conglomerado (litofacies Varales *en* Centeno-García *et al.*, 2003), donde se alojan bloques exóticos de rocas ígneas máficas y ultramáficas, radiolarita y escasa caliza. Este complejo aflora

de manera discontinua abajo de las sucesiones volcano-sedimentarias del Jurásico y Cretácico, y representa el nivel estratigráfico-estructural más profundo que se conoce actualmente del terreno Guerrero. Exposiciones del Complejo Arteaga han sido descritas en los alrededores del poblado homónimo (Centeno-García *et al.*, 1993; fig. 2.5), en las cercanías de Zihuatanejo (Complejo Las Ollas; Vidal-Serratos, 1986; Talavera-Mendoza, 2000; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Martini *et al.*, 2009; fig. 2.5), en la región comprendida entre los poblados de Tzitzio y Huetamo (Sucesión Metamórfica de Tzitzio; Morales-Gómez, 2005; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009; fig. 2.5), cerca del poblado Pinzán Morado (Formación Río Placeres; Pantoja-Alor, 1990; Centeno-García *et al.*, 2003, 2008), y en la región de Tejupilco (esquisto Tejupilco; Elías-Herrera *et al.*, 2000; Elías-Herrera, 2003).

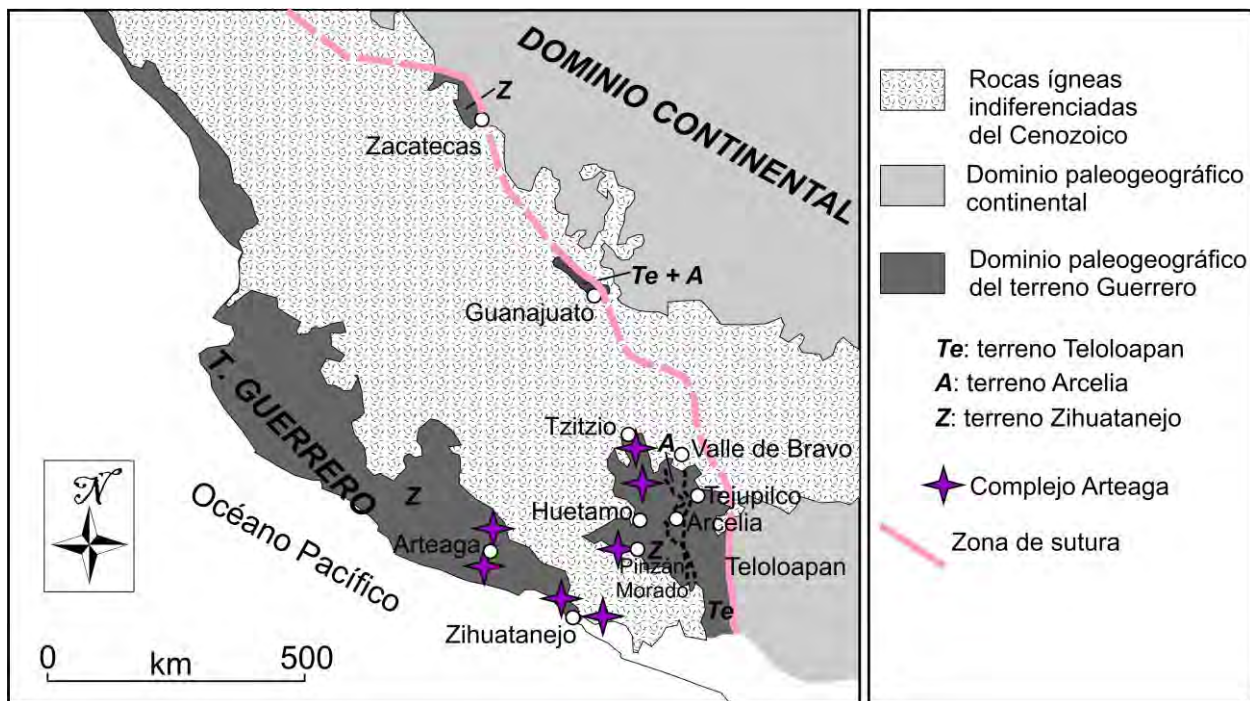


Fig. 2.5. Mapa tectónico esquemático donde se muestra la localización y extensión de los terrenos que conforman el terreno compuesto Guerrero, así como la distribución de los elementos tectono-estratigráficos descritos en el texto. La subdivisión interna del terreno Guerrero es la propuesta por Centeno-García *et al.* (2008), y modificaciones posteriores aportadas por Martini *et al.* (2011a) para la zona de Guanajuato.

Las rocas que conforman la matriz del Complejo Arteaga preservan localmente estructuras sedimentarias típicas de depósitos relacionados con corrientes de turbidez

(Centeno-García, 1994; Centeno-García *et al.*, 2003). Las areniscas contienen una gran abundancia de cuarzo mono- y poli-cristalino, y, en menor medida, fragmentos de pedernal, feldespato, intraclastos de lutita y moscovita detrítica (Centeno-García *et al.*, 2003; Morales-Gómez, 2005; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Martini *et al.*, 2010; fig. 2.6). En comparación con las areniscas del Abanico Potosí, las del Complejo Arteaga muestran una concentración más elevada de fragmentos de cuarzo poli-cristalinos, lo que determina que estas últimas grafiquen en el campo de reciclado transicional en el diagrama Qm, F, L de Dickinson (1985; fig. 2.6).

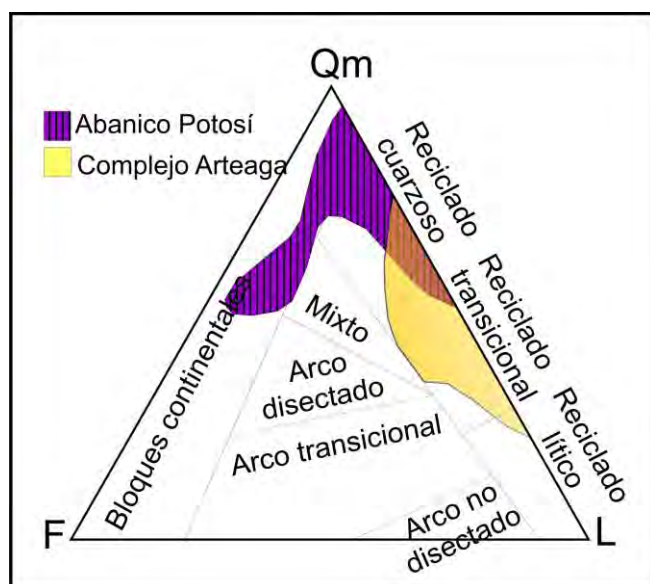


Fig. 2.6. Diagrama Qm, F, L (Dickinson, 1985) donde se muestra la composición de las areniscas del Abanico Potosí y del Complejo Arteaga de acuerdo con Barboza-Gudiño *et al.* (2010) y Talavera-Mendoza *et al.* (2007).

Al igual que las areniscas del Abanico Potosí, las del Complejo Arteaga contienen tres poblaciones principales de circones detríticos: una población conformada por circones Grenvillianos redondeados de color rosa a morado, una población del Panafricano y una población del Pérmico-Triásico (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009). Con base en esta afinidad, varios autores han propuesto que el Complejo Arteaga pueda representar el equivalente más distal del Abanico Potosí (Centeno-García *et al.*, 2008). Esta correlación parece estar soportada por una fauna de radiolarios del Triásico Superior encontrada en un nivel de pedernal interestratificado con las turbiditas del Complejo Arteaga (Campa *et al.*, 1982).

Varios bloques de dimensión métrica a kilométrica, compuestos por peridotita serpentizada, basalto almohadillado y gabro bandeado, se encuentran alojados en las turbiditas del Complejo Arteaga (Vidal-Serratos, 1986; Centeno-García *et al.*, 1993; Centeno-García *et al.*, 2003; Martini *et al.*, 2010). Los elementos mayores y trazas de las rocas máficas

muestran abundancias típicas de rocas del piso oceánico (Centeno-García *et al.*, 1993; Centeno-García *et al.*, 2003). Con base en estos datos, Centeno-García *et al.* (1993) han sugerido que la deformación principal del Complejo Arteaga se produjo en un canal de subducción. Talavera-Mendoza (2000), posteriormente documenta una paragénesis de glaucófano + lawsonita en algunos de estos bloques máficos en la región de Zihuatanejo, lo que sugiere que, al menos parte de estas rocas han experimentado un metamorfismo en facies de esquistos azules, fortaleciendo lo propuesto por Centeno-García *et al.* (1993; 2008).

2.2.2 Las sucesiones del Jurásico y Cretácico

El Complejo Arteaga está sobreyacido en disconformidad por sucesiones volcano-sedimentarias del Jurásico Superior y Cretácico. Con base en variaciones laterales importantes en las sucesiones volcano-sedimentarias, el terreno Guerrero ha sido subdividido en terrenos o subterrenos distintos, por lo cual se considera como un terreno compuesto (Mendoza y Suástegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2008). A continuación se describen de manera sintética las sucesiones del Jurásico y Cretácico de los diferentes terrenos que componen el terreno Guerrero, adoptando la subdivisión propuesta por Centeno-García *et al.* (2008), y modificándola para la región de Guanajuato de acuerdo a Martini *et al.* (2011a) (fig. 2.5).

2.2.2.1 El terreno Teloloapan

El terreno Teloloapan aflora entre los sistemas de cabalgaduras de Teloloapan y Arcelia, formando un cinturón con orientación N-S de ca. 300 km de largo y 100 km de ancho (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; fig. 2.5). Este terreno está conformado por una sucesión volcano-sedimentaria marina desarrollada, por lo menos, entre el Jurásico Superior y el Cenomaniano (Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; Ramírez Espinoza *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Mendoza y Suástegui, 2000, 2004; Mortensen *et al.*, 2008). La parte inferior de dicha sucesión está compuesta por la Formación Villa Ayala, conformada por aproximadamente 3000 m de flujos basálticos almohadillados y masivos, hialoclastita, toba basáltica, radiolarita y rocas epiclásticas, cortados por escasos cuerpos hipabisales de composición riolítico-dacítica (Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991; Mortensen *et al.*, 2008; fig. 2.7). Las faunas fósiles encontradas en las rocas sedimentarias interestratificadas con las lavas, y en los rellenos de las almohadillas, limitan la edad de la Formación Villa Ayala por lo menos entre el Berriasiano y el Barremiano (Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991). Adicionalmente, Mortensen *et al.* (2008) han reportado edades U-Pb en circones entre 146 y 138 Ma para las rocas subvolcánicas félsicas, lo que sugiere que, por lo menos la base de la Formación Villa Ayala se

extiende hasta el Jurásico Superior (fig. 2.7). Tanto la estratigrafía, como la concentración de los elementos mayores y trazas de las rocas volcánicas máficas, sugieren que la Formación Villa Ayala representa el registro estratigráfico de un arco submarino (Mendoza y Suástegui, 2000).

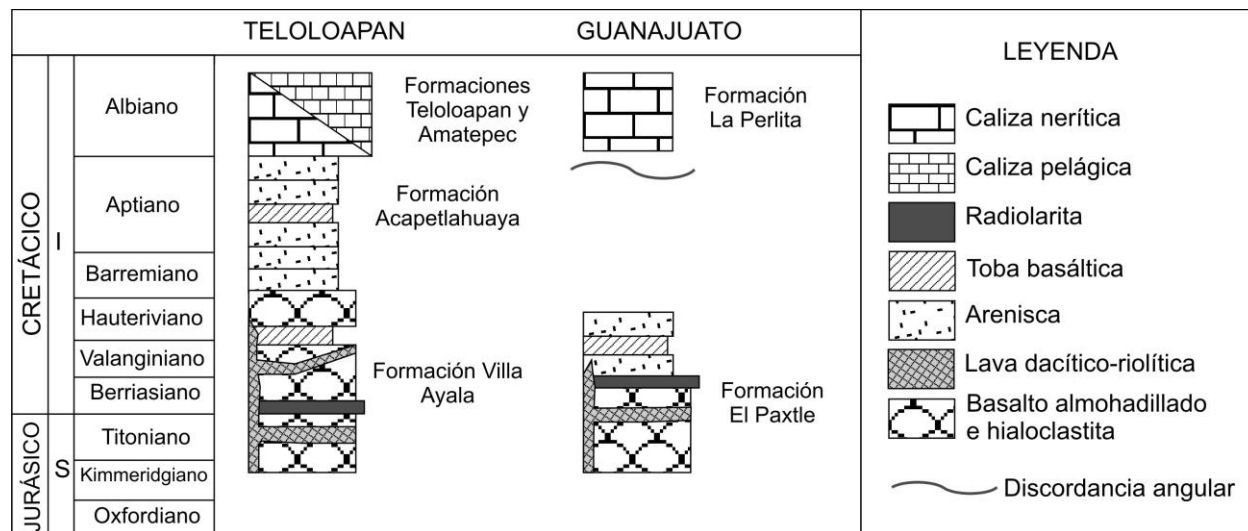


Fig. 2.7. Columnas crono-estratigráficas del terreno Teloloapan y del Conjunto petro-tectónico El Paxtle expuesto en la región de Guanajuato. La información necesaria para la representación de las columnas fue tomada de Lapierre *et al.* (1992), Talavera-Mendoza *et al.* (1995), Talavera-Mendoza *et al.* (2007) y Martini *et al.* (2012).

Una sucesión volcano-sedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico Inferior comparable con la Formación Villa Ayala ha sido documentada en la región de Guanajuato (Formación La Luz *en* Lapierre *et al.*, 1992 o Formación El Paxtle *en* Martini *et al.*, 2011a; fig. 2.7). Al igual que para la Formación Villa Ayala, también en Guanajuato, la sucesión de arco submarino está cortada por cuerpos subvolcánicos riolítico-dacíticos, cuyos circones han arrojado edades U-Pb entre 150 y 146 Ma (Mortensen *et al.*, 2008).

En la región de Teloloapan, la Formación Villa Ayala esta sobreyacida en contacto concordante por arenisca, lutita tobácea, caliza arrecifal y flujos de escombros calcáreos de las formaciones Acapetlahuaya, Teloloapan y Amatepec, las cuales han sido asignadas al Aptiano Superior-Cenomaniano con base en las faunas fósiles en ellas contenidas (Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; fig. 2.7). Finalmente, las rocas del terreno Teloloapan están cubiertas por la Formación Pachivia, una sucesión de turbiditas volcano-sedimentarias del Turoniano

interpretada como el depósito de ante-país relacionado con el evento de acreción del terreno Guerrero (Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991). En el área de Guanajuato, en vez, la sucesión volcano-sedimentaria del Jurásico Superior-Cretácico Inferior se encuentra intensamente deformada, y cubierta de manera discordante por la Formación La Perlita, compuesta por calizas neríticas del Albiano (Chiodi *et al.*, 1988; Quintero-Legorreta, 1992; fig. 2.7). En esta región, no se han documentado, hasta la fecha, posibles sucesiones relacionadas con el evento de acreción del terreno Guerrero.

2.2.2.2 El terreno Arcelia

El terreno Arcelia está expuesto en el sur de México al occidente del terreno Teloloapan, formando un cinturón de orientación N-S de ca. 250 km de largo y 15 km de ancho (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Mendoza y Suástegui, 2000; fig. 2.5). Dicho terreno está compuesto por una sucesión de basaltos almohadillados, hialoclastita, rocas ultramáficas, diques toleíticos y una sucesión sedimentaria pelágica conformada por arenisca, filita negra y abundante radiolarita (Mendoza y Suástegui, 2000; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). Aparentemente, esta sucesión no consta de un basamento más antiguo como los otros terrenos del terreno Guerrero (Mendoza y Suástegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2008). Las concentraciones de los elementos mayores y trazas de los basaltos del terreno Arcelia muestran patrones heterogéneos, tanto de tipo MORB (*Middle Oceanic Ridge Basalt*), así como OIB (*Oceanic Island Basalt*) y patrones típicos de rocas de arco (Mendoza y Suástegui, 2000). Las areniscas del terreno Arcelia son principalmente litarenitas arcóicas y arcosas líticas, compuestas por abundante plagioclasa, fragmentos volcánicos máficos y félsicos, y en menor medida por cuarzo mono- y poli-cristalino (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; fig. 2.8).

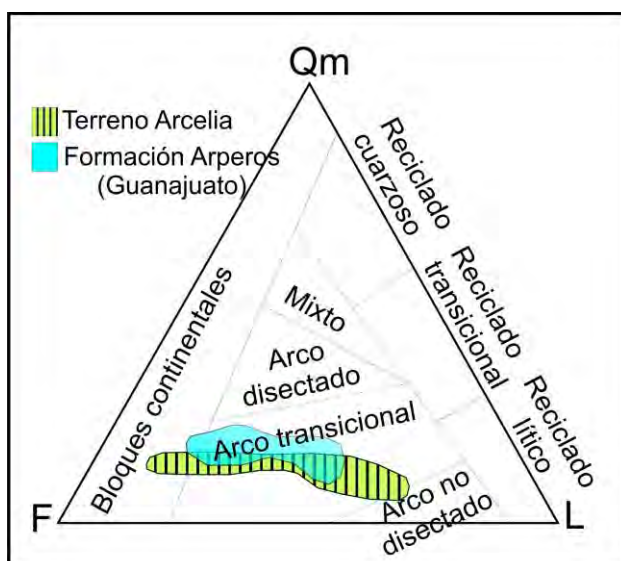


Fig. 2.8. Diagrama Qm, F, L (Dickinson, 1985) donde se muestra la composición de las areniscas del terreno Arcelia y de la Formación Arperos en Guanajuato, de acuerdo con Talavera-Mendoza *et al.* (2007) y Martini *et al.* (2012).

Estas areniscas presentan una población principal de circones detríticos euhedrales con edades comprendidas entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior y picos principales alrededor de 130 Ma (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). Adicionalmente, contienen una cantidad subordinada de circones redondeados con edades del Pérmico, Panafricano y Grenvilliano (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007).

Una sucesión parecida a la del terreno Arcelia ha sido documentada por varios autores en la región de Guanajuato (Formación Arperos *en* Ortíz-Hernández *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1994; Martini *et al.*, 2011b; Martini *et al.*, 2013). Dichos autores describen una sucesión compuesta por basalto almohadillado de tipo MORB, hialoclastita, radiolarita, lutita negra y arenisca. Las areniscas son litarenitas arcósicas y arcosas líticas, que, en el diagrama Qm, F, L muestran una composición comparable con la de las areniscas del terreno Arcelia (Martini *et al.*, 2013; fig. 2.8). Dichas areniscas están compuestas, en orden de abundancia: plagioclasa, líticos volcánicos máficos, cuarzo mono-cristalino, fragmentos volcánicos félsicos, cuarzo poli-cristalino, líticos sedimentarios y meta-sedimentarios ricos en cuarzo, moscovita detrítica y otros minerales pesados (Martini *et al.*, 2013). Martini *et al.* (2011a) han documentado una población dominante de circones detríticos con edades U-Pb entre 166 y 118 Ma y picos principales alrededor de 130 Ma. Al igual que para las areniscas del terreno Arcelia, también las areniscas del área de Guanajuato contienen poblaciones subordinadas de circones del Pérmico, Panafricano y Grenvilliano (Martini *et al.*, 2011a).

La edad de la sucesión del terreno Arcelia es todavía controvertida. Elías-Herrera *et al.* (2000) han reportado edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre ca. 103 y 93 Ma, para dos muestras de basalto de la parte septentrional de este terreno. En el área de Arcelia (fig. 2.5), Delgado-Argote *et al.*, (1992) obtuvieron varias edades integradas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda, que varían entre ca. 111 y 99 Ma. En la región de Guanajuato, en cambio, la edad de esta sucesión está constreñida entre 118 Ma, la edad de los circones detríticos más jóvenes contenidos en las areniscas (Martini *et al.*, 2011a), y el Albiano, edad de depósito de la Formación La Perlita, la cual sobreyace discordantemente a la sucesión volcano-sedimentaria (Chiodi *et al.*, 1988; Quintero-Legorreta, 1992).

Cabe mencionar que la relación de contacto entre los terrenos Arcelia y Teloloapan es todavía poco clara. En efecto, el límite oriental del terreno Arcelia es una zona de cabalgadura, a lo largo de la cual dicho terreno sobreyace tectónicamente arriba del terreno Teloloapan (Mendoza y Suástegui, 2000). Sin embargo, en las regiones de Valle de Bravo y Guanajuato (fig. 2.5) se ha observado que las rocas del terreno Arcelia están sobreyacidas en contacto tectónico por la sucesión del terreno Teloloapan (Fitz-Díaz *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2013).

Las sucesiones del terreno Arcelia y la Formación Arperos en Guanajuato han sido interpretadas por varios autores como los vestigios de una cuenca oceánica, nombrada Cuenca de Arperos, interpuesta entre el terreno Guerrero y el dominio continental (Tardy *et al.*, 1994; Dickinson y Lawton, 2001; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Martini *et al.*, 2011a). A pesar de esta interpretación común, el debate respecto su extensión y significado tectónico es todavía abierto. Algunos autores han propuesto que la Cuenca de Arperos fue una cuenca oceánica extensa del pre-Jurásico Superior, cuyo sustrato formó parte de la paleo-placa Pacífica (Tardy *et al.*, 1994; Dickinson y Lawton, 2001). Alternativamente, otros autores han sugerido que las rocas de la Cuenca de Arperos representan el registro estratigráfico de una cuenca de tras-arco del Cretácico, desarrollada a lo largo de la paleo-margen Pacífica de Norte América (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998; Cabral-Cano *et al.*, 2000; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011a).

2.2.2.3 El terreno Zihuatanejo

El terreno Zihuatanejo ocupa la parte más occidental del terreno Guerrero (fig. 2.5). Su límite con el terreno Arcelia está cubierto por rocas sedimentarias y volcánicas del Cenozoico. Dicho terreno está conformado por sucesiones volcano-sedimentarias del Jurásico Superior-Cenomaniano que descansan de manera disconforme sobre las rocas del Triásico Superior del Complejo Arteaga (p. ej., Mendoza y Suástegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2003; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009). La estratigrafía del terreno Zihuatanejo no se puede resumir esquemáticamente en una columna única, en cuanto dentro de este terreno existen variaciones laterales de facies complejas y, en algunos casos, pobremente documentadas (p. ej., Vidal-Serratos, 1986; Guerrero-Suástegui, 1997; Centeno-García *et al.*, 2003; Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009; Martini *et al.*, 2010). En general, los datos reportados en la literatura indican que las sucesiones del terreno Zihuatanejo se desarrollaron principalmente en ambientes marinos someros a relativamente profundos, asociados con una actividad magmática intensa y continua desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986; Centeno-García *et al.*, 2003; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Bissig *et al.*, 2008; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009; Martini *et al.*, 2010; Centeno-García *et al.*, 2011; Villanueva-Lascurain, 2011). Las sucesiones volcano-sedimentarias del terreno Zihuatanejo han sido interpretadas por Centeno-García *et al.* (2011) como el registro estratigráfico relacionado con la actividad de un arco extensional, desarrollado marginalmente al dominio continental. Las rocas marinas del terreno Zihuatanejo están cubiertas de manera discordante por sucesiones continentales de traslape (Altamira-Areyán, 2002; Morales-Gámez, 2005; Martini *et al.*, 2009; Centeno-García *et al.*,

2011), cuyas edades paleontológicas e isotópicas varían entre el Turoniano y el Maastrichtiano (Benammi *et al.*, 2005; Mariscal-Ramos *et al.*, 2005; Centeno-García *et al.*, 2011; Martini *et al.*, 2011b).

2.3 LA SUTURA ENTRE EL TERRENO GUERRERO Y EL DOMINIO CONTINENTAL

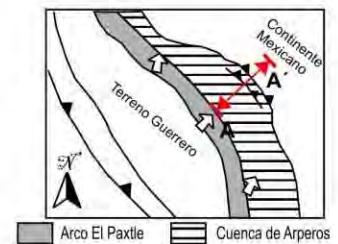
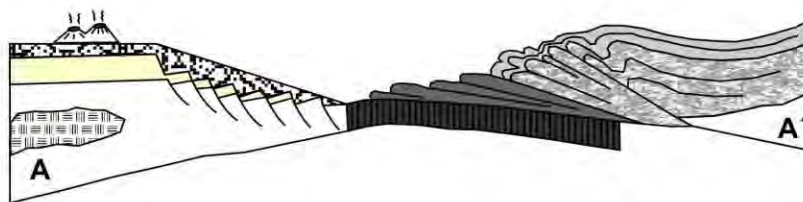
Diferentes escenarios han sido propuestos en la literatura para la evolución del terreno Guerrero (Tardy *et al.*, 1994; Cabral-Cano *et al.*, 2000; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011a). Sin embargo, la mayoría de los autores parecen concordar con una idea común: que haya sido o no originalmente parte de la placa Norte Americana, el terreno Guerrero colisionó contra la margen Pacífica del dominio continental durante el Cretácico, determinando el cierre de la Cuenca de Arperos y el desarrollo de un cinturón de deformación intensa, localizado a lo largo del contacto entre estos dos dominios paleogeográficos del Mesozoico (Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011a y b; Martini *et al.*, 2013; fig. 2.5). La estructura interna y la cronología de la deformación de dicho cinturón están actualmente pobremente entendidos. En el sur de México, se ha documentado una fase de acortamiento principal NE-SW, con un sentido de transporte tectónico de techo hacia el NE, seguida por un acortamiento menos intenso con transporte tectónico hacia el SW (Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2008). Con base en las edades paleontológicas disponibles para los depósitos sin-tectónicos, estas fases de acortamiento han sido constreñidas en el Turoniano, y han sido relacionadas al cinturón de pliegues y cabalgaduras Laramídico (p. ej., Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Mendoza y Suástegui, 2000; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). Alternativamente, en la Sierra de Guanajuato, en el centro de México, las calizas del Albiano de la Formación La Perlita sobreyacen de manera disconforme a las rocas de la sutura del terreno Guerrero (Chiodi *et al.*, 1988; Quintero-Legorreta, 1992; Tardy *et al.*, 1994; Dickinson y Lawton, 2001), indicando que, por lo menos en esta región, el proceso de acreción ocurrió durante el Cretácico Inferior. La estructura interna de la zona de sutura en la Sierra de Guanajuato ha sido descrita en detalle por Martini *et al.* (2013; fig. 2.9). De acuerdo con dichos autores, el evento de acreción del terreno Guerrero ocurrió en dos etapas principales. La primera etapa consiste en el cierre y deformación intensa de la Cuenca de Arperos, determinando el desarrollo de un cinturón de pliegues y cabalgaduras con doble vergencia (SW y NE), conformado por napas tectónicas compuestas tanto por sucesiones volcano-sedimentarias del terreno Guerrero, así como por sucesiones de la margen del dominio continental (Martini *et al.*, 2013; fig. 2.9 a y b). Durante la segunda etapa, Martini *et al.* (2013)

sugieren que el arco de Teloloapan entró en colisión con la margen del dominio continental, y se emplazó tectónicamente arriba de las sucesiones ya plegadas y cizalladas de la Cuenca de Arperos (fig. 2.9c). De acuerdo con los datos paleontológicos e isotópicos disponibles, dichos autores limitan estas dos fases de deformación entre 118 Ma y el inicio del Albiano.

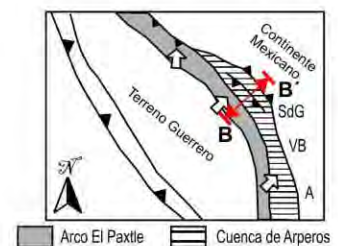
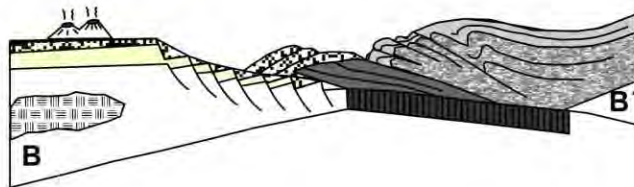
Jurásico tardío-Aptiano temprano

Primera etapa

a: Acortamiento hacia el SW: etapa de cierre inicial de la Cuenca de Arperos



b: Acortamiento hacia el NE: etapa final del cierre de la Cuenca de Arperos



Segunda etapa

Aptiano tardío

c: Acortamiento hacia el SE: acreción del arco El Paxtle y escape tectónico

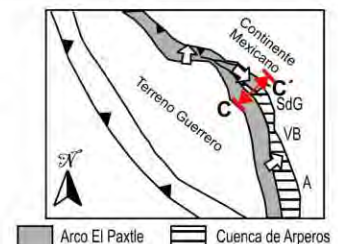


Fig. 2.9 Modelo esquemático en 2 etapas, que muestra la evolución estructural relacionada con la acreción del terreno Guerrero, basada principalmente en la Sierra de Guanajuato. Durante la primera fase de deformación (a y b), la migración progresiva del terreno Guerrero produjo el cierre de la Cuenca

de Arperos y la formación de un abanico imbricado de doble vergencia de napas cabalgadas de cuenca que acomodaron un acortamiento NE-SW substancial. Una vez que la Cuenca de Arperos se cerró, el conjunto de arcos El Paxtle, que es parte del terreno Guerrero, colisionó con el paleocontinente Mexicano durante la segunda fase de deformación (c), éste fue tectónicamente emplazado en la cima de la pila tectónica con un transporte tectónico principal hacia el SE (tomada de Martini *et al.*, 2013). SdG: Sierra de Guanajuato, VB: Valle de Bravo, A: Arcelia.

CAPÍTULO 3

Área de estudio y planteamiento del problema

El área de estudio comprende la parte oriental de la Sierra de los Cuarzos, la cual se encuentra en el límite de los estados de Querétaro y Guanajuato (México), ca. 70 km al este de la Sierra de Guanajuato y ca. 20 km al este de la ciudad de San Miguel de Allende (fig. 3.1). Dicha área se encuentra entre las latitudes $20^{\circ}57'36''\text{N}$ y $20^{\circ}54'14''\text{N}$, y longitudes $100^{\circ}30'00''\text{W}$ y $100^{\circ}25'12''\text{W}$. El acceso es por la Carretera Federal No. 57 (Querétaro-San Luis Potosí), aproximadamente a la altura del km 44, utilizando la desviación hacia el poblado de San José Iturbide, Guanajuato.

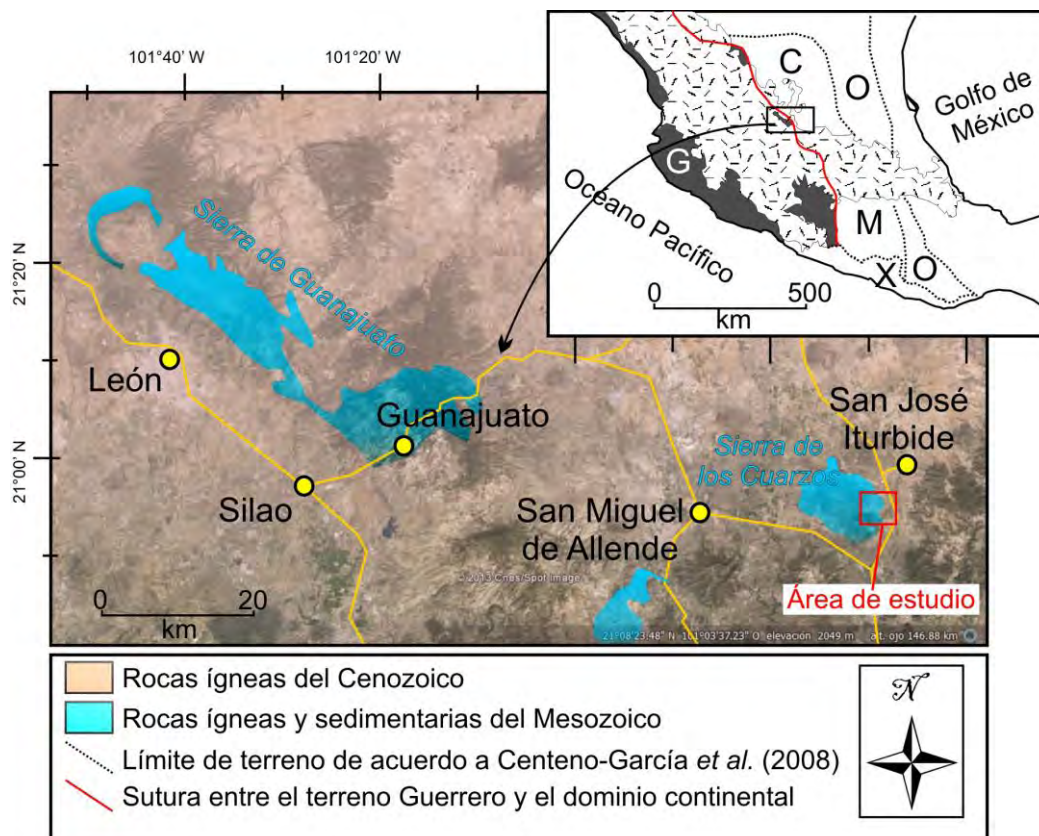


Fig. 3.1 Mapa de localización del área de estudio, donde se muestra la relación espacial-geográfica con la Sierra de Guanajuato y otras sucesiones del Mesozoico expuestas en las cercanías de San Miguel de Allende. G: terreno Guerrero; M: terreno Mixteca; O: Oaxaquia; X: terreno Xolapa; C: terreno Central.

3.1 LAS ROCAS DEL MESOZOICO

La literatura sobre las rocas del Mesozoico dentro o en las cercanías del área de estudio es pobre. La mayoría de los trabajos previos se enfocan principalmente en las rocas volcánicas del Cenozoico, las cuales sobreyacen de manera disconforme a las sucesiones mesozoicas. De los pocos trabajos previos que hacen referencia a las rocas del Mesozoico, cabe destacar el de Ortiz-Hernández *et al.* (2002), el cual documenta una sucesión volcano-sedimentaria del Mesozoico al sur de la ciudad de San Miguel de Allende, aproximadamente 15 km al oeste del área de estudio (fig. 3.1), la cual está expuesta gracias a un escarpe de falla normal asociada al sistema de Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). De acuerdo con Ortiz-Hernández *et al.* (2002), dicha sucesión está compuesta por flujos de basalto almohadillado, masivo y andesita basáltica, los cuales están interestratificados con areniscas volcanoclásticas y caliza pelágica de grano fino, además de estratos delgados de lutita negra, radiolarita y brecha epiclástica, las cuales han sido interpretadas como el producto de la erosión de las rocas volcánicas (Ortiz-Hernández *et al.*, 2002; fig. 3.2a).

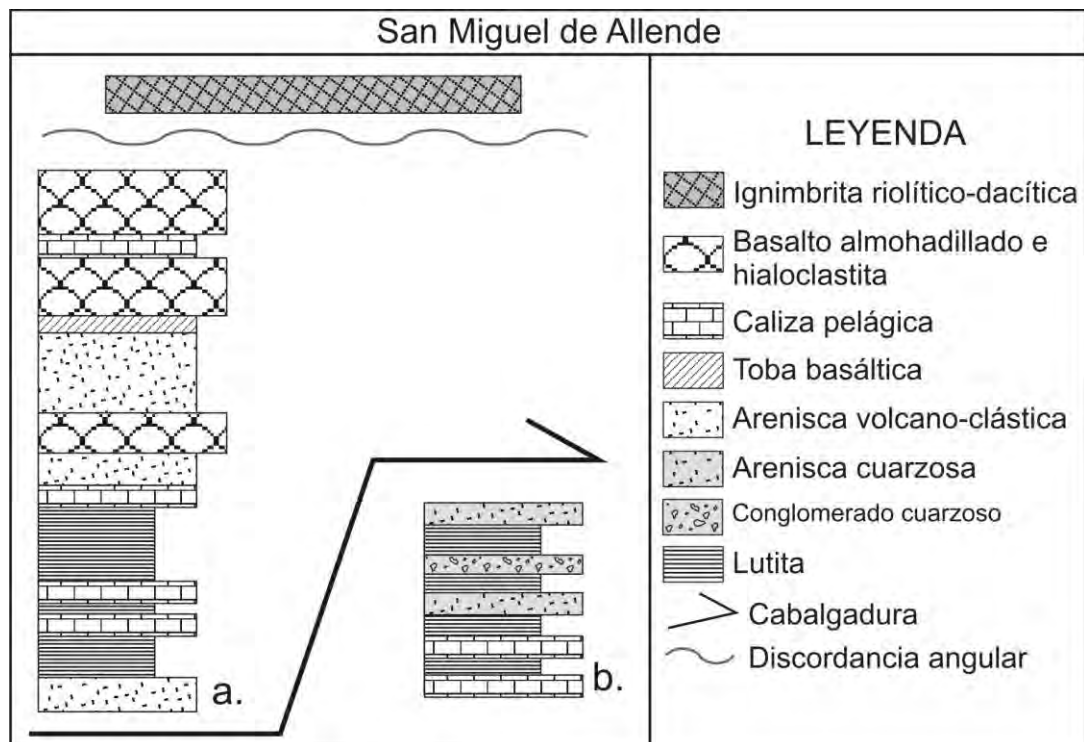


Fig. 3.2 Columnas estratigráficas representativas de las sucesiones expuestas en el área de San Miguel de Allende (modificadas de Ortiz-Hernández *et al.*, 2002)

Estos autores (Ortiz-Hernández *et al.*, 2002), reportan un conjunto de fauna fósil compuesto por bivalvos, foraminíferos planctónicos epipelágicos (*Hedbergella*) y amonitas (*Acanthohoplites sp.*), de posible edad Cretácico Superior (en Ortiz-Hernández *et al.*, 2002; Chiodi *et al.*, 1988). Sin embargo, en dicho trabajo no se proporcionan imágenes, ni descripciones relacionadas con estos fósiles, lo cual no permite corroborar la identificación de la fauna mencionada. Con base en el análisis de elementos mayores y trazas, así como la química de piroxeno y anfíbol, las rocas volcánicas de esta sucesión han sido interpretadas por Ortiz-Hernández *et al.* (2002) como el registro de un arco intraoceánico primitivo, posiblemente relacionado con el terreno de Teloloapan. Estas rocas sobreyacen actualmente en contacto tectónico una sucesión sedimentaria compuesta por una alternancia de capas delgadas de caliza pelágica de color gris a crema interestratificadas con lutita, las cuales pasan transicionalmente a areniscas ricas en cuarzo con estratificación laminar a masivas, interestratificadas con algunas capas de conglomerado (Ortiz-Hernández *et al.*, 2002; fig. 3.2b). Ortiz-Hernández *et al.* (2002) han reportado para estas rocas estructuras sedimentarias como son: laminación convoluta y estructuras típicas de depósitos de *slump*, lo que sugiere una sedimentación asociada a una zona empinada y gravitacionalmente inestable. La edad de esta sucesión es desconocida, aunque Ortiz-Hernández *et al.* (2002) proponen tentativamente una edad del Cretácico Superior.

Sucesiones en parte parecidas a las descritas en el área de San Miguel de Allende, han sido documentadas también en la Sierra de Guanajuato (fig. 3.1). Originalmente, Martínez-Reyes (1992) agrupó todas las rocas volcánicas y sedimentarias de la Sierra de Guanajuato dentro de una unidad informal nombrada “Secuencia Volcano-sedimentaria indiferenciada del Mesozoico”. Sin embargo, Martini *et al.* (2011a y 2013) reconocieron dentro de dicha “Secuencia Volcano-sedimentaria indiferenciada” por lo menos dos conjuntos petro-tectónicos distintos: el Conjunto de arco El Paxtle, y el Conjunto de la Cuenca de Arperos (fig. 3.3a y b). El Conjunto El Paxtle se compone por una sucesión volcano-sedimentaria y un complejo intrusivo (Lapierre *et al.*, 1992; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992). La sucesión volcano-sedimentaria, nombrada por Martini *et al.* (2011a) formación El Paxtle, está compuesta por flujos de basalto almohadillado, masivo, hialoclastita, brecha basáltica y toba basáltica, interestratificados con radiolarita, arenisca tobácea, arenisca y conglomerado epiclástico (Lapierre *et al.*, 1992; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992; fig. 3.3a-c). El complejo intrusivo, denominado Complejo Tuna Manza (Lapierre *et al.*, 1992), está compuesto por gabro, diorita y tonalita, localmente intrusionados por diques de basalto (Lapierre *et al.*, 1992; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992; fig. 3.3a y b). La edad de las rocas de este conjunto petro-tectónico varía entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior (Lapierre *et al.*, 1992; Mortensen *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011a).

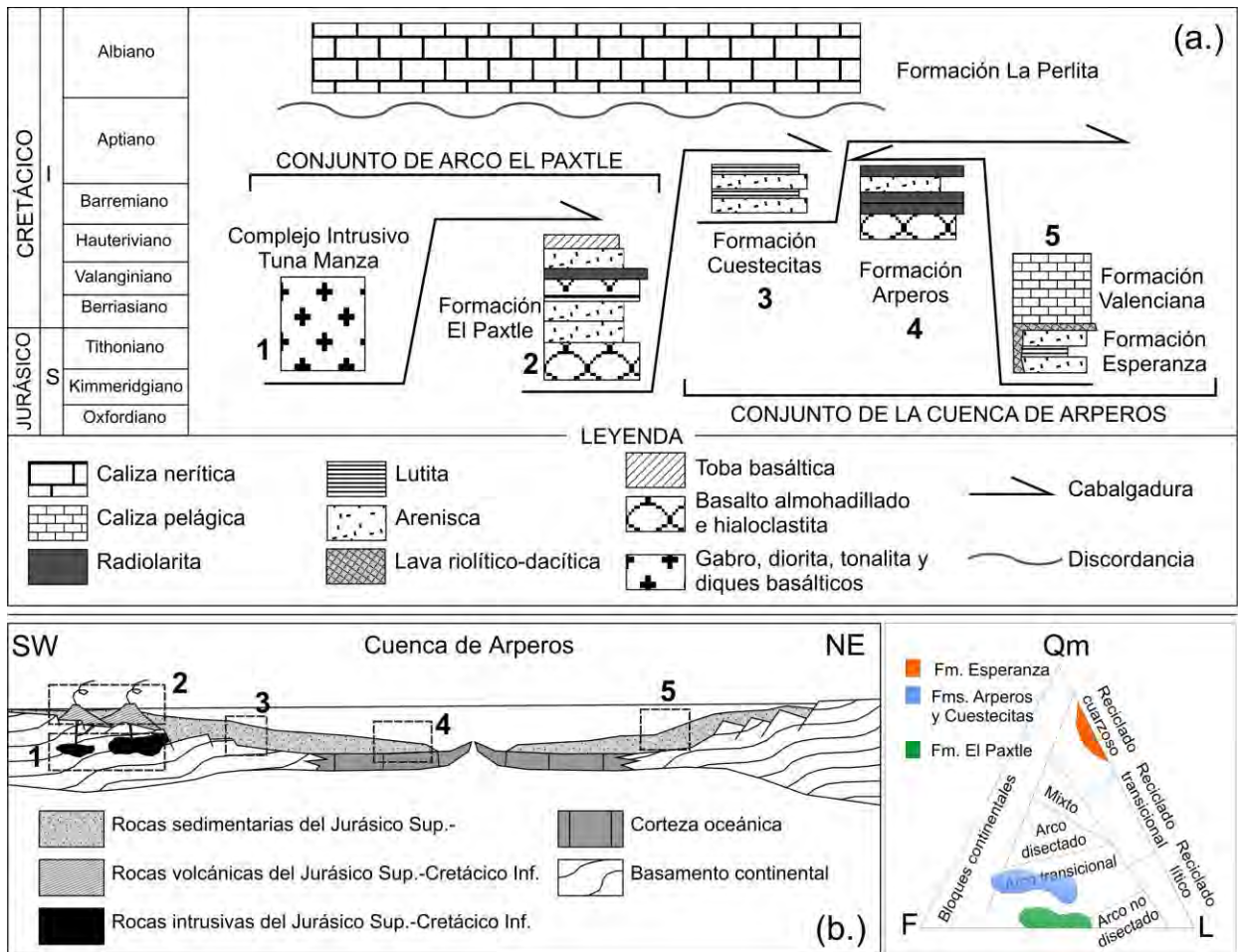


Fig. 3.3 (a.) Columnas estratigráficas de las sucesiones expuestas en la Sierra de Guanajuato (modificado de Martini *et al.*, 2011a). (b.) Reconstrucción esquemática de la Cuenca de Arperos donde se muestra la localización probable de las columnas descritas para la Sierra de Guanajuato (modificado de Martini *et al.*, 2011a). (c.) Diagrama Qm, F, L (Dickinson, 1985), donde se muestra la variabilidad de composición de las areniscas de las diferentes sucesiones expuestas en la Sierra de Guanajuato (modificado de Martini *et al.*, 2013).

El Conjunto El Paxtle está emplazado tectónicamente arriba del Conjunto de la Cuenca de Arperos (Lapierre *et al.*, 1992; Ortiz-Hernández *et al.* 1992; Tardy *et al.*, 1994), el cual se compone de sucesiones de distinta composición y procedencia (fig. 3.3a-c). En la parte oeste de la cuenca se depositaron las formaciones Arperos y Cuestecitas durante el Cretácico Inferior, las cuales están compuestas por rocas volcano-clásticas resultado de la erosión del terreno Guerrero (Martini *et al.*, 2011a; fig. 3.3a y b). Las areniscas de esta sucesión son arcosas líticas y litarenitas feldespáticas con abundancia de fragmentos volcánicos máficos, y menor abundancia de clastos volcánicos félsicos y meta-sedimentarios (Martini *et al.*, 2013; fig. 3.3c).

En la margen este de la Cuenca de Arperos, se ha descrito una sucesión del Jurásico Superior-Cretácico Inferior compuesta por arenisca rica en cuarzo y lutita de la Formación Esperanza, sobreyacida estratigráficamente por caliza pelágica y lutita de la Formación Valenciana (Martini *et al.*, 2013; fig. 3.3a y b). Las areniscas de la Formación Esperanza se han interpretado como el producto del reciclaje del dominio paleogeográfico continental mexicano, y se componen principalmente por cuarzo mono y policristalino, muy escaso feldespato potásico y subordinados fragmentos líticos de rocas metasedimentarias y volcánicas félsicas (Martini *et al.*, 2013; fig. 3.3c).

3.2 LAS ROCAS DEL CENOZOICO

Las rocas del Mesozoico del área de estudio se encuentran sobreyacidas de manera disconforme por rocas volcánicas del Cenozoico (fig. 3.1), las cuales, de acuerdo con su edad y composición, se pueden separar en dos grupos diferentes. Un conjunto representado por ignimbritas riolíticas y subordinadamente andesitas, para las cuales se han reportado edades que varían entre 30.6 ± 0.4 Ma y 28.6 ± 0.7 Ma (Cerca-Martínez *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.*, 1996). Con base en su composición y edad, estas rocas se han interpretado como parte de la provincia magmática de la Sierra Madre Occidental (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Cerca-Martínez *et al.*, 2000).

Otro conjunto está representado por basaltos, andesitas, dacitas, y rocas volcanoclásticas de los centros volcánicos La Joya y Palo Huérfano. Dichas rocas han arrojado edades K-Ar que varían entre 16.1 ± 1.7 Ma y 9.9 ± 0.4 Ma (Pérez-Venzor *et al.*, 1996; Valdéz-Moreno *et al.*, 1998; Ortiz-Hernández *et al.*, 2002), y han sido interpretadas como parte de la Faja Volcánica Transmexicana (Ferrari *et al.*, 1999; Ferrari, 2000; Cerca-Martínez *et al.*, 2000). Además, se reporta coluvión y aluvión cenozoico, rellenando las depresiones topográficas (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

3.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Desde principios de los años ochenta, muchos autores han planteado la posibilidad que las sucesiones volcano-sedimentarias de arco del terreno Guerrero sean alóctonas con respecto al dominio continental mexicano, y que éstas se hayan acrecionado durante el Cretácico a lo largo de la paleo-margen continental de México (Campa y Coney, 1983; Tardy *et al.*, 1994; Dickinson y Lawton, 2001; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011a). Los afloramientos actualmente interpretados como parte de la zona de sutura entre el terreno Guerrero y el dominio continental se encuentran, de sur a norte, en las áreas

de: Arcelia, Valle de Bravo, Guanajuato y Zacatecas (Tardy *et al.*, 1994; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011a; fig. 2.5). Considerando que las cuencas sedimentarias son elementos morfológicos muy sensibles a los eventos tectónicos que ocurren en un entorno geológico, las cuencas que se desarrollaron en áreas adyacentes a la zona de sutura del terreno Guerrero deberían de contener en su registro estratigráfico evidencias de dicho evento de acreción. Por esta razón, se plantea la posibilidad que la sucesión del Mesozoico de la Sierra de los Cuarzos, dada su cercanía a la zona de sutura expuesta en la Sierra de Guanajuato, podría ser una posible candidata para contener el registro sedimentario de dicho evento tectónico. Con base en esta premisa, en el registro estratigráfico de la Sierra de los Cuarzos, se espera encontrar una variación en la composición y procedencia de las rocas sedimentarias relacionada al progresivo acercamiento y sucesiva colisión entre los dos dominios paleogeográficos del Mesozoico reconocidos en México.

3.4 OBJETIVOS DEL TRABAJO

El objetivo general de este trabajo consiste en realizar un análisis petrológico detallado de la sucesión expuesta en la Sierra de los Cuarzos, con el propósito de documentar posibles variaciones en la procedencia de las areniscas, e interpretarlas dentro del marco geológico regional del centro de México.

Dicho objetivo general se logró cumpliendo con los siguientes objetivos particulares:

- i. Reconstrucción de la sucesión estratigráfica del área de estudio por medio del trabajo de campo;
- ii. Identificación del ambiente de depósito por medio del análisis de estructuras sedimentarias e interpretación de los tipos de depósitos sedimentarios;
- iii. Identificación de variaciones composicionales a lo largo del registro estratigráfico por medio del análisis petrográfico detallado de las areniscas;
- iv. Identificación de variaciones de procedencia a lo largo de la sucesión, con base en las variaciones composicionales y en el contenido de circones detríticos de las areniscas.

CAPÍTULO 4

Metodología

4.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

El punto de partida de este trabajo, fue la recopilación y revisión crítica de la literatura anteriormente publicada sobre el área de estudio y zonas colindantes. Dicha recopilación ha permitido tener una idea preliminar de las sucesiones que pudieran aflorar en el área de estudio, así como de los posibles procesos relacionados con el desarrollo de dicho registro estratigráfico.

4.2 TRABAJO DE CAMPO

La base del presente estudio fue la elaboración de una cartografía geológica detallada a la escala 1:16,000 de la región comprendida entre los poblados de El Guajolote, El Chupadero, La Española y Charape de los Pelones, cerca de la ciudad de San José Iturbide (Gto.). El área cartografiada está incluida en la carta topográfica publicado por INEGI: Buenavista F14-C55, 1:50,000. La cartografía se basó en el reconocimiento en campo de las principales unidades litoestratigráficas, en las relaciones geométricas entre ellas y en los rasgos sedimentarios que las caracterizan, realizando observaciones a lo largo de todos los caminos principales, arroyos y veredas accesibles. Aproximadamente se trabajaron 30 días en el campo entre los meses de enero-diciembre del 2011. Éste se apoyó en el análisis geomorfológico de las imágenes tridimensionales tomadas de *Google Earth*, las cuales resultaron tener muy buena resolución. La cartografía realizada ha sido finalmente completada con los datos estructurales recolectados a lo largo de trayectos estratégicos orientados perpendicularmente a las estructuras de deformación principales, utilizando notación estructural de la *Pínula mayor a la derecha e inclinación* (PDI). Los datos estructurales se analizaron mediante métodos estadísticos, según las técnicas clásicas de la geología estructural (Ramsay y Huber, 1987; Twiss y Moores, 1992). Las proyecciones estereográficas se realizaron con el programa Stereoplot 3.0 (Allmendinger *et al.*, 2012), utilizando proyecciones equiareales (red de Schmidt) para el hemisferio inferior.

Al terminar la cartografía, se procedió con el levantamiento de 3 columnas estratigráficas con el báculo de Jacob. Cabe remarcar que, debido a las condiciones de

afloramiento y de accesibilidad al área, no fue posible levantar una columna continua representativa de todo el registro estratigráfico expuesto en el área de estudio. Más bien, se midieron varias columnas pequeñas, pero representativas de diferentes porciones de la sucesión. Todos los datos y muestras recolectados en campo fueron georeferenciados por medio de un GPS MAP 60 CSX Garmin en el sistema UTM NAD 27.

4.3 ANÁLISIS PETROGRÁFICO

Se realizó un muestreo sistemático de las rocas representativas de las diferentes unidades litológicas reconocidas. En particular, el muestreo se enfocó en la recolección de muestras de areniscas de diferentes niveles estratigráficos, con el objetivo de identificar posibles variaciones de composición y procedencia. Para lograr este objetivo se recolectaron más de 100 muestras de areniscas, de las cuales 67 fueron cortadas en lámina delgada para la observación al microscopio óptico. Se realizó un análisis petrográfico detallado, el cual incluyó el análisis de textura y composición. Se realizó el conteo de puntos para 24 muestras de arenisca, con el fin de determinar cuantitativamente su composición. El conteo fue realizado de acuerdo a las indicaciones de Gazzi (1966), Dickinson (1970) e Ingersoll *et al.* (1984). Para los detalles sobre dicha metodología véase el capítulo 6 del presente trabajo.

4.4 FECHAMIENTO DE CIRCONES DETRÍTICOS

Seis de las muestras de arenisca analizadas fueron seleccionadas para el análisis de circones detríticos. Se eligieron rocas de unidades diferentes con el aspecto más fresco, sin evidencias apreciables de alteración hidrotermal o meteorización, debido a que los procesos secundarios pueden alterar la composición inicial de las rocas. La trituration de las muestras se realizó en el Taller de Molienda del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), utilizando una prensa diseñada específicamente para la molienda de rocas. Para cada muestra se trituró una cantidad de 4 a 6 kg de roca, en donde los fragmentos obtenidos se tamizaron con los tamices de prueba física, separando las fracciones de <80, entre 80 y 100, y >100. La separación de minerales pesados se llevó a cabo por medio del método de separación por vía húmeda, utilizando la mesa Wilfley. Una vez obtenidas las fracciones densas, se realizó la concentración final de minerales pesados por medio de la decantación en líquidos pesados. En este caso se utilizó el Bromoformo, el cual tiene una densidad de 2.8 g/cm^3 . Debido a que los circones tienen alta densidad (4.68 g/cm^3 en promedio), éstos se hunden dentro del Bromoformo y se separan de los minerales más ligeros como los feldespatos y el cuarzo, que se

quedan flotando. Finalmente, el concentrado de minerales pesados obtenido se lavó con acetona y agua destilada para proceder a la separación manual de los circones, la cual se realizó con pinzas de precisión bajo un microscopio binocular estereoscópico. Se separaron y montaron manualmente más de 200 circones por cada muestra. Los circones elegidos se montaron en una probeta de resina epóxica. Las probetas de resina se desgastaron utilizando papel abrasivo (1500-grit) hasta llegar aproximadamente a la mitad del grosor de los granos de los circones. Posteriormente se procedió al pulido con abrasivo de diamante en suspensión (6 y 1 μ m) para obtener una superficie lo más homogénea posible.

Los circones montados y pulidos fueron fotografiados bajo catodoluminiscencia (CL), utilizando un luminoscopio ELM3R montado sobre un microscopio binocular, el cual estaba conectado con una cámara digital. Esto con el fin de observar la estructura interna de los cristales, lo cual ayudó en la selección de los puntos para realizar los análisis isotópicos.

Los análisis isotópicos se efectuaron en el Centro de Geociencias de la UNAM por ablación láser y espectrometría de masas de plasma inducido acoplado (*laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*, LA-MC-ICP-MS) (fig. 4.1).



Fig. 4.1 Laboratorio de estudios isotópico (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM. En la foto se muestra el equipo empleado para el fechamiento de circones por el método U-Pb.

La ablación de los circones se realizó con un láser Resolution M-50/Lambda Physik LPX 220 Excimer, que trabaja con una longitud de onda de 193 nm, acoplado con un cuadrupolo ICP-MS Thermo Xseriesii. Los detalles sobre la metodología analítica se pueden encontrar en Solari *et al.* (2010) y http://www.geociencias.unam.mx/~solari/index_files/LEI/LA-ICPMS.html. Para la reducción de los datos se utilizó la metodología descrita en (Solari y Tanner, 2012), utilizando el estándar Plěsovice ($\pm 337 \pm 0.4$ Ma, Slama *et al.*, 2008). La corrección para el plomo común se realizó empleando las ecuaciones de Andersen (2002), asumiendo la composición inicial de plomo reportada por Stacey y Kramers (1975). Esto debido a la imposibilidad de medir de

manera detallada el ^{204}Pb . Los errores relacionados con la calibración del estándar, la edad del estándar, la composición del plomo común y la constante de decaimiento de uranio se reportan al nivel 2σ . Una vez realizada la reducción y corrección, se descartan los datos que presentan pérdida de plomo, errores mayores al 10% y porcentajes de discordancias $>12\%$ y $<-5\%$, en cuanto éstos se considera que no tengan algún significado geológico real. Los resultados fueron graficados en el diagrama de concordia Tera-Wasserburg (1972) por medio del programa de *Isoplot*, versión 4.0 (Ludwig, 2008). Con este mismo programa, se graficaron los modelos de probabilidad de densidad, los cuales se utilizaron para interpretar las poblaciones de circones contenidas en las muestras.

CAPÍTULO 5

Estratigrafía

En el área de estudio está expuesta una sucesión de rocas sedimentarias modesta a intensamente deformadas y cizalladas, sobreyacida en discontinuidad estratigráfica por rocas volcánicas, las cuales ocupan actualmente los niveles estratigráficos superiores de la parte oriental Sierra de los Cuarzos. Tanto la sucesión sedimentaria, así como las rocas volcánicas, se encuentran cortadas por una gran cantidad de fallas normales con orientación NW-SE a N-S e inclinación variable entre 65° y 70°. Dichas fallas han producido el desarrollo de un sistema estructural complejo, caracterizado por fosas y pilares tectónicos, que complica la reconstrucción de la estratigrafía de esta área. A continuación se presenta la descripción detallada de las diferentes unidades litoestratigráficas informales reconocidas en el área de estudio, poniendo mayor énfasis en la sucesión sedimentaria, la cual representa el objeto principal de este trabajo. Las unidades se presentan desde la más antigua a la más reciente y su distribución se reporta en el mapa geológico de la figura 5.1, así como la localización de las muestras recolectadas para el análisis de procedencia y las trazas de las columnas estratigráficas levantadas. Adicionalmente, en la figura 5.2 se reporta una columna estratigráfica esquemática y sintética representativa de la sucesión expuesta en el área de estudio.

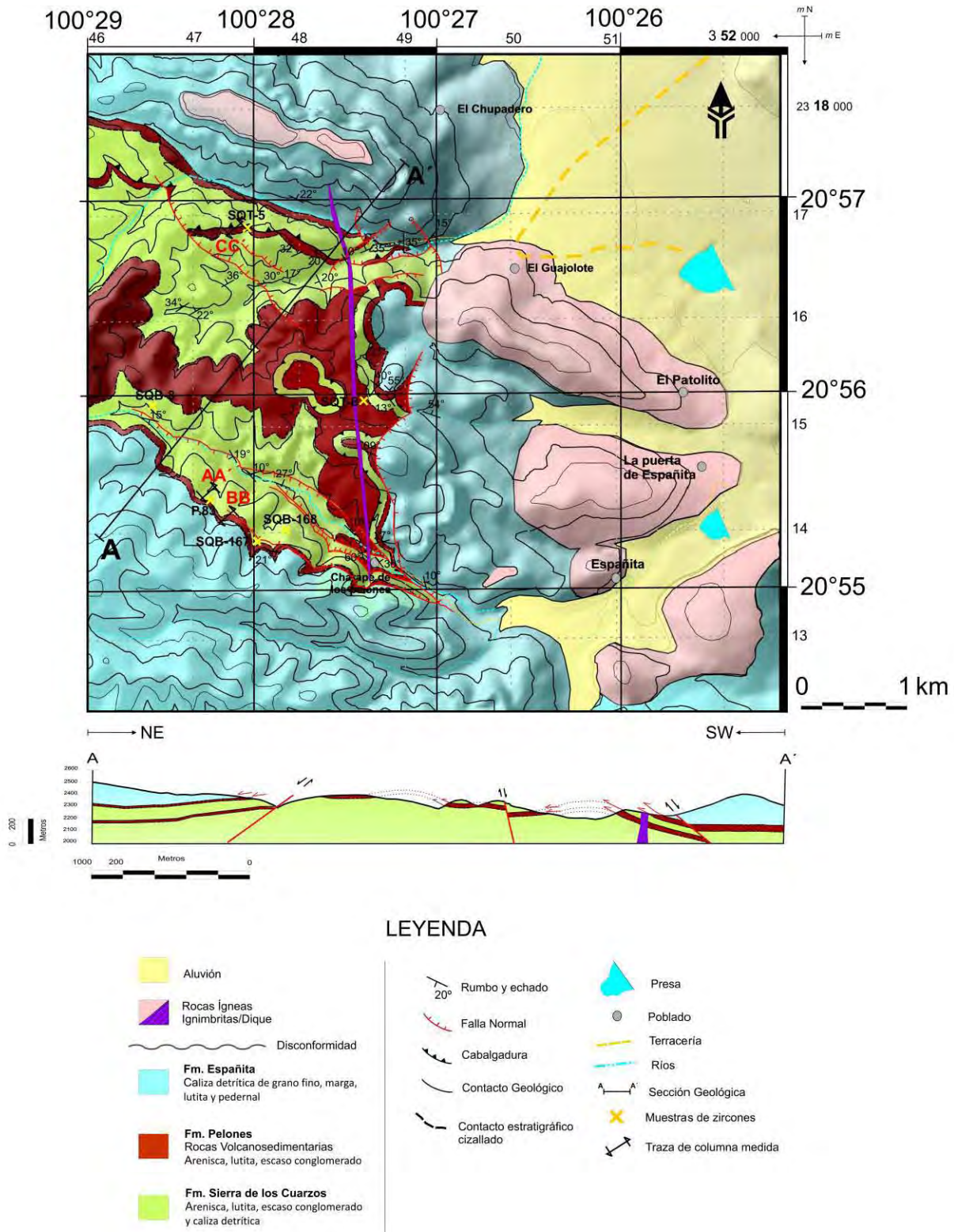


Fig. 5.1 Mapa geológico de la Sierra de los Cuarzos. Cartografía detallada a escala 1: 16 000.

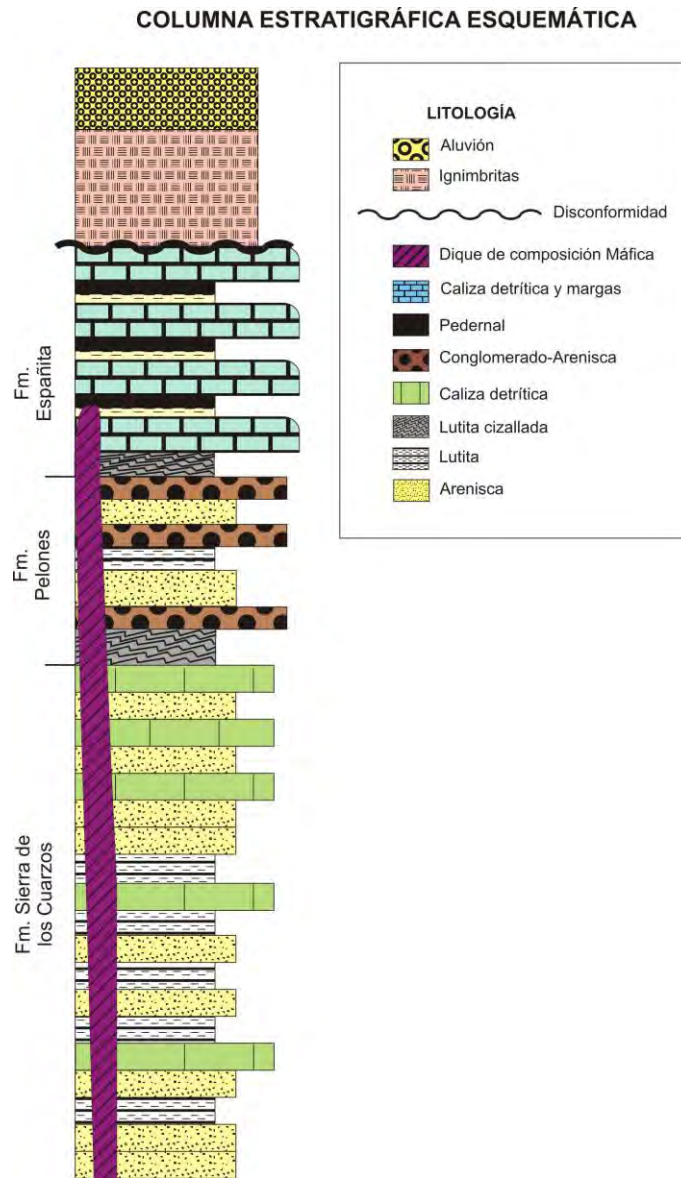


Fig. 5.2 Columna estratigráfica esquemática del área de estudio.

5. 1 FORMACIÓN SIERRA DE LOS CUARZOS

La formación Sierra de los Cuarzos representa la unidad estratigráfica informal más antigua expuesta en el área de estudio (fig. 5.2). Esta unidad aflora en la parte occidental del área cartografiada, entre los poblados de Charape de los Pelones y El Guajolote (fig. 5.1), donde queda expuesta en las vertientes de los arroyos principales. La formación Sierra de los Cuarzos

está conformada por una alternancia rítmica de arenisca, lutita, escaso conglomerado y caliza detrítica. Las areniscas se encuentran en estratos de espesor centimétrico a decimétrico, y están interestratificadas con capas centimétricas de lutita y escaso conglomerado. Presentan una coloración típicamente gris metálico a blanco al corte fresco y ocre a marrón a la intemperie, y, de acuerdo con la descripción de muestra de mano, están compuestas principalmente por cuarzo y abundante moscovita detrítica. Con base en el tamaño de grano, las areniscas varían de medianas a muy finas, y siempre se encuentran bien cementadas. En los estratos de areniscas se han reconocido numerosas estructuras sedimentarias desde la escala métrica a centimétrica. Entre las más representativas se documentan la laminación plano-paralela, cruzada y convoluta, estructuras de carga y flama, diques de arena y lodo, volcanes de arena y pliegues sin-sedimentarios (fig. 5.3 a-d y 5.4 a-e).

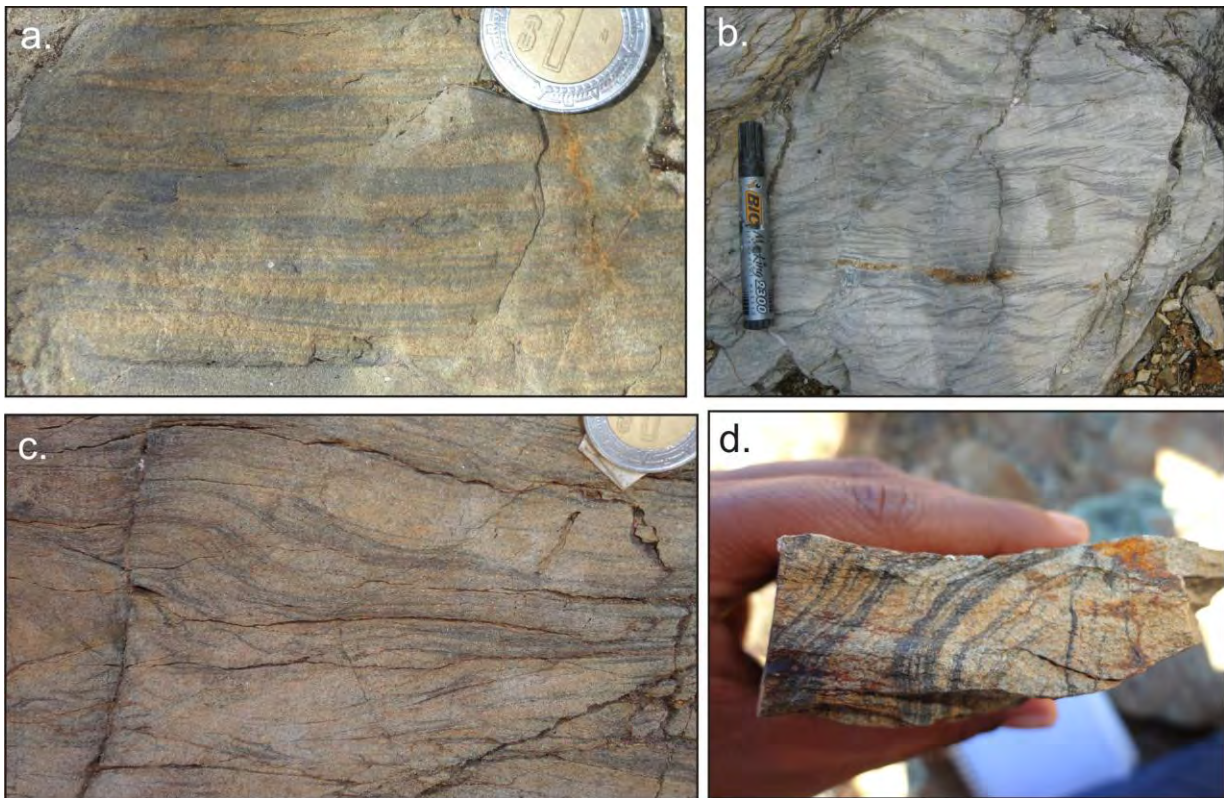


Fig. 5.3. Detalles de afloramientos de la formación Sierra de los Cuarzos, donde se muestra: (a.) laminación plano-paralela, (b.) laminación cruzada y (c. y d.) laminación convoluta.

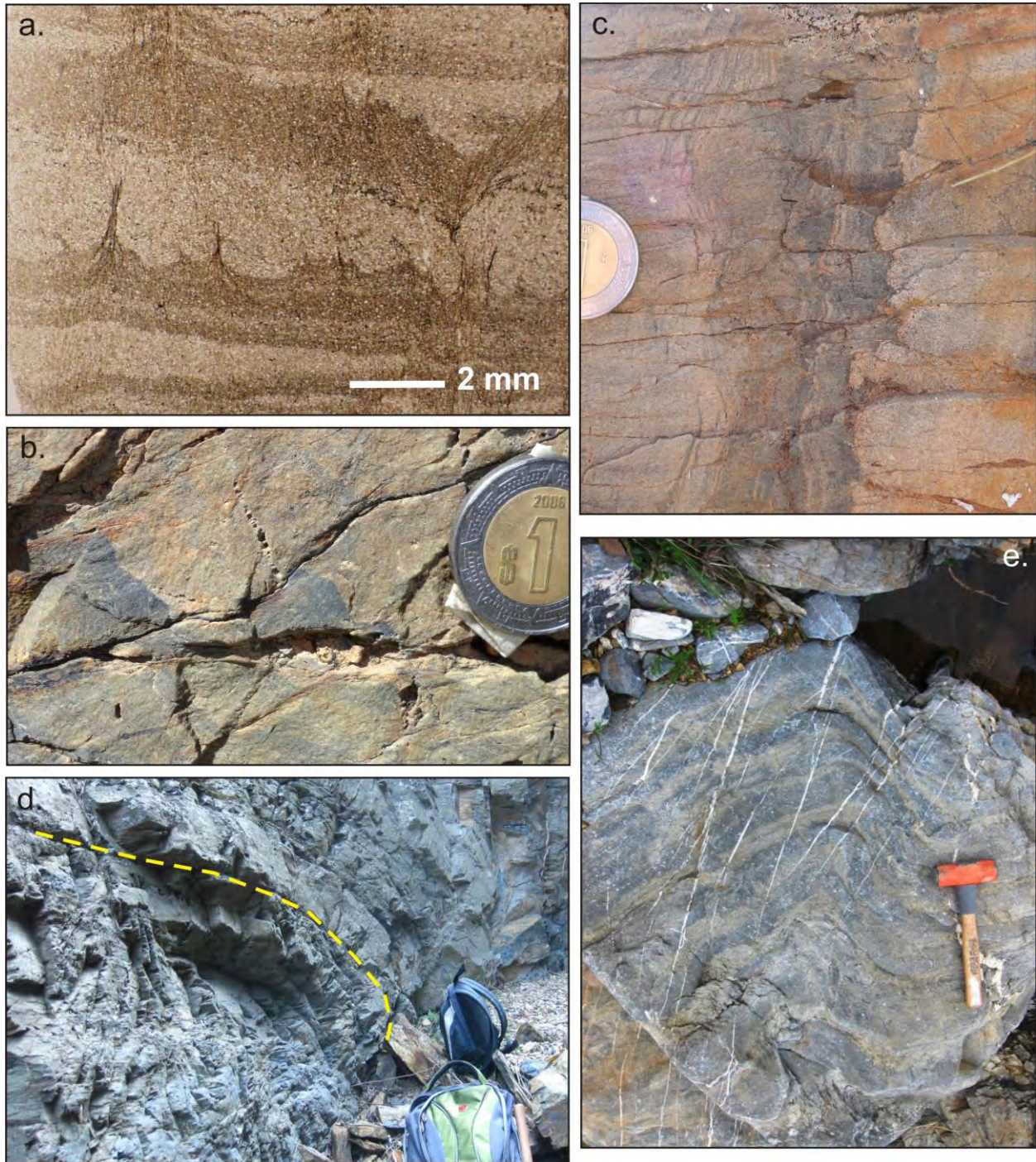


Fig. 5.4. Detalles de afloramientos de la formación Sierra de los Cuarzos, donde se muestra: (a. y b.) estructuras de carga, (c.) dique centimétrico de arena y lodo, y (d. y e.) pliegues sin-sedimentarios.

Los pliegues sin-sedimentarios se han observado en varios niveles de la sucesión, y sugieren que, por lo menos en parte, las areniscas y lutitas que componen esta unidad son el

resultado de la movilización y redepósito de sedimentos todavía blandos en una parte más profunda de la cuenca. De acuerdo con Postma (1986), estos depósitos pueden ser clasificados como depósitos de *slump*. Localmente, se observa que las areniscas y lutitas pierden completamente su identidad estratiforme y se intermezclan de manera caótica e irregular formando brechas intraformacionales masivas con intraclastos de arenisca en una matriz de lutita (fig. 5.5). Los clastos de arenisca presentan formas fluidales y bordes difuminados e irregulares, a lo largo de los cuales se observan frecuentemente zonas de inyección de la matriz en las partes internas de los clastos (fig. 5.5).



Fig. 5.5. Detalle de un afloramiento de la formación Sierra de los Cuarzos, donde se muestra una brecha intraformacional, resultado de la deformación sin-sedimentaria de una alternancia de arenisca y lutita.

Dichas características sugieren que, también en este caso, estas brechas son el resultado de la movilización y redepósito de areniscas y lutitas todavía sin consolidar en una parte más profunda de la cuenca. Con base en estas características, y de acuerdo a Postma (1986), es posible clasificar estas brechas como depósitos de *slump*.

Solo en una localidad de la parte sur-occidental del área de estudio, en la vertiente septentrional del río Charape y cerca del poblado Charape de los Pelones (fig. 5.1), fue posible identificar claros indicadores de paleocorriente en una capa decimétrica de arenisca con orientación 256/25°. Dicha capa, así como las adyacentes, no presentan evidencias de deformación sin-sedimentaria o *slumping*, por lo tanto se considera idónea para la determinación de paleocorrientes. En la superficie superior de dicha capa se reconocieron

crestas de rizaduras, representadas por relieves lineales y subparalelos de algunos milímetros de altura, con una orientación promedio de 130-310 y una longitud de onda de 1.88 cm (fig. 5.6a).

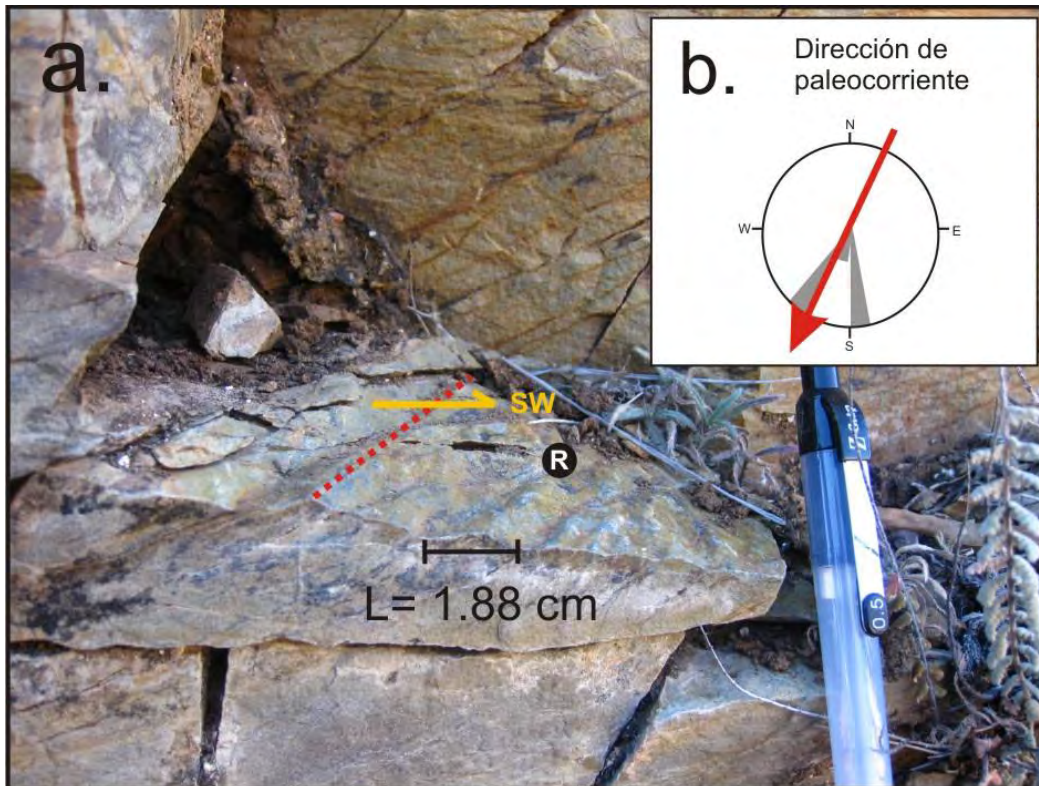


Fig. 5.6. (a.) Detalle de un afloramiento de la formación Sierra de los Cuarzos, donde se observan crestas de rizaduras centimétricas en la superficie de techo de un estrato de arenisca. (b.) Diagrama de roseta que muestra la dirección de paleocorriente obtenida con base en los datos medidos en campo (los datos de paleocorrientes están corregidos con respecto a la horizontal. Ver Apéndice).

De acuerdo con los criterios tradicionales de la sedimentología (ej. Collinson y Thompson, 1987), las crestas de estas estructuras están orientadas perpendicularmente a la dirección principal del flujo. El sentido de la paleocorriente puede ser constreñido con base en la inclinación de los *foresets* observados en un corte vertical del estrato y subortogonal a la dirección de las crestas. De acuerdo con el mecanismo de formación de las láminas de *foreset*, éstas se inclinan en el mismo sentido de la dirección de la corriente. Por lo tanto, restaurando el estrato que contiene las rizaduras a la posición horizontal con la ayuda de una proyección estereográfica (ver Tabla 5.1 de Apéndice), es posible inferir que, por lo menos durante el depósito de esta capa de arenisca, la corriente presentaba una dirección $215/28^\circ$ y un sentido

de transporte sedimentario hacia el SW (fig. 5.6b). Cabe mencionar que dicha dirección es compatible con las obtenidas de la geometría y vergencia de los pliegues sin-sedimentarios en los depósitos de *slump* (ver Tabla 5.1 de Apéndice), lo que sugiere que la dirección de emplazamiento de las areniscas y lutitas de esta unidad fue posiblemente constante durante buena parte de su depósito.

Localmente, en las areniscas y lutitas, se han observado pequeñas fallas sin-sedimentarias decimétricas a centimétricas (fig. 5.7 a-c). Dichas fallas muestran un desplazamiento vertical aparente compatible con un movimiento normal, aunque no se puede excluir algún componente de desplazamiento lateral. El carácter sin-sedimentario de estas estructuras es fácilmente identificable por la progresiva disminución del rechazo vertical aparente desde la base a la cima de las fallas (fig. 5.7 a y b), lo que indica su propagación progresiva contemporáneamente a la sedimentación (Allen, 1982; Owen, 1987), así como por la deformación plástica de las láminas y capas de arenisca, las cuales se van acomodando a la nueva geometría generada por las fallas, produciendo un patrón escalonado (fig. 5.7 c).

Capas decimétricas de caliza de grano fino a medio están localmente interestratificadas con las rocas anteriormente descritas. Dichas calizas presentan un color gris oscuro a claro en los cortes frescos, y ocre a la intemperie. Las calizas se hacen progresivamente más abundantes hacia la cima de la formación Sierra de los Cuarzos, donde se encuentran interestratificadas con areniscas de grano grueso ricas en cuarzo y moscovita detrítica. En la cima de esta unidad, las calizas y areniscas muestran pliegues sin-sedimentarios a la escala métrica y evidencias de deformación de sedimento suave (fig. 5.4 e), lo que permite sugerir que, también las calizas forman parte de depósitos de *slump*.

Debido a la exposición discontinua de estas rocas en el área de estudio y a la presencia de abundantes fallas normales post-sedimentarias, no fue posible medir una columna estratigráfica continua representativa de toda la formación Sierra de los Cuarzos. Por ende, su espesor total es desconocido. Sin embargo, con el objetivo de realizar una descripción detallada de las estructuras sedimentarias y entender los procesos de depósito asociados con estas rocas, se midieron dos pequeñas columnas representativas de las partes inferior y mediana de esta unidad.

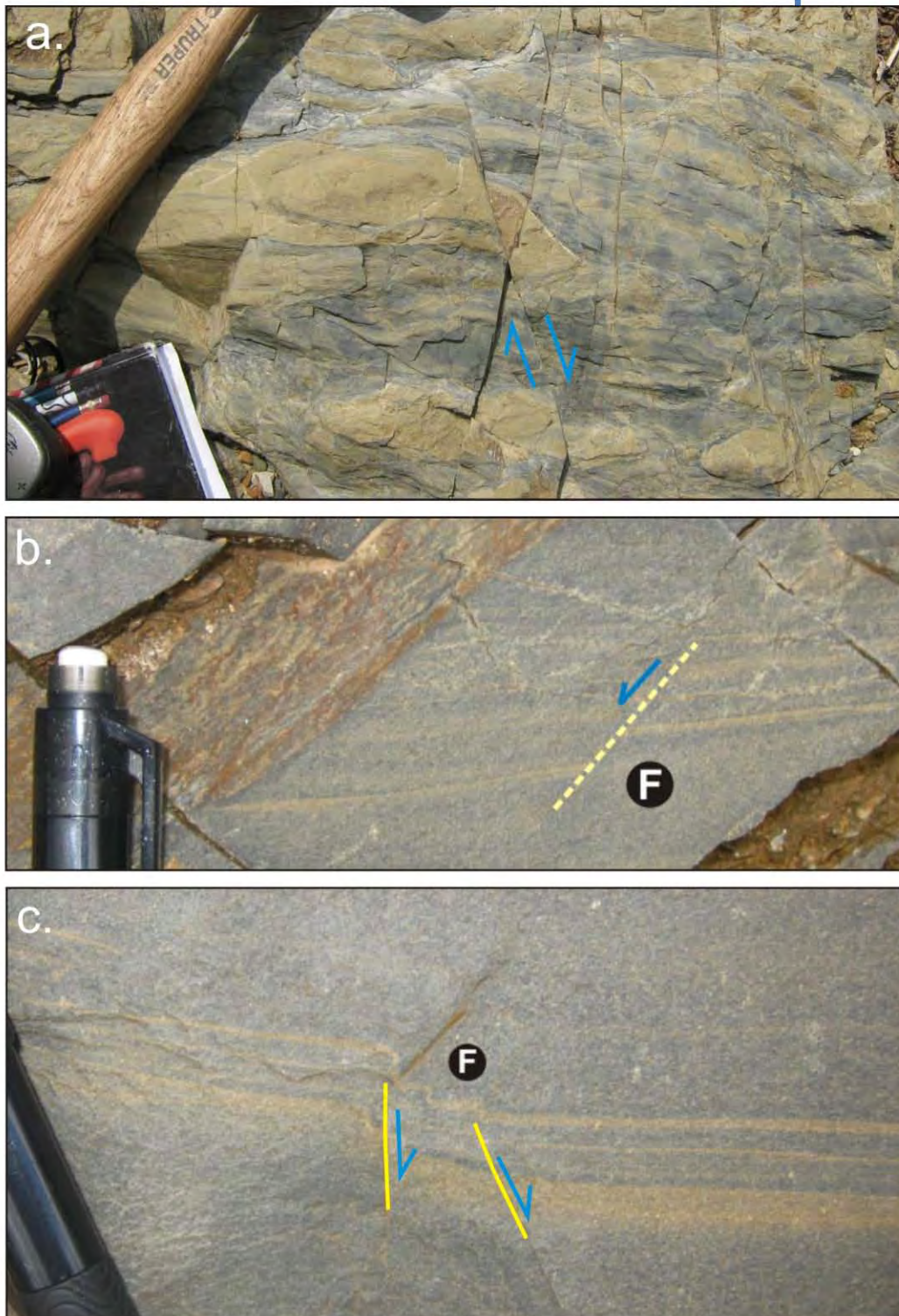


Fig. 5.7. (a, b y c) Detalle de fallas sin-sedimentarias a meso-escala, cortando las areniscas y lutitas de la formación Sierra de los Cuarzos. F: falla.

Columna AA'

La columna AA' está expuesta en una vertiente que converge con el arroyo Charape, cerca del poblado Charape de los Pelones (fig. 5.1). A lo largo de este arroyo fue posible medir un registro estratigráfico continuo de 36 m representativo de la parte inferior de la formación Sierra de los Cuarzos (fig. 5.8). Los primeros 32.6 m de la columna están conformados por un depósito arenoso-conglomerático caracterizado por una evidente gradación inversa. En efecto, en dicho depósito se observa un aumento progresivo del tamaño de grano desde la base hasta el techo. La base está compuesta principalmente por arenisca masiva de grano fino a medio. En la parte intermedia del depósito, en las areniscas se encuentran esporádicos clastos aislados de meta-arenisca foliada, pedernal negro, toba félsica, intraclastos de caliza e intraclastos esqueletales (amonites), todos con un diámetro máximo de 10 cm (fig. 5.9 a). Finalmente, hacia la cima los clastos se presentan en gran abundancia y exhiben un diámetro máximo de hasta 22 cm (fig. 5.9 b y c).

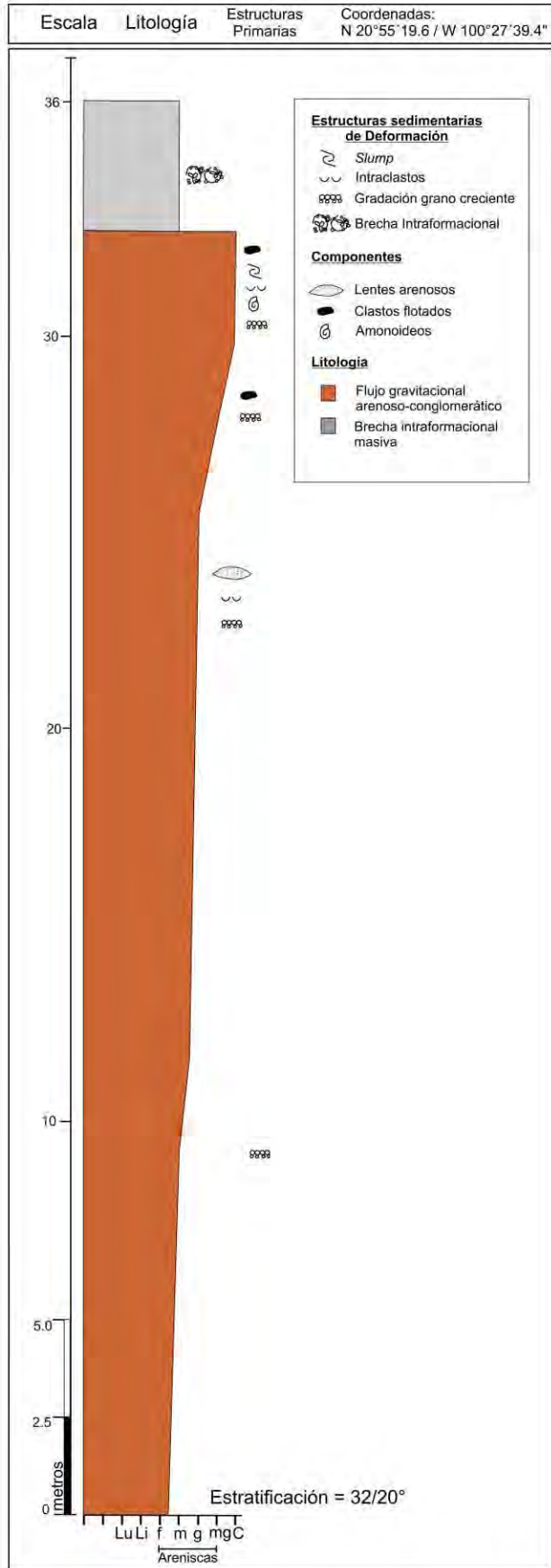


Fig. 5. 8 Columna AA'.

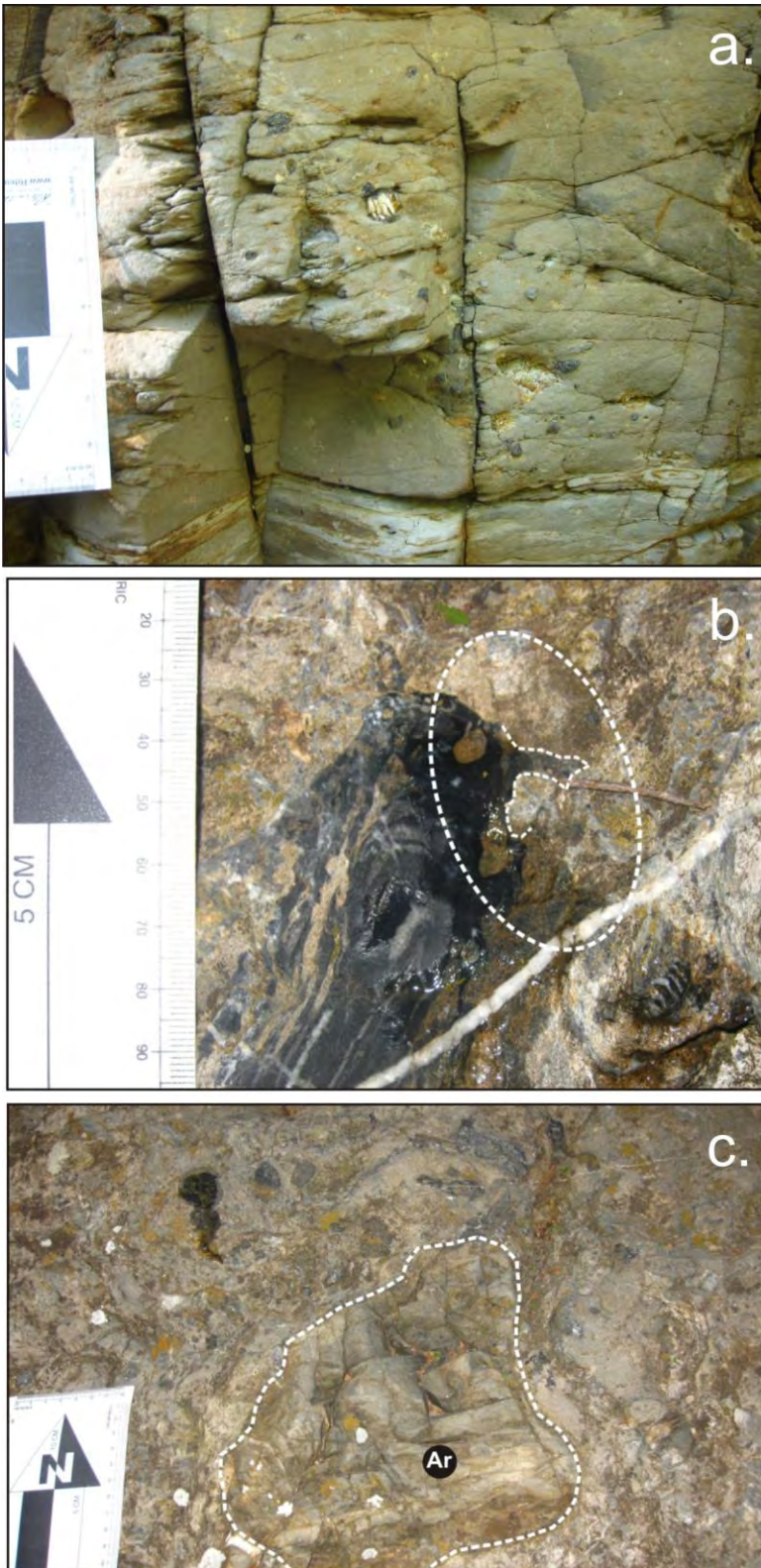


Fig. 5.9. Detalles de afloramientos de una debrita de la parte inferior de la formación Sierra de los Cuarzos. Dicha debrita presenta una gradación inversa bien evidente. La parte inferior del depósito está conformada puramente por arenisca masiva de grano fino a medio. En la parte intermedia del depósito, en las areniscas se encuentran esporádicos clastos de arenisca, toba y pedernal, con un diámetro promedio de 2-3 cm y un diámetro máximo de 10 cm (a). Finalmente, hacia la cima se presentan en gran abundancia, clastos de arenisca y meta-arenisca foliada, pedernal negro, toba félsica, intraclastos de caliza e intraclastos esqueletales (amonites), los cuales exhiben un diámetro promedio de 10 cm y un diámetro máximo de hasta 22 cm (b y c). Ar: Arenisca.

La gradación inversa se ha descrito previamente en la literatura para flujos de escombros hiperconcentrados, en los cuales el mecanismo principal de suspensión es representado por las colisiones entre las partículas contenidas en el flujo (Postma *et al.*, 1984). De acuerdo con la literatura, los granos de tamaño mayor, y por ende los que presentan mayor superficie externa, están expuestos al mayor número de colisiones durante el transporte, y tienden a ser expulsados hacia la parte superior de la suspensión (Postma *et al.*, 1984). Con base en estas consideraciones, se sugiere que este depósito representa un flujo de escombros hiperconcentrado (Postma, 1986), es decir un depósito generado por un transporte en masa causado por inestabilidad gravitacional. Los clastos de la parte conglomerática están representados por fragmentos bien redondeados a sub-redondeados de meta-arenisca foliada (fig. 5.9 c), pedernal negro y toba félsica (fig. 5.9 a), además de intraclastos de caliza (fig. 5.9 b). Estos últimos presentan formas plásticas y bordes irregulares, a lo largo de los cuales se observa la matriz arenosa penetrar en el interior de los clastos (fig. 5.9 b). Adicionalmente, se reporta el hallazgo de intraclastos esqueléticos representados por fragmentos de amonites, siendo imposible determinar su edad debido a la pobre condición de preservación de estos.

El conglomerado está sobreyacido estratigráficamente por 3.4 m de brecha intraformacional masiva, compuesta por una mezcla caótica de intraclastos de arenisca en una matriz de lutita (fig. 5.10).



Fig. 5.10. Detalle de la brecha intraformacional observada a lo largo de la columna AA'. Dimensiones de la brújula: 10.8 x 6.5 cm.

Los intraclastos presentan claras evidencias de deformación de sedimento suave, como la inyección de la matriz de lutita a lo largo de sus bordes y sus formas plásticas e irregulares (fig. 5.10). Localmente, se pueden observar relictos del arreglo interestratificado original de las areniscas y lutitas, lo que permite inferir que esta brecha representa el resultado de un proceso de movilización y redeposición de sedimentos todavía no litificados.

La columna AA' se interrumpe a los 36 m por la presencia de una falla normal de gran desplazamiento.

Columna BB'

La columna BB' está expuesta aproximadamente 200 m arriba de la columna AA' (fig. 5.1). Dicha columna está conformada por un registro estratigráfico de 19 m representativo de la parte intermedia de la formación Sierra de los Cuarzos (fig. 5.11). Los primeros 6 m de la columna están conformados por una alternancia de capas centimétricas de caliza detrítica de grano fino a medio interestratificados con arenisca y lutita, en las cuales se pudieron reconocer estructuras sedimentarias típicas de los niveles T_{b-c} de la sucesión de Bouma. Esto sugiere que, por lo menos la parte inferior de la columna BB', se generó posiblemente por corrientes de turbidez. El nivel T_b está caracterizado por laminación plano-paralela, además de estructuras de carga y de flama (fig. 5.3 a y 5.4 a-b). Estas últimas se forman cuando un estrato de sedimento con alta presión de poros entra en licuefacción. El estrato sobreyacente a la capa licuefacta se hunde por contraste de densidad formando lóbulos convexos hacia abajo, mientras que el material que compone el estrato en licuefacción tiende a ascender hacia el alto inyectándose en la capa más densa, formando estructuras en forma de flama (p.ej., Allen, 1982; Collinson y Thompson, 1987). La licuefacción de un sedimento puede ser provocada por dos factores, o una mezcla de estos dos: sedimentación muy rápida, la cual no permite que el agua de poros se escape de los sedimentos que, por ende, entran en sobrepresión, y, variaciones imprevistas e instantáneas de la aceleración de gravedad, las cuales ocurren durante eventos sísmicos. Considerando la gran abundancia de depósitos en masa que componen la formación Sierra de los Cuarzos, así como la presencia de fallas sin-sedimentaria en las rocas de esta unidad, ambas causas podrían ser plausibles.

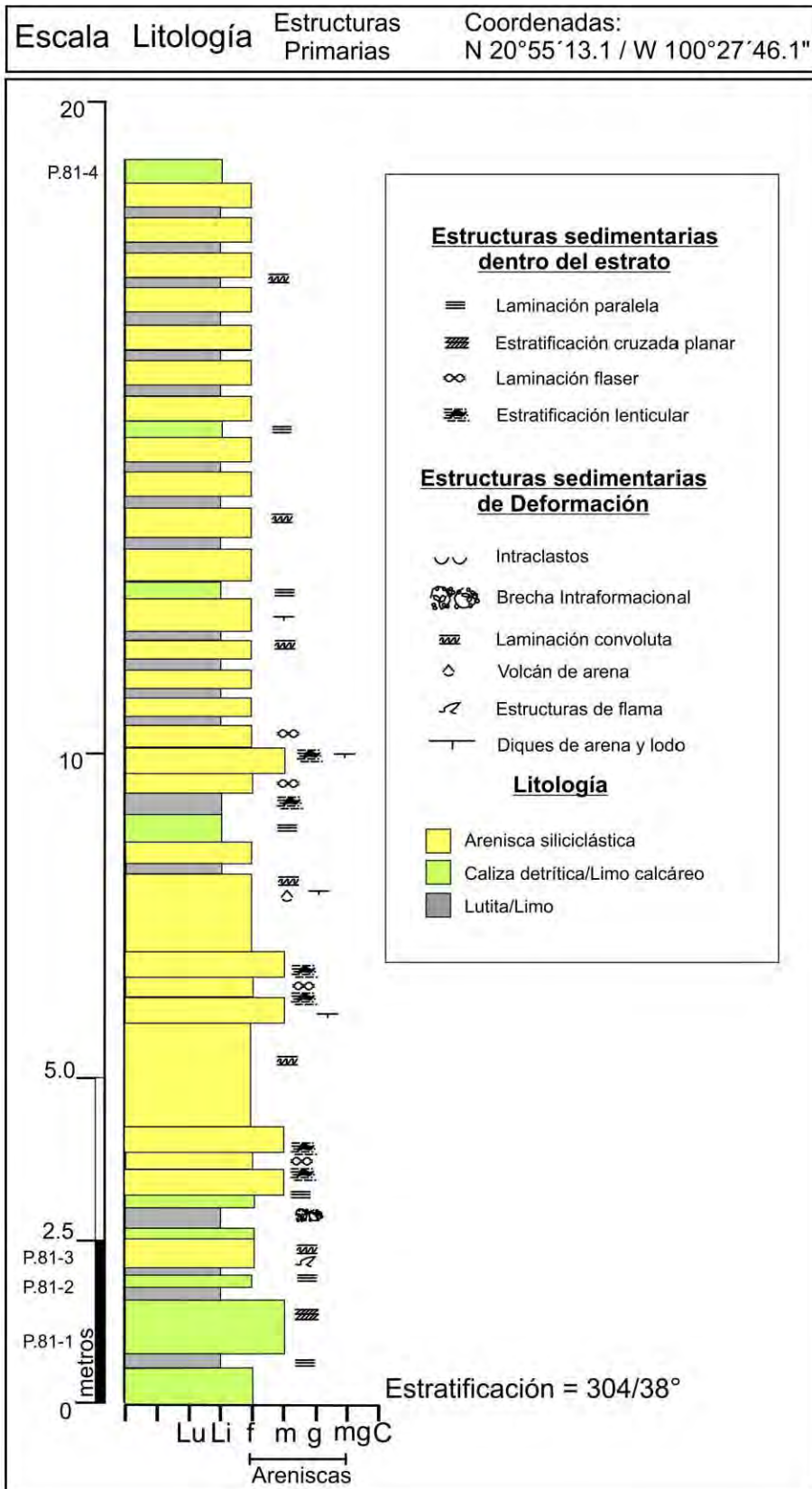


Fig. 5. 11 Columna BB'.

El intervalo T_c se caracteriza por laminación cruzada, convoluta, rizaduras montantes y estructuras de carga y flama (fig. 5.12 a-d).

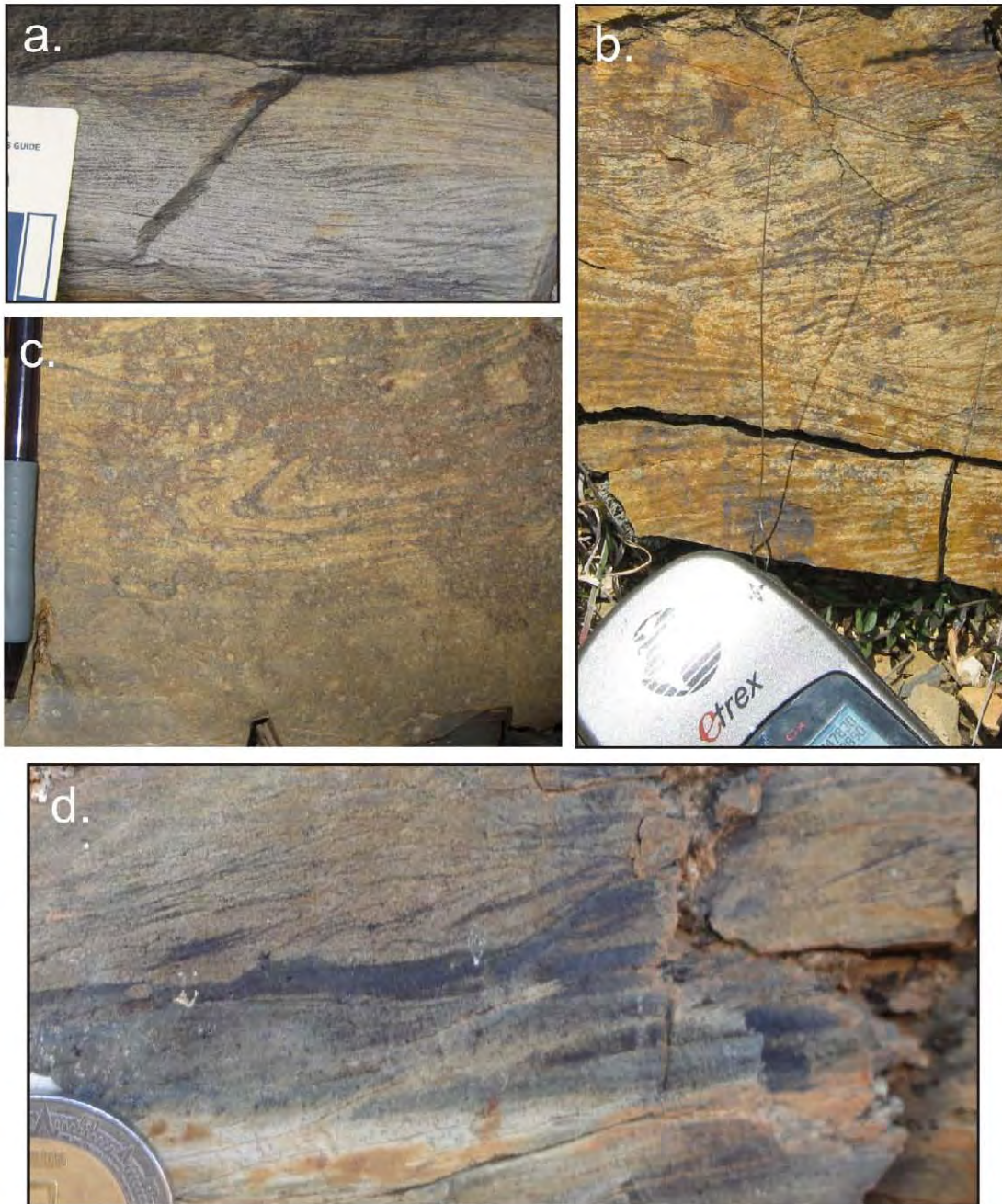


Fig. 5.12. Estructuras sedimentarias reconocidas en los niveles T_c de las sucesiones de Bouma presentes en la formación Sierra de los Cuarzos. (a. y b.) Rizaduras montantes, (c.) laminación convoluta, (d.) marcas de carga en una capa de arenisca con laminación cruzada.

Los siguientes 13 metros, están representados por una alternancia de capas centimétricas a decimétricas de arenisca fina con laminación cruzada y convoluta (fig. 5.3 c y d), interestratificadas con lutita y lutita calcárea con laminación plano-paralela. Dicho registro estratigráfico representa el resultado de la alternancia rítmica entre procesos de tracción, los cuales generaron los estratos de arenisca con rizaduras, y procesos de decantación, que determinaron el depósito de los finos en suspensión, y podría ser interpretado como la repetición rítmica de los niveles T_{c-d} de la sucesión de Bouma. Localmente, dicha sucesión está cortada por diques verticales de arena y lodo (fig. 5.4 c). Dichas inyecciones se generan en depósitos caracterizados por una elevada presión del agua de poros, la cual es comúnmente relacionada con una tasa de sedimentación elevada (p. ej., Collinson y Thompson, 1987). Dicha interpretación es soportada también por la gran concentración de estructuras de fluidificación de sedimento, tales como la laminación convoluta y las marcas de carga.

La columna BB' se interrumpe a los 19 m debido a las condiciones de afloramiento del registro estratigráfico.

5. 2 FORMACIÓN PELONES

La formación Pelones aflora en la parte centro-occidental del área de estudio, entre los poblados El Guajolote y Chupadero (fig. 5.1). Dicha formación sobreyace a la formación Sierra de los Cuarzos. El contacto es representado por una zona de cizalla frágil-dúctil subhorizontal a moderadamente inclinada, desarrollada en un nivel de lutita (fig. 5.13a).

A lo largo de la zona de cizalla se observa el desarrollo de una foliación penetrante a la escala submilimétrica (fig. 5.13 b-d), así como de lineaciones minerales de micas blancas con una orientación promedio $40/21^\circ$. En los cortes subparalelos al plano XZ del elipsoide de la deformación finita, se reconocieron peces de moscovita, estructuras S-C, porfidoclastos rotados con rabos de recristalización asimétricos tipo sigma (fig. 5.13 b, c y d), y pliegues asimétricos que indican un sentido de desplazamiento tectónico de techo hacia el SW (fig. 5.13a).

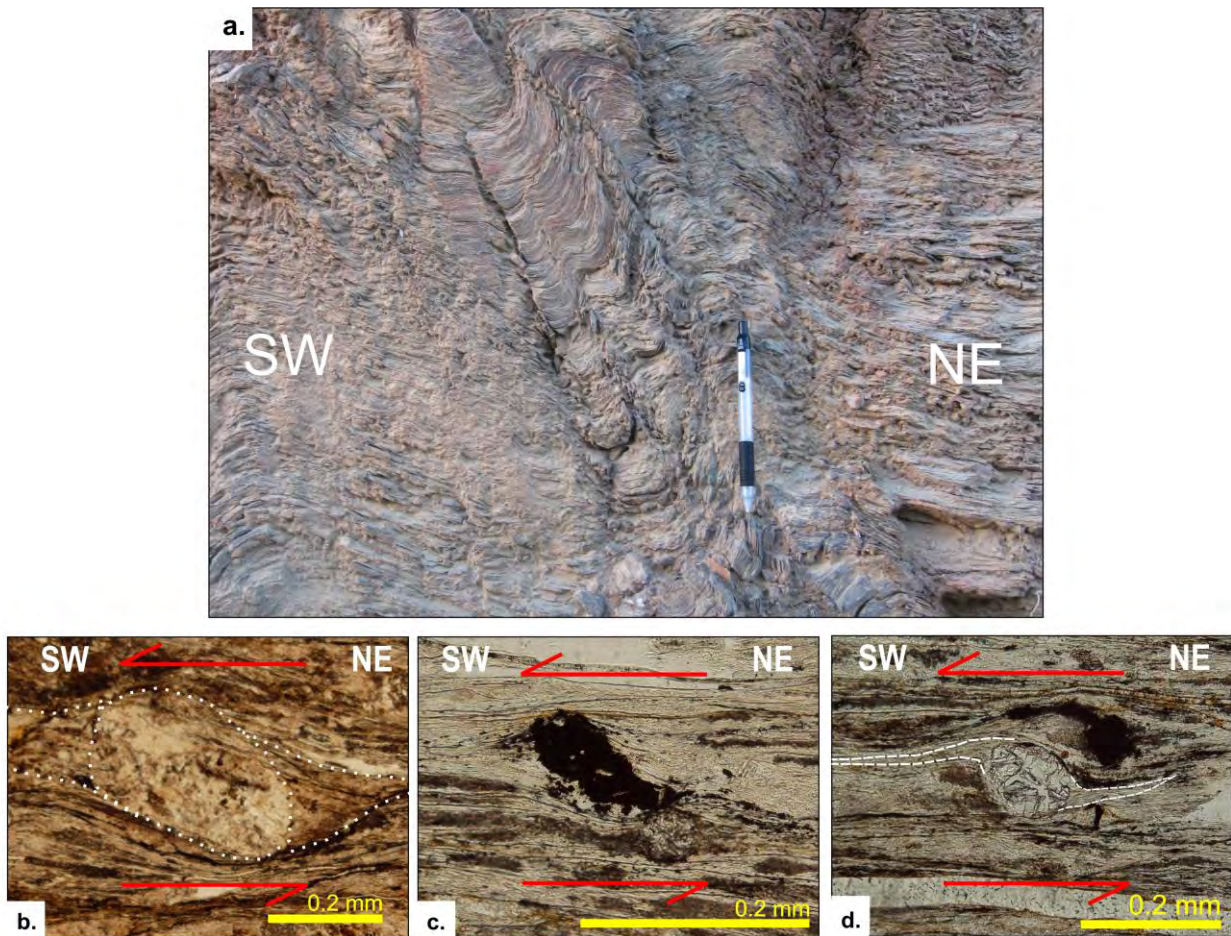


Fig. 5.13. (a) Afloramiento de la zona de cizalla de contacto entre las formaciones Sierra de los Cuarzos y Pelones. (b y d) Fotomicrografías de porfidoclastos rotados con rabos de recristalización asimétricos tipo sigma, respectivamente; (c) porfidoclasto de óxido. Todos éstos indican un sentido de desplazamiento tectónico de techo hacia el SW.

La formación Pelones está compuesta por una alternancia de arenisca, lutita, escaso conglomerado y brecha intraformacional. Las areniscas se presentan localmente en estratos tabulares centimétricos a decimétricos de color marrón interestratificados con lutitas de color gris con laminación plano-paralela a masivas. Más frecuentemente, las areniscas conforman depósitos de espesor métrico completamente masivos, donde se alojan esporádicos clastos centimétricos a decimétricos de radiolarita, basalto y arenisca. Macroscópicamente, las areniscas de la formación Pelones son fácilmente reconocibles de las que conforman la formación Sierra de los Cuarzos por el elevado contenido de feldespato y líticas de color negro, además de que producen efervescencia en contacto con el ácido clorhídrico. Escasos lentes

decimétricos a métricos de conglomerado polimíctico están interestratificados con las areniscas y lutitas (fig. 5.14).



Fig. 5.14. Conglomerado polimíctico de la formación Pelones, en el cual se encuentran clastos de rocas volcánicas máficas, félsicas, radiolarita, filíta y esquisto.

Dichos conglomerados son matriz- a clasto-soportados, muy mal clasificados y presentan un aspecto masivo. Los clastos son angulosos a redondeados y están compuestos por rocas volcánicas máficas y félsicas, además de fragmentos metamórficos ricos en cuarzo y radiolarita.

Localmente, las litologías anteriormente mencionadas están interestratificadas con brechas intraformacionales con aspecto caótico, conformadas por clastos de arenisca en una matriz de lutita. Los clastos de arenisca presentan formas plásticas y muestran claras evidencias de deformación de sedimentos suaves, lo que permite sugerir que se trate de depósitos de *slump*. No se ha encontrado algún tipo de fósil en las rocas de esta unidad, por lo tanto, su edad es desconocida. A continuación, se describe de manera detallada una columna medida en la parte superior de la formación Pelones, con el objetivo de entender los procesos de depósito que dieron lugar a este registro estratigráfico.

Columna CC'

La columna CC' está expuesta 2.5 km al oeste del poblado El Guajolote (fig. 5.1). A lo largo de esta terracería fue posible medir un registro estratigráfico continuo de 18 m representativo de la parte superior de la formación Pelones (fig. 5.15). Los primeros 4.45 m de esta columna están compuestos por una alternancia de lutita y arenisca (fig. 5.15). Las lutitas son de color gris a ocre, y varían desde aparentemente masivas a finamente laminadas. La laminación es plano-paralela y es definida por la alternancia milimétrica de niveles de limolita y lodolita (fig. 5.16 a). No es posible determinar si las partes con apariencia masiva sean debidas a la real ausencia de estructuras primarias, o sean más bien el resultado de la fuerte compactación por el enterramiento durante la diagénesis. Las areniscas se presentan en estratos centimétricos y láminas de forma tabular, los cuales están localmente *boudinados* (fig. 5.16 b y c). Exactamente en las partes *boudinadas*, las areniscas muestran un contacto difuminado e irregular con las lutitas, y, a lo largo de los bordes de los *boudines*, se observa la inyección de las arenisca en las lutita y viceversa (fig. 5.16 d). Por esta razón, se sugiere que el *boudinage* de las capas de arenisca podría haber ocurrido cuando el sedimento estaba todavía sin litificar, y podría estar relacionado con esfuerzos extensivos asociados con algún flujo gravitacional en masa que se deslizó, por lo menos en parte, de manera coherente (Fig. 5.16 e).

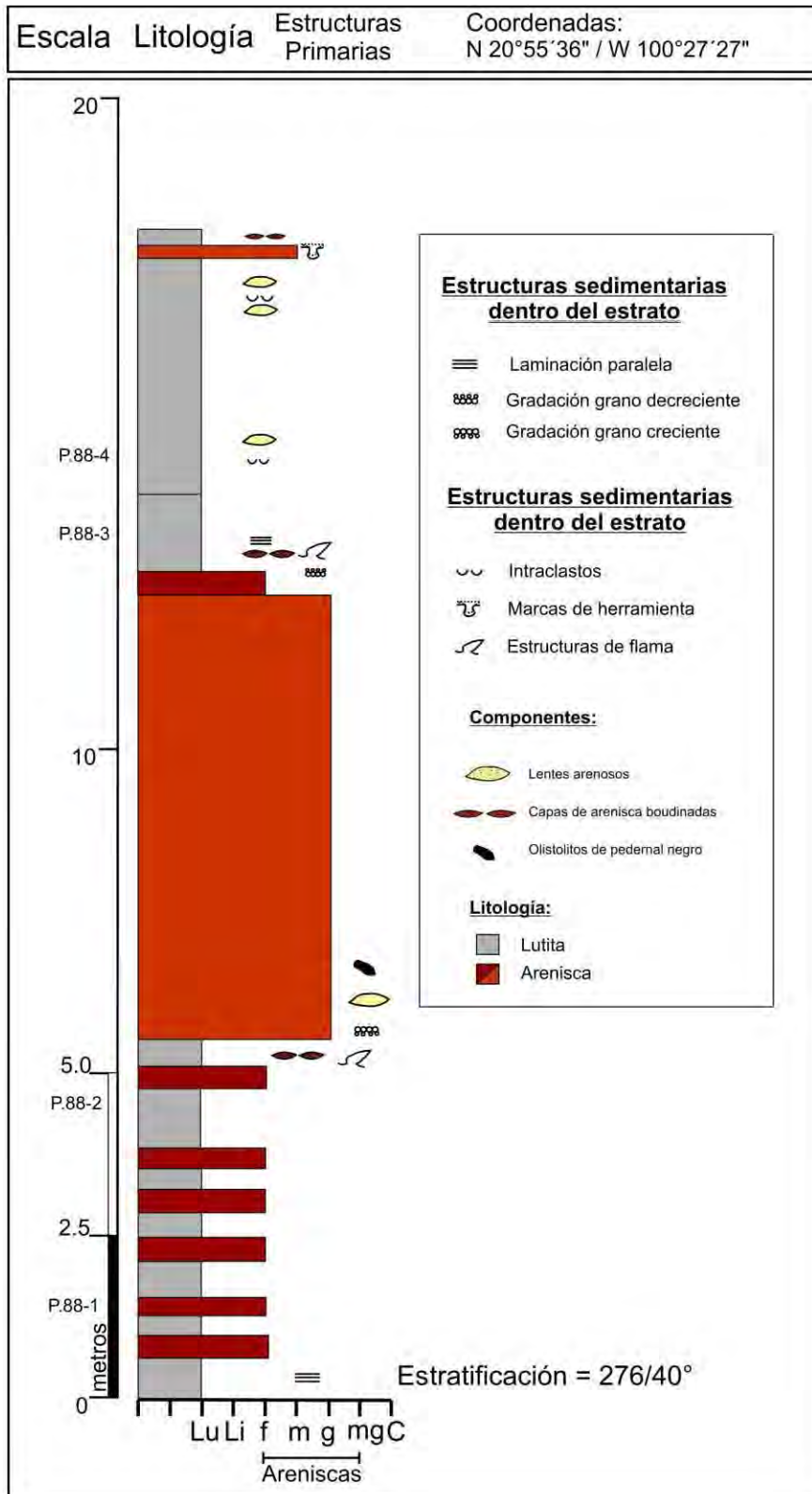


Fig. 5.15 Columna CC'.

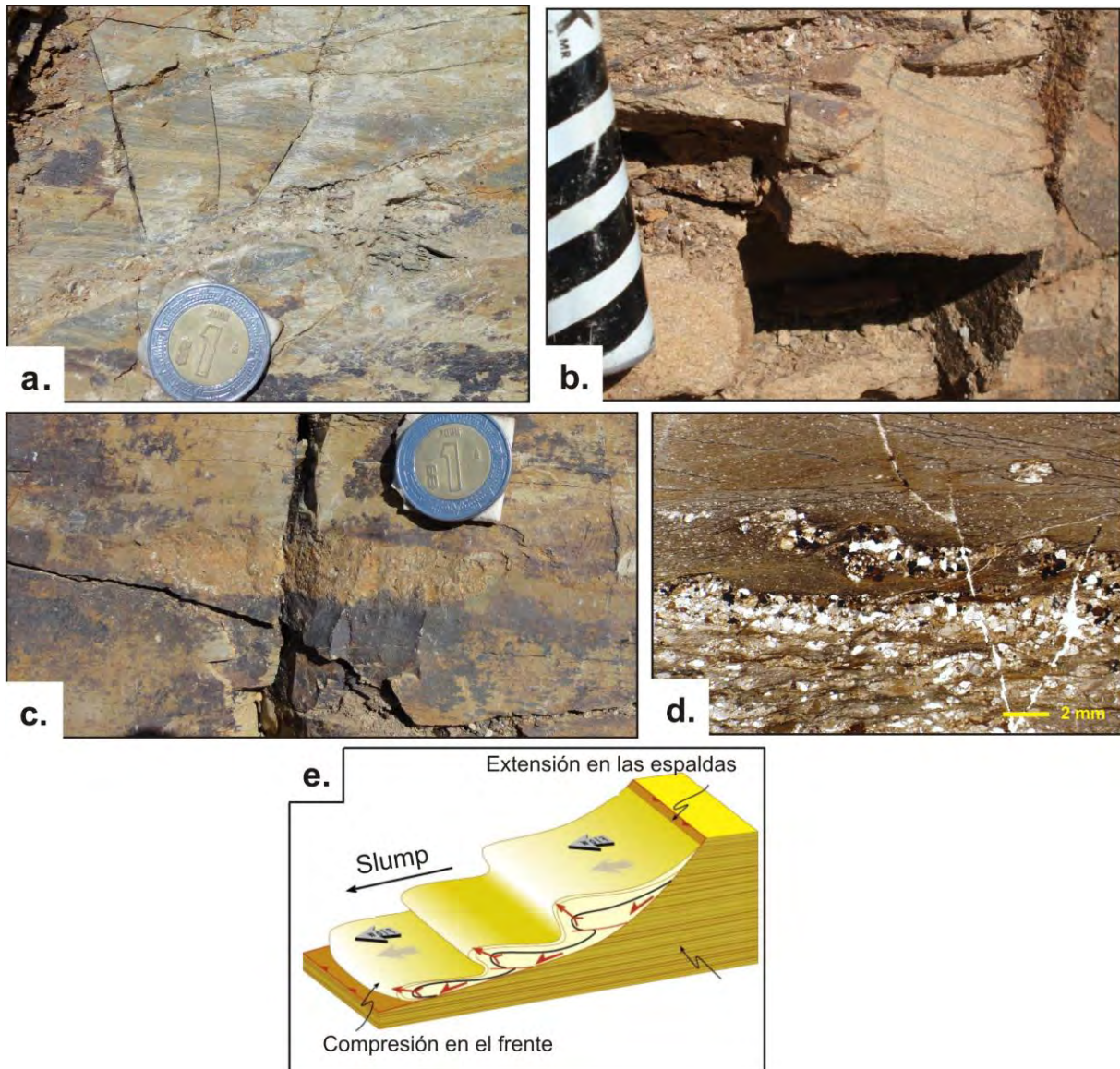


Fig. 5.16. Detalles de afloramientos de la formación Pelones: (a.) lodolitas y limolitas con laminación plano-paralela; (b.) láminas tabulares de arenisca alternadas con limolitas; (c.) estrato centimétrico de arenisca *boudinado*; (d.) fotomicrografía donde se observa la inyección de la arenisca en la lutita y viceversa; (e.) Modelo esquemático de un slump, en el cual se indica la ubicación de las condiciones de compresión y extensión adentro del flujo.

Arriba de las lutitas y areniscas, se encuentra un depósito de 8.4 m conformado por arenisca masiva de grano grueso. Dicha arenisca contiene clastos centimétricos a decimétricos esporádicos y aislados de radiolarita, basalto y arenisca (fig. 5.17 a-c).

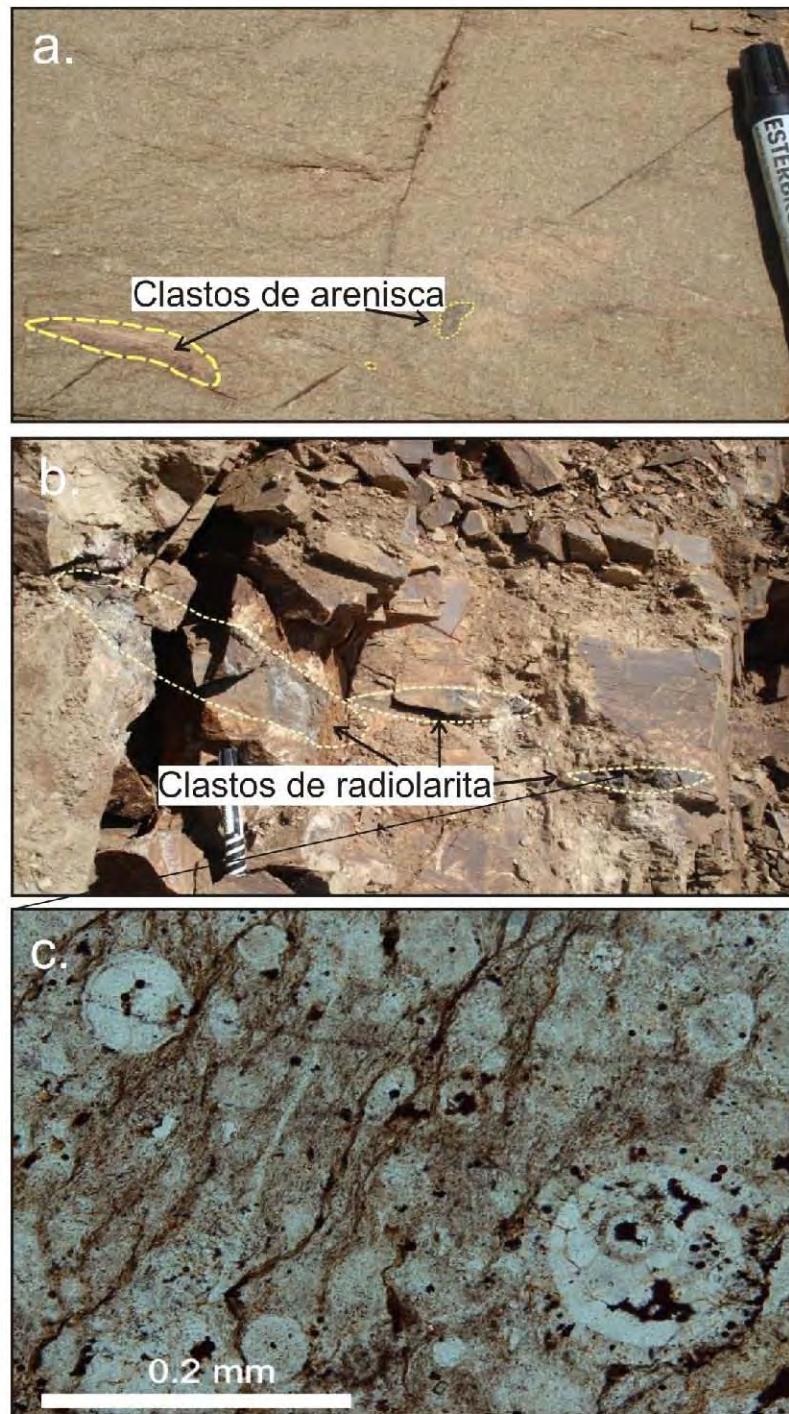


Fig. 5.17. Detalles de afloramientos de la formación Pelones, donde se muestran: (a.) los clastos “outsizer” de arenisca, y (b.) clastos de radiolarita flotando en areniscas masivas. (c.) Fotomicrografía de un clasto de radiolarita, en la cual se observa la abundancia de radiolarios.

El carácter masivo de estas areniscas, así como la presencia de clastos “outsizer”, es característico de depósitos gravitacionales en masa como los flujos de escombros y flujos de grano (Postma *et al.*, 1984). En dichos depósitos, las presiones dispersivas generadas por las colisiones continuas de las partículas permiten transportar en suspensión clastos de tamaño considerablemente más grande con respecto al tamaño de grano promedio del depósito (Postma *et al.*, 1984). Por esta razón, se considera que estas areniscas se generaron como el resultado de un transporte en masa relacionado con una inestabilidad gravitacional, asociado a un talud.

La arenisca masiva está sobreyacida por un registro de 5.15 m de lutita y arenisca interestratificadas, las cuales muestran características similares a las que afloran en la parte basal de esta columna.

La columna CC' se interrumpe a los 18 m por la presencia de una zona de cizalla de bajo ángulo que produce el cabalgamiento de la formación Sierra de los Cuarzos arriba de la formación Pelones.

5. 3 FORMACIÓN ESPAÑITA

La formación Española aflora en las partes topográficamente más elevadas del sector central y occidental del área de estudio (fig. 5.1). Dicha unidad sobreyace a la formación Pelones (fig. 5.2). El contacto está representado por una zona de cizalla frágil-dúctil subhorizontal a moderadamente inclinada, dentro de la cual se observa el desarrollo de una foliación penetrante desde la escala milimétrica (fig. 5.18 a). Los planos de foliación contienen lineaciones minerales con una orientación promedio 40/21°, las cuales están definidas por la alineación preferencial de neoblastos de moscovita y clorita. En los cortes subparalelos a los planos XZ del elipsoide de la deformación finita, es posible reconocer peces de moscovita, estructuras S-C y porfiroclastos asimétricos, los cuales indican un sentido de transporte tectónico de techo hacia el SW (fig. 5.18 b).

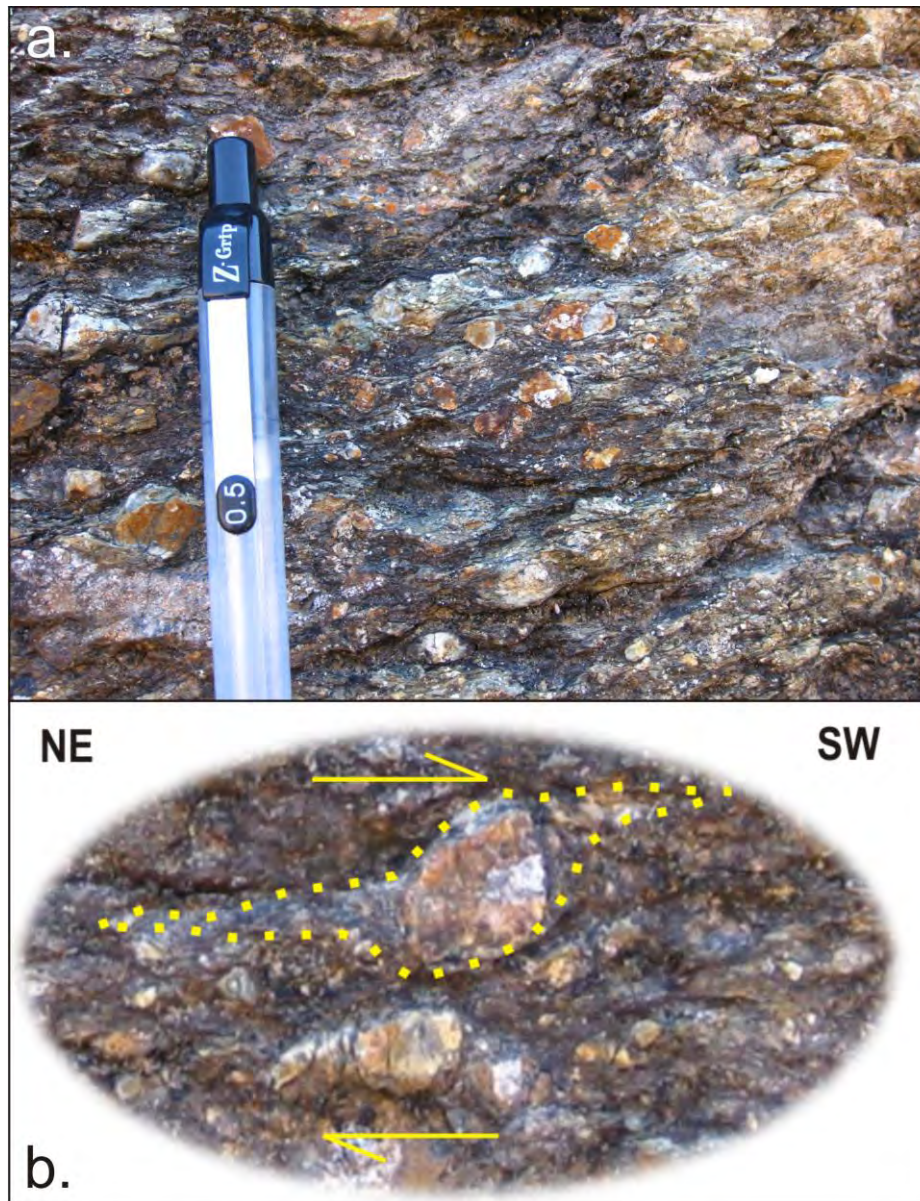


Fig. 5.18. (a) Detalle de afloramiento de la zona de cizalla de contacto entre las formaciones Pelones y Españita. (b) Porfidoclastos asimétricos observados en un corte subparalelo al plano XZ del elipsoide de la deformación finita. Dicho porfidoclasto indica un sentido de transporte tectónico de techo hacia el SW.

La formación Española está compuesta por una alternancia rítmica de caliza detrítica de grano fino, margas, lutita y pedernal. Las calizas y margas presentan típicamente un color gris en los cortes frescos, y ocre al intemperismo. Se presentan en estratos tabulares centimétricos a decimétricos, interestratificados con estratos centimétricos de lutita (fig. 5.19 a).



Fig. 5.19. Detalles de afloramientos de la formación Española. (a.) alternancia de estratos centimétricos a decimétricos de caliza, margas y lutita; (b.) alternancia de estratos centimétricos de caliza, lutita y pedernal. Nótese el boudinage de los estratos de pedernal (L).

Las capas de caliza, margas y pedernal se encuentran frecuentemente *boudinadas* y recristalizadas (fig. 5.19 b). Localmente, es posible reconocer estructuras sedimentarias primarias en las calizas, como rellenos de canales (fig. 5.20). Estos últimos están representados por una superficie erosiva basal, sobreyacida en *onlap* por un relleno de arenisca y arenisca conglomerática, que pasa transicionalmente hacia el alto a lutita. Considerando que la base de la unidad está cizallada, y su techo erosionado, no es posible estimar el espesor total de la formación Española. Sin embargo, es posible calcular un espesor mínimo de 100 m. A pesar de que se ha encontrado contenido fósil en esta unidad, no ha sido posible determinarlo debido al grado de recristalización de la roca, el cual no permite la determinación paleontológica. Alaniz-Álvarez *et al.* (2001), han correlacionado estas rocas con las calizas expuestas en el área de San Miguel de Allende, las cuales contienen amonites del Cretácico Superior (Chiodi *et al.*, 1988).



Fig. 5.20 Estructuras sedimentarias primarias en las calizas: rellenos de canales.

5. 4 ROCAS ÍGNEAS DEL CENOZOICO

Las rocas sedimentarias anteriormente descritas se encuentran sobreyacidas en discordancia angular, por una sucesión de rocas volcánicas y volcanoclásticas, las cuales conforman típicamente grandes mesetas en la parte oriental del área de estudio. Dicha sucesión está compuesta principalmente por ignimbritas bien consolidadas y depósitos volcanoclásticos asociados. Las ignimbritas presentan color rosa en los cortes frescos y se conforman por cristales de cuarzo y feldespato euhedrales, pómez y algunos fragmentos líticos volcánicos en una matriz de ceniza volcánica (fig. 5.21). Con base en lo reportado en la literatura, se relacionan tentativamente estas rocas con las descritas para la provincia magmática de la Sierra Madre Occidental.



Fig. 5.21. (a.) Meseta de ignimbrita expuesta en la Sierra de los Cuarzos. (b.) Detalle de una ignimbrita conformada por cristales de cuarzo y feldespato euhedrales, pómez y algunos fragmentos líticos volcánicos en una matriz de ceniza volcánica.

Adicionalmente, se han podido observar en el área de estudio escasos diques de basalto y andesita que cortan verticalmente las rocas sedimentarias anteriormente descritas. Los basaltos son holocristalinos y presentan una textura porfídica, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa. Las andesitas son holo- a hipo-cristalinas, porfídicas, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa y escaso vidrio volcánico. La edad de estas rocas es desconocida. Sin embargo, con base en su composición y relación temporal con respecto a la sucesión sedimentaria, pueden relacionarse de manera tentativa con la provincia magmática de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

5.5 SEDIMENTOS CUATERNARIOS

Todas las rocas anteriormente descritas, están cubiertas de manera disconforme por conglomerado, arenisca y lutita sin consolidar, que forman parte de aluviones y coluviones cuaternarios.

CAPÍTULO 6

Petrografía

En este capítulo se describen de manera detallada la textura y composición de las areniscas que conforman las formaciones Sierra de los Cuarzos y Pelones. Esto con los objetivos de identificar de manera formal y cuantitativa el cambio de composición observado preliminarmente en campo entre las areniscas de estas dos unidades, y, adicionalmente, establecer su procedencia. Para lograr dichos objetivos se recolectaron más de 100 muestras de arenisca representativas de diferentes niveles estratigráficos de ambas unidades. 67 muestras fueron laminadas y observadas al microscopio petrográfico, lo cual permitió el análisis textural detallado y el análisis composicional cualitativo. Finalmente, 24 de estas láminas fueron seleccionadas para el análisis de conteo de puntos, por medio del cual fue posible determinar de manera cuantitativa la composición de las areniscas. Cabe mencionar que, debido a la abundante disolución y sustitución alomórfica generadas en varios niveles estratigráficos por la diagénesis y los procesos de deformación posteriores, la obtención de muestras idóneas para el análisis petrográfico requirió de un esfuerzo notable, tanto en campo como durante el trabajo de gabinete.

6.1 FUNDAMENTO TEÓRICO Y METODOLÓGICO

Antes de presentar la descripción petrográfica realizada en este trabajo, se pretende explicar de manera exhaustiva los fundamentos teórico y metodológico que se adoptaron para la realización del análisis de composición de areniscas.

6.1.1. El método de conteo de puntos

El método de conteo de puntos permite definir cuantitativamente la abundancia en volumen de los distintos componentes de una roca detrítica. Este método se lleva a cabo utilizando un contador manual o automatizado, el cual consiste de un soporte metálico sobre el cual se posiciona la lámina delgada de objeto de estudio (fig. 6.1 a).

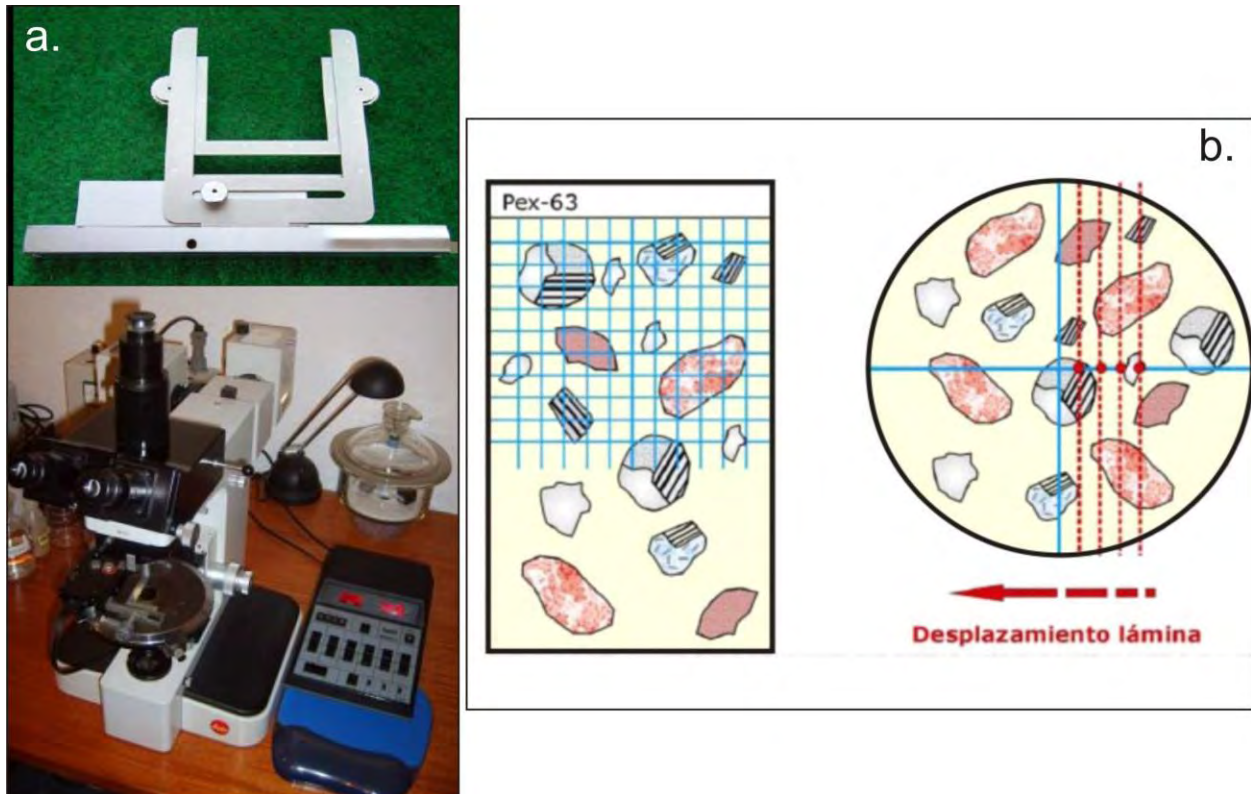


Fig. 6.1. (a.) Contador de puntos automatizado. (b.) Esquema donde se muestra de manera sintética el método de conteo de puntos.

Dicho soporte se instala arriba de la platina giratoria del microscopio petrográfico, y tiene la posibilidad de desplazarse manual o automáticamente en dos direcciones ortogonales. El contador de puntos permite, por lo tanto, el desplazamiento regular, progresivo lateral y vertical, de una lámina delgada. La metodología de conteo de puntos consiste en deslizar repetidamente la lámina objeto de estudio y contar los diferentes componentes de una roca clástica que se encuentran localizados en el cruce de los hilos, punto central del objetivo (fig. 6.1 b). Este método permite, por lo tanto, la determinación exacta de los porcentajes modales de los diferentes tipos de componentes que conforman una roca detrítica. Actualmente no hay

un acuerdo común sobre el número de puntos mínimo que se requiere contar por cada lámina delgada de arenisca. Van der Plas y Tobi (1965) han demostrado estadísticamente que contando un número mínimo de 300 puntos se obtienen errores 2σ comprendidos entre el 5.8 y 4% (nivel de confianza del 95%) para poblaciones con abundancia entre el 73 y 14% (fig. 6.2), mientras que un conteo de 500 puntos reduce el error dentro de un rango comprendido entre el 4.4 y 3.1% (fig. 6.2).

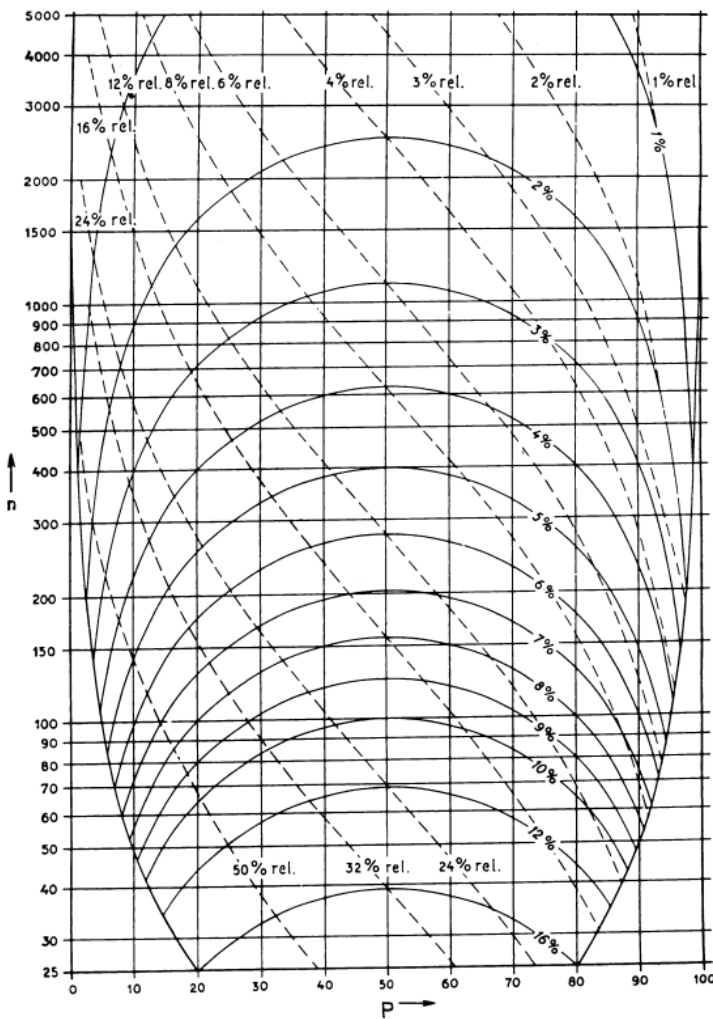


Fig. 6.2. Gráfica de Van der Plas y Tobi (1965), en la cual se muestra la confiabilidad del conteo de puntos al variar el número de puntos contados.

Con el fin de determinar con la mayor precisión posible la composición de las areniscas, en este trabajo se contaron 500 puntos por cada lámina delgada.

Durante el siglo pasado, se han propuesto dos metodologías distintas de conteo de puntos: la metodología tradicional, desarrollada por el grupo de petrología sedimentaria de la Universidad de Indiana (Basu, 1976; Mack y Suttner, 1977; Mack, 1981), y la metodología desarrollada paralelamente por Gazzi (1966) y Dickinson (1970).

La metodología tradicional consiste en contar todos los clastos monominerales como granos monocristalinos, y todos los componentes poliminerales como granos líticos (Tab. 6.1).

Tabla 6.1. Tabla de comparación entre las diferentes metodologías de conteo de puntos, donde se muestran las categorías de conteo propuestas por los diferentes autores.

METODO TRADICIONAL (Basu, 1976; Mack y Suttner, 1977; Mack, 1981)	GAZZI-DICKINSON, Gazzi (1966) y Dickinson (1970), Ingersoll y Cavazza (1991), Cut off de Ingersoll et al., 1984.		ZUFFA (1985)
Parámetros de conteo	Parámetros de conteo	Parámetros Recalculados	Parámetros de conteo
Q: Qm+Qp (compuesto por >90% de Q) F: todos los componentes monominerales de feldespato L: todos los componentes poliminerales <i>Condicionantes:</i> 1. Si un Qp tiene <10% de impurezas dentro del grano, se cuenta como Qp. 2. Si un Qp tiene >10% de impurezas dentro del grano, se cuenta como L. 3. Tolerancia de un 10% de impurezas dentro de un grano. 4. Dependencia del tamaño del grano.	Qm Qp P: Plagioclasa K: Feldespato potásico Lp: Líticos plutónicos Lvm: Líticos volcánicos y metavolcánicos: félsicos (seriados y granulares), máficos (vidrios, microlíticos y "lathwork"). Lsm: L. sedimentarios y metasedimentarios arcillosos y siliciclásticos. M: Filosilicatos D: Minerales densos Misc.: misceláneos e indiferenciados, microfaneríticos L* = (L+Qp) 1. Se cuentan como monominerales los granos > 0.0625 mm 2. Se cuentan como líticos los poliminerales < 0.0625 3. Cero tolerancia de impurezas dentro de un grano, Cut off del 0%, como es propuesto por Ingersoll et al., 1984. 4. Independencia del tamaño de grano.	$Q_t = Q_m + Q_p$ $F = P + K$ $L = L_v + L_m + L_s + L_p$ $QFL\%Q = 100 Q / (Q + F + L)$ $QFL\%F = 100 F / (Q + F + L)$ $QFL\%L = 100 L / (Q + F + L)$ $QmF L\%Qm = 100 Qm / (Qm + F + L^*)$ $QmF L\%F = 100 F / (Qm + F + L^*)$ $QmF L\%L^* = 100 L^* / (Qm + F + L^*)$ $QpLvmLsm\%Qp = 100 Qp / (L - Lp + Qp)$ $QpLvmLsm\%Lvm = 100 Lvm / (L - Lp + Qp)$ $QpLvmLsm\%Lsm = 100 Lsm / (L - Lp + Qp)$	Q (cuarzo) F (feldespato) feldespato-potásico Plagioclasa L (Líticos) rocas volcánicas ácidas rocas volcánicas intermedias rocas volcánicas básicas serpentina filita de grano fino esquisto limolita pedernal, etc. micas y cloritas otros min. caliza dolomita glauconita yeso óxidos de hierro fosfatos, etc. intraclastos oolitos fósiles peloides

De acuerdo con esta metodología, la composición de una arenisca está íntimamente relacionada con su tamaño de grano. En efecto, durante el transporte se verifica la progresiva fragmentación de los clastos poliminerales en componentes monominerales, determinando la consecuente disminución del contenido de granos líticos en las areniscas de tamaño de grano más fino. La aplicación de esta metodología resulta claramente en la gran variabilidad de composiciones para areniscas con tamaños de grano distintos en un diagrama QFL, aunque estas estén alimentadas por una misma fuente (fig. 6.3).

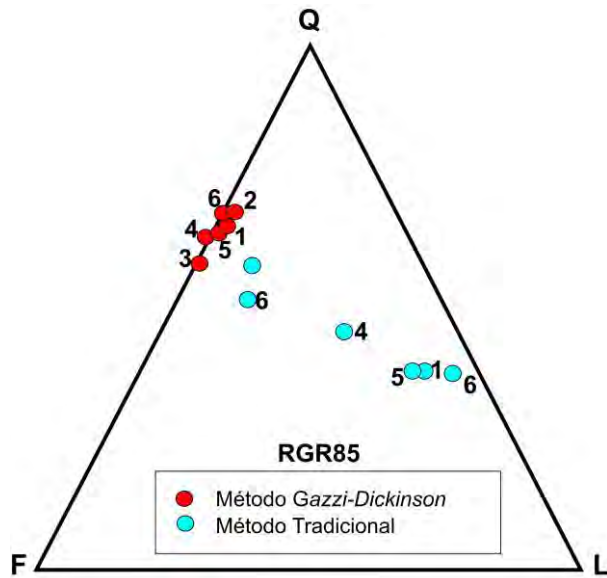


Fig. 6.3. Diagrama QmFL donde se comparan los resultados de conteo de puntos para areniscas de tamaño de grano distintos, pero alimentadas por una misma fuente (modificado de Zuffa, 1985). Se observa claramente que, aplicando la metodología tradicional, la composición de una arenisca es dependiente de su tamaño de grano, dando origen a una dispersión apreciable en el diagrama. Al contrario, la metodología Gazzi-Dickinson permite independizar la composición de una arenisca del tamaño de grano, obteniendo como resultado que areniscas alimentadas por una misma fuente grafican en la misma área del diagrama.

Alternativamente, la metodología Gazzi-Dickinson pretende independizar la composición de una arenisca del tamaño de grano. De acuerdo con este método, todos los componentes monominerales se cuentan como clastos monocristalinos (Tab. 1). Los granos líticos, a diferencia, están representados por todos aquellos clastos poliminerales, o parte de ellos, conformados por componentes de tamaño de grano inferior a 0.0625 mm, es decir de tamaño arcilla (p. ej., fragmentos de lutita, de vidrio volcánico, de radiolarita, de rocas metamórficas micro- a cripto-cristalinas, etc.). De acuerdo con lo anterior, los fragmentos poliminerales conformados por componentes de tamaño mayor a 0.0625 mm (p. ej., fragmentos de granito) no se contarán como granos líticos, sino que se incluirán en la categoría adecuada de granos monocristalinos, dependiendo de cuál componente de este fragmento se encuentre en el cruce de los hilos (Tab. 1 y fig. 6.4).



Fig. 6.4. Figura esquemática donde se muestra de manera sintética las reglas del conteo de puntos por el método Gazzi-Dickinson (modificado de Zuffa, 1985).

Los clastos poliminerales mixtos, es decir los conformados tanto por componentes de tamaño mayor a 0.0625 mm y otros con tamaño menor (e.g. fragmento de lava porfírica con matriz vítrea o micro-cristalina), se contarán como granos líticos cada vez que la parte de tamaño menor se encuentre en el centro del objetivo, mientras que los componentes de tamaño mayor se incluirán en la categoría de clastos monocristalinos adecuada a su composición (Tab. 6.1 y fig. 6.4). Aplicando este método, los únicos clastos poliminerales que se cuentan como granos líticos serán los que se mantienen policristalinos desde las areniscas de tamaño grueso hasta las más finas. Por esta razón, aplicando la metodología Gazzi-Dickinson es posible determinar la composición de una arenisca de manera independiente de su tamaño de grano.

Con el objetivo de agrupar las areniscas de la Sierra de los Cuarzos con base en su procedencia, se utilizará en este trabajo la metodología aconsejada por Gazzi (1966) y Dickinson (1970). Las categorías de clastos que se utilizaron para el conteo son las definidas por Dickinson (1970) e Ingersoll y Cavazza (1991), las cuales consisten en: cuarzo monocristalino, plagioclasa, feldespato potásico, fragmentos volcánicos y meta-volcánicos félsicos (seriados y granulares), máficos (vidrios, microlíticos y "lathwork"), fragmentos sedimentarios y meta-sedimentarios

arcillosos, y siliciclásticos, líticos microfaneríticos y fragmentos de cuarzo policristalino. Para estos últimos se utilizará el criterio de corte al 0% propuesto por Ingersoll *et al.* (1984).

Pese a las ventajas sobre el método tradicional, cabe mencionar que la metodología Gazzi-Dickinson disimula el verdadero porcentaje de fragmentos líticos en una arenisca (Blatt, 1992), y en específico, existen unas categorías de fragmentos de roca que quedan completamente excluidos del conteo de puntos y de la representación en el diagrama de composición QFL. Estos líticos son los fragmentos de rocas cristalinas como los granitoides, rocas ultramáficas, gneises, granulitas y otras rocas metamórficas de grano grueso. Estos fragmentos proporcionan información esencial sobre la procedencia de una arenisca. Por lo tanto, aunque estos no serán considerados en las categorías del conteo de puntos, será necesario mencionar su presencia en dado caso sean reconocidos como componentes de una arenisca. Otra limitante de la metodología Gazzi-Dickinson es la exclusión de cualquier componente calcáreo del conteo de puntos. Considerando que algunas de las muestras de arenisca estudiadas en este trabajo contienen tanto intraclastos como extraclastos calcáreos, se agregarán dichas categorías a la variedad de fragmentos líticos establecida por Dickinson (1970). Además, se utilizará el tetraedro de Zuffa (1985) para diferenciar las areniscas con componentes calcáreos de las siliciclásticas.

6.1.2 Procedencia de areniscas y ambientes tectónicos

La procedencia de una roca sedimentaria clástica se define como el estudio de la naturaleza, composición, dimensión y distancia de los cuerpos rocosos responsables de su alimentación (p. ej., Suttner, 1974; Basu, 1985). Considerando que las rocas clásticas son el resultado del reciclaje de los relieves en la superficie de la Tierra, la composición de los granos que constituyen dichas rocas podrán dar información sobre sus fuentes de alimentación. Sin embargo, es necesario mencionar que la composición de una roca clástica depende de varios factores. Entre los más importantes se han reconocido el tipo de ambiente tectónico, la cantidad de transporte, el clima y el relieve (p. ej., Dickinson, 1970; Basu, 1985; Dickinson, 1985; Ricci Lucchi, 1985; Weltje, 1994). En áreas con actividad tectónica poco intensa o nula, caracterizadas por relieves suaves o muy planos, el tiempo de residencia del detrito generado por la meteorización en su lugar de origen es relativamente largo. En estas condiciones, los climas húmedo o templado pueden desencadenar una serie de reacciones químicas (hidrólisis, oxidación y disolución) que determinan la desestabilización de los componentes inestables y metaestables (p. ej., olivino, piroxeno, anfíbol, biotita y feldespato) y el progresivo enriquecimiento en componentes estables como el cuarzo (Basu, 1985; Weltje, 1994). En estos casos es difícil interpretar la procedencia de una roca sedimentaria, en cuanto su composición

final pudo haber cambiado drásticamente y no reflejar fielmente la composición de las rocas fuentes. En cambio, en regiones tectónicamente activas, o caracterizadas por actividad volcánica intensa, el relieve muy abrupto permite que el detrito se erosione y se deposite muy rápidamente, y no sea afectado por cambios importantes en la composición (Basu, 1985; Dickinson, 1985; Weltje, 1994).

Las rocas que se generan bajo estas condiciones son las más útiles para un estudio de procedencia, en cuanto reflejan fielmente la composición de sus rocas fuentes. Por lo tanto, es posible afirmar que, en ambientes con actividad tectónica y/o volcánica intensa, el tipo de ambiente tectónico representa el principal factor de control en la composición de una roca sedimentaria clástica (p. ej., Dickinson, 1985). Con base en este fundamento, Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson (1985) desarrollaron unos diagramas ternarios que permiten interpretar preliminarmente el contexto tectónico de una cuenca sedimentaria con base en la composición de las areniscas en ella contenida (fig. 6.5).

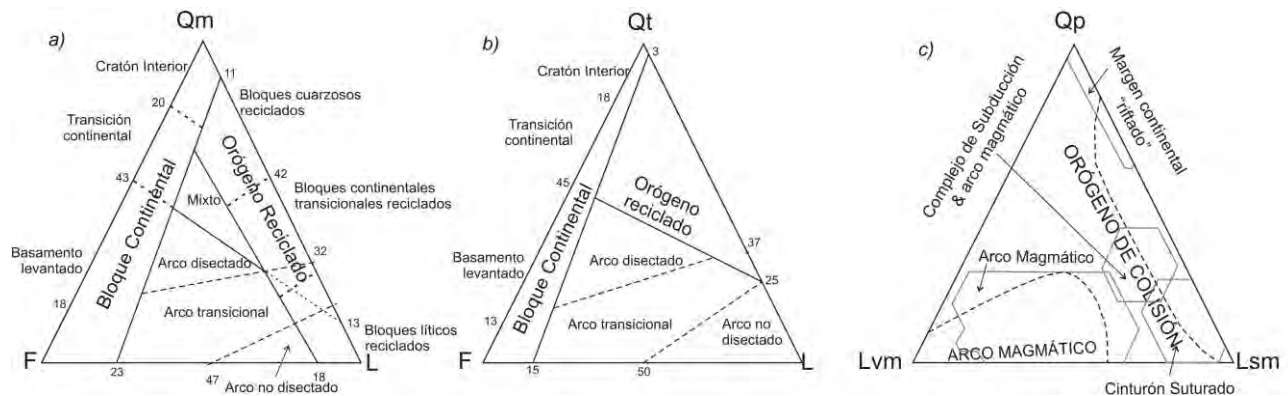


Fig. 6.5 (a.) y (b.) Diagramas de Dickinson (1985). Los campos en líneas punteadas en (c) son de Dickinson y Suczek (1979), líneas sólidas son de Ingersoll y Suczek (1979).

Sin embargo, cabe mencionar que los diagramas petro-tectónicos de Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson (1985) no toman en cuenta dos factores fundamentales en la interpretación de la composición de las areniscas. En primer lugar, estos autores consideran a los arcos magmáticos como los únicos ambientes tectónicos asociados a una actividad volcánica intensa, y, por ende, infieren que todas las areniscas compuestas por abundantes plagioclasa y líticos volcánicos sean depositadas en cuencas asociadas a arcos volcánicos. Sin embargo, existen ejemplos de cuencas de rift, tanto actuales como antiguas, que se caracterizan por una actividad volcánica intensa (p. ej., Mohr y Zanettin, 1988; Bryan *et al.*, 2000), en donde la

erosión de los relieves volcánicos puede generar composiciones idénticas a las que se producen por la erosión de los arcos volcánicos. En segundo lugar, los diagramas de Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson (1985) no consideran la herencia composicional de los depósitos de ciclo múltiple y la influencia de los ambientes tectónicos antiguos. Un ejemplo ilustrativo, es la margen canadiense del rift Atlántico, a lo largo de la cual se han depositado areniscas con una composición típica de orógeno reciclado, resultado del desarrollo del rift cerca de la zona de sutura Herciniana (Marsaglia *et al.*, 2007). Por estas razones, en este trabajo se consideran los diagramas petro-tectónicos solo como una herramienta preliminar para la identificación del contexto tectónico en que se ha desarrollado una cuenca sedimentaria. Paralelamente a los diagramas petro-tectónicos se utilizarán criterios sedimentológicos, estratigráficos y el contexto geológico regional para interpretar el ambiente tectónico en que ocurrió la sedimentación.

6.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO

En esta sección se describen de manera detallada la textura y composición de 17 muestras de arenisca colectadas de la formación Sierra de los Cuarzos y 7 de la formación Pelones. La ubicación de las muestras se reporta en el mapa de la figura 5.1. Los detalles del conteo de puntos se sintetizan en la Tabla 6.2 y 6.3 del Apéndice.

6.2.1. Formación Sierra de los Cuarzos

En la formación Sierra de los Cuarzos se identificaron tres grupos distintos de areniscas. Las areniscas del grupo 1 proceden de la parte arenosa de una debrita con gradación inversa observada en la parte inferior de la formación Sierra de los Cuarzos (fig. 5.9). Se trata de sublitarenitas y litarenitas (fig. 6.9 a) de grano medio a grueso, con clastos subangulosos a subredondeados.

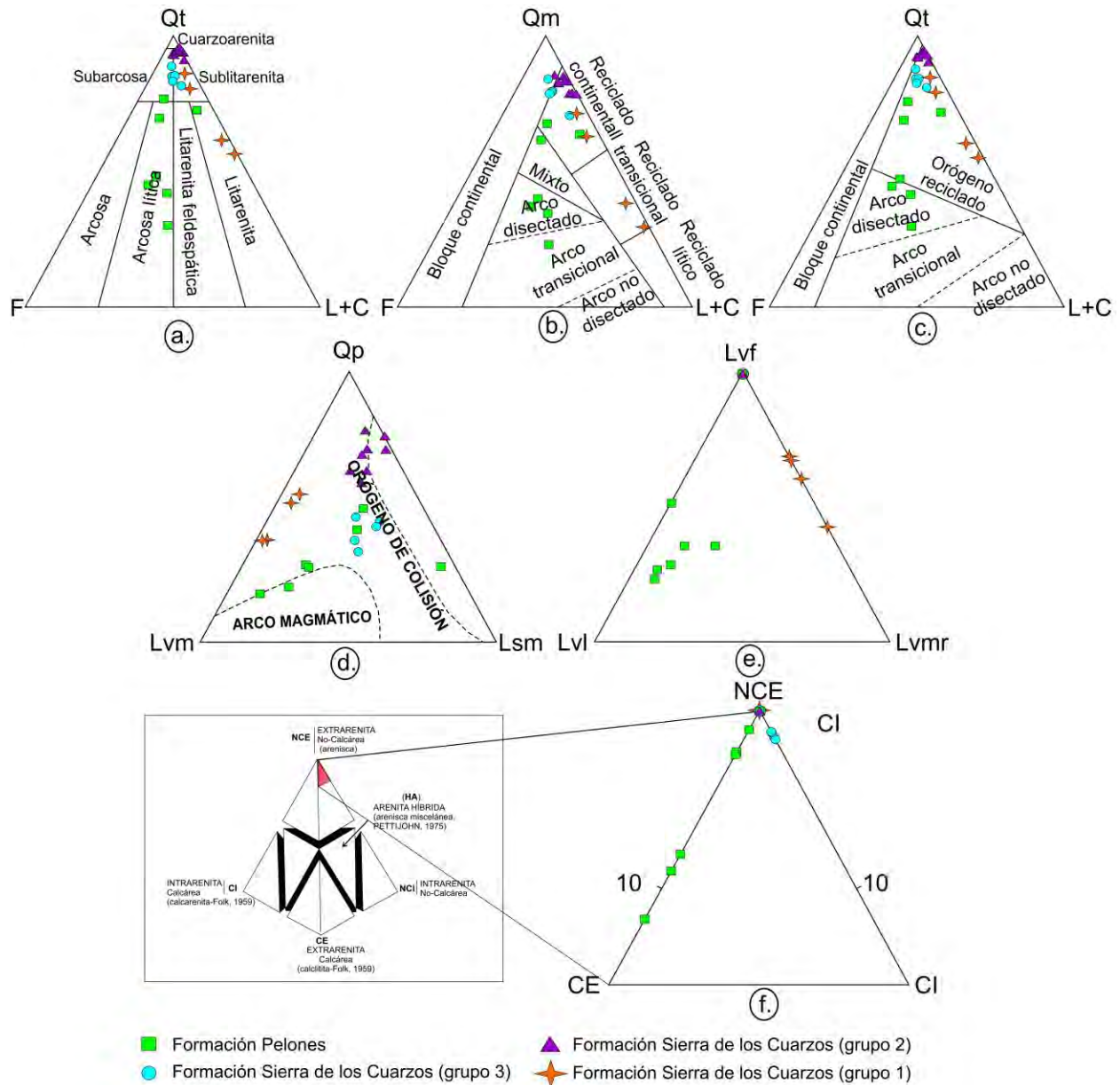


Fig. 6.9. Diagramas ternarios (a.) Q,F,L (Folk, 1974), (b.) Qm,F,L (Dickinson, 1985), (c.) Qt,F,L (Dickinson, 1985), (d.) Qp,Lvm,Lsm (Dickinson y Suczek, 1979), (e.) Lvf,Lvl,Lvmr (Critelli *et al.*, 2002) y (f.) NCE,CE,CI (Zuffa, 1985), donde se grafican las areniscas de las formaciones Sierra de los Cuarzos y Pelones. Qt: cuarzo total (Qm+Qp), Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, F: feldespato, L+C: líticos + componentes calcáreos, Lvm: líticos metavolcánicos, Lsm: líticos metasedimentarios, Lvf: líticos volcánicos félsicos, Lvl: líticos volcánicos *lathwork*, Lvmr: líticos volcánicos *microlíticos*, NCE: extraclastos No-calcáreos, CE: extraclastos calcáreos, CI: intraclastos calcáreos.

Los contactos entre los granos son longitudinales, localmente cóncavo-convexos y suturados, lo que indica que estas rocas experimentaron una presión considerable durante la diagénesis o algún evento tectónico posterior. El esqueleto de las areniscas del grupo 1 es representado por una ortomatriz arcillo-micácea, la cual presenta una abundancia inferior al 15%. Los componentes clásticos están conformados, en orden de abundancia, por: cuarzo monocristalino (42-71%), cuarzo policristalino (11-19%), líticos volcánicos félsicos (6-13%), líticos volcánicos máficos (3-17%), fragmentos sedimentarios y meta-sedimentarios siliciclásticos (1-2%), feldespato potásico (0.6-2.6%), plagioclasa (0.4-1.8%), moscovita detrítica (0.8-1.4%), y otros minerales pesados como circón, turmalina y minerales opacos (0-1%). En los diagramas QmFL y QtFL de Dickinson (1985), las areniscas del grupo 1 grafican en los campos de reciclado continental-transicional y orógeno reciclado, respectivamente (fig. 6.9 b y c), mientras que con base en el diagrama NCE, CE, CI de Zuffa (1985) se pueden clasificar como extra-arenitas no calcáreas (fig. 6.9 f). Los granos de cuarzo monocristalinos muestran extinción neta a ondulante, y en algunos casos, presentan vestigios de cemento sintaxial (fig. 6.10 a), lo que sugiere una procedencia de rocas sedimentarias o meta-sedimentarias siliciclásticas. Dicha procedencia es soportada por la presencia de líticos sedimentarios y meta-sedimentarios, representados por fragmentos de limolita, meta-limolita y arenisca fina de cuarzo y moscovita (fig. 6.10 b), además fragmentos de esquisto compuestos por cristales estirados de cuarzo de grano fino y moscovita. De acuerdo con la metodología Gazzi-Dickinson, los fragmentos de arenisca no han sido contados como granos líticos. Sin embargo, se decidió resaltar su presencia en la descripción de los componentes de estas rocas, en cuanto nos indican claramente que las areniscas del grupo 1 de la formación Sierra de los Cuarzos son el resultado de un proceso de sedimentación de ciclo múltiple. Finalmente, se han identificado fragmentos de rocas volcánicas félsicas y máficas. Las rocas volcánicas félsicas son tanto granulares como seriadas, y presentan textura holocristalina porfírica, las cuales están conformados por fenocristales de plagioclasa y cuarzo en una matriz micro a criptocristalina de cuarzo y óxidos (fig. 6.10 c).

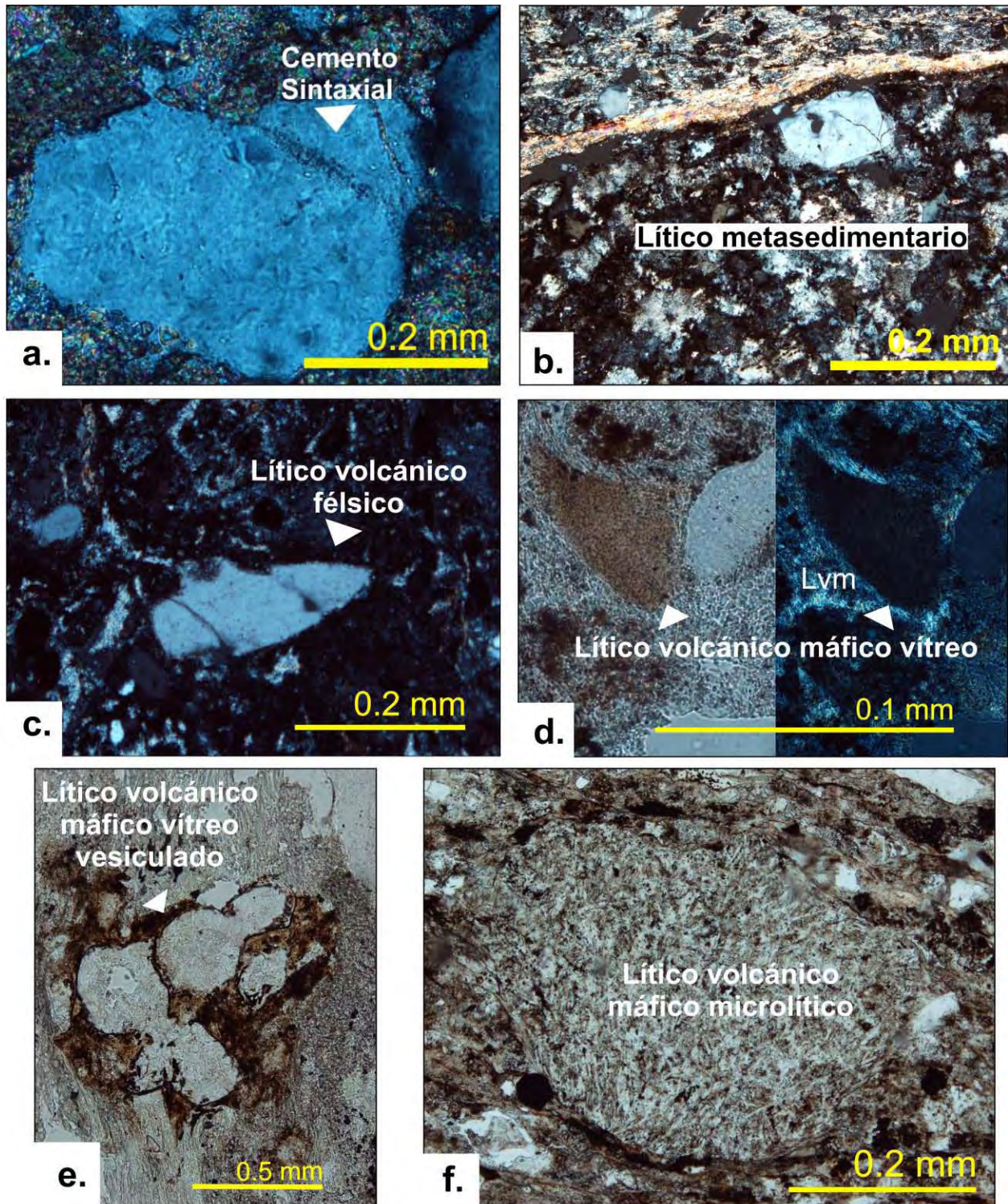


Fig. 6.10. Fotomicrografías de las areniscas del grupo 1 de la formación Sierra de los Cuarzos, donde se muestra: (a.) cuarzo monocristalino con vestigios de cemento sintaxial; (b.) fragmento de meta-limolita

de cuarzo y moscovita; (c.) fragmento volcánico félsico; (d.) fragmento volcánico máfico vítreo; (e.) fragmento volcánico máfico vítreo vesiculado; (f.) fragmento volcánico máfico microlítico.

Los líticos volcánicos máficos varían de microlíticos a vítreos (fig. 6.10 d-f). Los microlíticos están conformados por microlitos de plagioclasa euhedral de tamaño inferior a 0.0625 mm, en una matriz compuesta por vidrio de color marrón y óxidos (fig. 6.10 f). Los fragmentos vítreos están compuestos por un porcentaje de vidrio volcánico máfico mayor al 90%, y varían de homogéneos a vesiculados (fig. 6.10 d y e).

En síntesis, con base en los componentes clásticos, es posible reconocer por lo menos tres tipos de fuentes diferentes para las areniscas del grupo 1: rocas volcánicas, tanto félsicas como máficas, así como rocas sedimentarias y meta-sedimentarias ricas en cuarzo.

Por otro lado, las areniscas del grupo 2 proceden de algunos de los depósitos de *slump* y de las turbiditas de la formación Sierra de los Cuarzos, y representan el tipo más abundante y representativo de esta unidad. Se trata de areniscas bien clasificadas, de grano muy fino a grueso, compuestas por clastos subangulosos a redondeados. Los contactos entre los granos son longitudinales, cóncavo-convexos y suturados (fig. 6.10 a y b), lo que indica que estas rocas experimentaron una presión considerable durante la diagénesis o algún evento tectónico posterior.

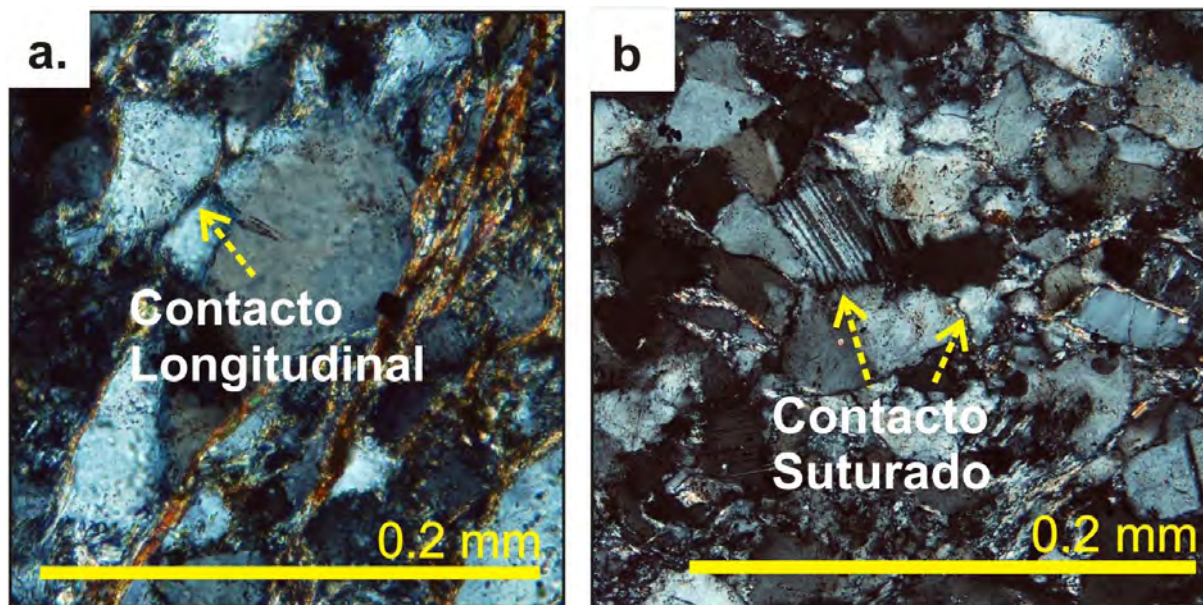


Fig. 6.11. (a.) Contactos longitudinales y (b.) suturados entre los granos de las areniscas del grupo 2 de la formación Sierra de los Cuarzos.

Cerca de las zonas de cizallas principales, las areniscas muestran el desarrollo de una foliación anastomosada, moderada a intensamente penetrante a la escala submilimétrica. La foliación se desarrolla paralelamente a las superficies de estratificación y está definida por la concentración de óxidos de grano muy fino, lo que sugiere que la disolución por presión fue el mecanismo de deformación principal. El esqueleto de las areniscas del grupo 2 está representado por un cemento sintaxial de cuarzo y una ortomatriz arcillo-micácea, los cuales presentan una abundancia modal inferior al 10%. Los componentes clásticos están conformados, en orden de abundancia, por: cuarzo monocristalino (64-78%), cuarzo policristalino (6-13%), fragmentos sedimentarios y meta-sedimentarios siliciclásticos (2-4%), plagioclasa (2-4%), moscovita detrítica (1-4%), líticos volcánicos félsicos (0-2%), feldespato potásico (0-1%), y otros minerales pesados como circón, turmalina y minerales opacos (0-1%). En el diagrama de composición Qt,F,L (Folk, 1974), las areniscas del grupo 2 grafican principalmente en el campo de las sublitarenitas, hasta el límite con las subarcosas (fig. 6.9 a) mientras que, con base en el tetraedro de Zuffa (1985), se pueden clasificar como extra-arenitas no calcáreas (fig. 6.9 f). Los granos de cuarzo monocristalinos muestran extinción neta a ondulante, y en algunos casos presentan vestigios de cemento sintaxial, lo que sugiere una procedencia de rocas sedimentarias o meta-sedimentarias siliciclásticas. Dicha procedencia es soportada por la presencia de líticos sedimentarios y meta-sedimentarios, representados por fragmentos de limolita, arenisca fina rica en cuarzo y moscovita detrítica, además de fragmentos de esquisto de cuarzo-moscovita. De acuerdo con la metodología Gazzi-Dickinson, los fragmentos de arenisca no han sido contados como granos líticos. Sin embargo, se decidió resaltar su presencia en cuanto nos indican claramente que las areniscas de la formación Sierra de los Cuarzos son el resultado de un proceso de sedimentación de ciclo múltiple. Otros clastos que no fueron considerados en el conteo de puntos, y que sin embargo hay que resaltar, son los fragmentos cuarzo-feldespáticos de grano medio a grueso, los cuales podrían proceder de rocas intrusivas o meta-intrusivas félsicas. La participación de fuentes intrusivas o meta-intrusivas en estas areniscas está soportada por la presencia de granos cuarzo-feldespáticos con textura granofírica (fig. 6.12 a), y granos de feldespato con textura peritítica (fig. 6.12 b). Dichas texturas han sido descritas comúnmente para rocas intrusivas relativamente someras y cuerpos hipabisales (MacKenzie *et al.*, 1982; C.D'Amico *et al.*, 1987).

Finalmente, se han identificado fragmentos de rocas volcánicas félsicas granulares. Estos presentan una textura holocristalina porfírica, y están conformados por fenocristales de cuarzo en una matriz micro a criptocristalina de cuarzo (fig. 6.12 c).

En síntesis, con base en los componentes clásticos, es posible reconocer por lo menos tres tipos de fuentes diferentes para las areniscas del grupo 2: rocas intrusivas o meta-intrusivas félsicas, rocas volcánicas félsicas, y rocas sedimentarias y meta-sedimentarias ricas en cuarzo. En los diagramas Qm,F,L, Qt,F,L y Qp,Lvm,Lsm (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson, 1985), estas areniscas grafican en los campos de las cuencas asociadas a un cinturón orogénico activo (reciclado continental, orógeno reciclado, y orógeno colisional; fig. 6.9 b-d).

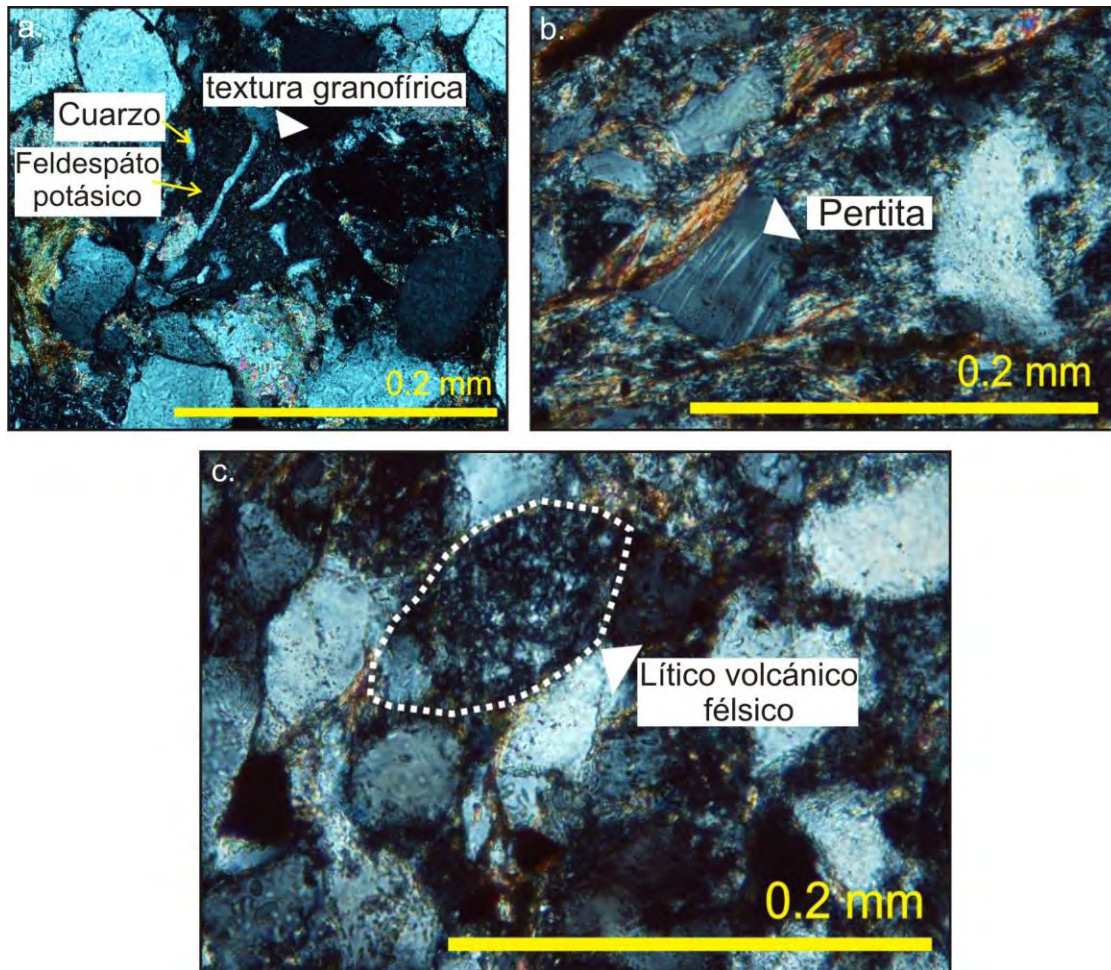


Fig. 6.12. Fotomicrografías de las areniscas del grupo 2 de la formación Sierra de los Cuarzos, en las cuales se muestra: (a.) fragmento cuarzo-feldespático con textura granofélsica; (b.) feldespato con textura pertítica; (c.) fragmento volcánico félsico granular.

Las areniscas del grupo 3 proceden de algunos depósitos de *slump* de la parte superior de la formación Sierra de los Cuarzos, donde los niveles calcáreos se hacen más abundantes. Dichas areniscas están moderadamente a bien clasificadas, de grano fino a muy grueso, y están

compuestas por granos muy angulosos a subredondeados. La mayoría de ellas están soportadas por los granos, aunque se han observado escasos estratos con clastos flotantes. En las variedades soportadas por los granos, los granos presentan contactos longitudinales, cóncavo-convexos y suturados (fig. 6.13 a y b), sugiriendo presiones importantes durante la diagénesis o un evento tectónico posterior. Cerca de las zonas de cizalla, las areniscas desarrollan una foliación anastomosada paralela a la estratificación. Dicha foliación es moderadamente penetrante a la escala submilimétrica, y se genera principalmente por el mecanismo de disolución por presión, como lo sugiere la abundante concentración de óxidos en los dominios de foliación, y las evidencias de disolución y recristalización de cuarzo y calcita en los dominios de *microlithons*. Lejano de las zonas de cizalla, la foliación se hace moderadamente penetrante a la escala decimétrica, sin embargo persiste la recristalización de calcita, la cual, en algunos casos, sustituye abundantemente tanto la matriz como algunos componentes siliciclásticos (sustitución alomórfica, fig. 6. 13 b).

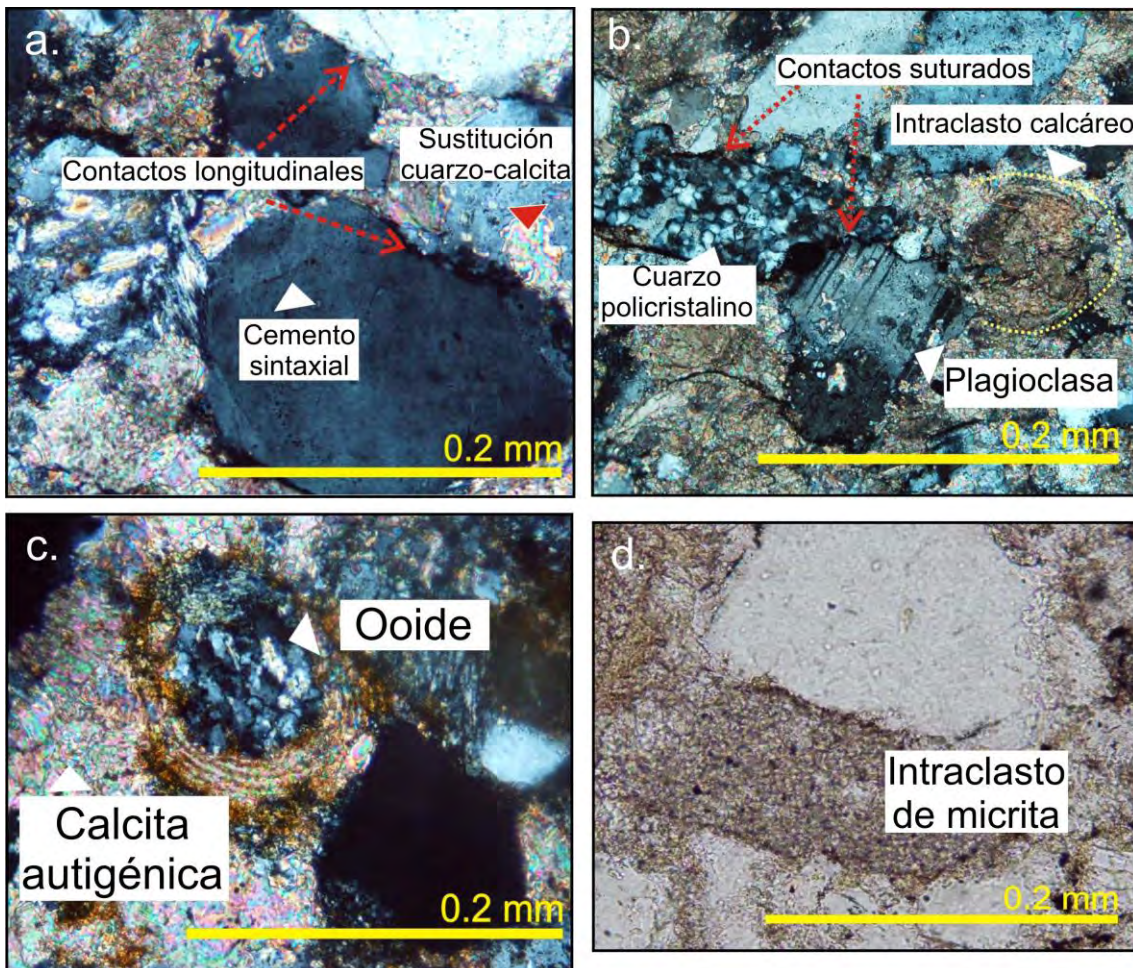


Fig. 6.13. Fotomicrografías de las areniscas del grupo 3 de la formación Sierra de los Cuarzos, en las cuales se muestra: (a.) la sustitución alomórfica de calcita sobre cuarzo; (b.) algunos componentes de la roca como los fragmentos de cuarzo policristalino, cuarzo monocristalino, plagioclasa e intraclastos calcáreos esqueletales; (c.) intraclastos calcáreos inorgánicos representados por ooides concéntricos; (d.) intraclastos calcáreos de micrita.

El esqueleto de las areniscas del grupo 3 está representado por un cemento syntaxial de cuarzo y una ortomatriz arcillo-micácea, los cuales presentan una abundancia modal inferior al 10%. Desde el punto de vista composicional, estas areniscas son similares a las del grupo 2. Las únicas diferencias consisten en que las del grupo 3 presentan una mayor abundancia de líticos volcánicos félsicos, y contienen porcentajes limitados de intraclastos calcáreos (*"carbonate intrabasinal grains"* en Zuffa, 1985). Dichos clastos están representados por granos esqueletales de bivalvos, briozoarios y otros organismos no identificados, ooides radiales y concéntricos con núcleos de cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino y esquisto (fig. 6.13 b y c), así como por intraclastos de micrita (fig. 6.13 d).

En orden de abundancia, las areniscas del grupo 3 están compuestas por: cuarzo monocristalino (68-76%), cuarzo policristalino (3-10%), plagioclasa (4-7%), fragmentos sedimentarios y meta-sedimentarios siliciclásticos (2-6%), líticos volcánicos félsicos (1-5%), feldespato potásico (1-2%), intraclastos calcáreos (0-2%), moscovita detrítica (0-2%) y otros minerales pesados como circón y turmalina (0-1%). En el diagrama de composición Q,F,L (Folk, 1974), estas areniscas grafican a lo largo del límite entre los campos de las sublitarenitas y subarcosas (fig. 6.9 a). En el tetraedro de Zuffa (1985), estas rocas grafican principalmente en el campo de las extra-arenitas no calcáreas (fig. 6.9 f). Sin embargo, a diferencia de las areniscas del grupo 2, que caen exactamente en el vértice superior del tetraedro (NCE), la mayoría de las del grupo 3 están ligeramente desplazadas hacia el vértice de las intra-arenitas calcáreas (CI en fig. 6.9 f). Cabe mencionar que, también en las areniscas del grupo 3 se identificaron fragmentos sedimentarios y metasedimentarios, como son areniscas ricas en cuarzo de grano fino, esquisto de cuarzo y moscovita (fig. 6.14 a), y fragmentos de rocas volcánicas félsicas de textura granular (fig. 6.14 b) y seriada (fig. 6.14 c). Estos presentan una textura holocristalina porfírica, y están conformados por fenocristales de cuarzo en una matriz micro a criptocristalina de cuarzo. Además, se identificaron fragmentos de intrusivos cuarzo-feldespáticos de grano medio a grueso, los cuales podrían proceder de rocas intrusivas o meta-intrusivas félsicas. Esto es soportado por la presencia de granos de cuarzo-feldespático con textura gráfica, feldespatos con texturas pertítica y fragmentos policristalinos de cuarzo con inclusiones de cristales euhedrales de moscovita de grano grueso (fig. 6.14 d).

En síntesis, con base en los componentes clásticos, es posible reconocer por lo menos cuatro tipos de fuentes diferentes para las areniscas del grupo 3: rocas sedimentarias y meta-sedimentarias ricas en cuarzo, rocas volcánicas félsicas, rocas intrusivas o meta-intrusivas félsicas y sedimentos calcáreos de un ambiente marino somero.

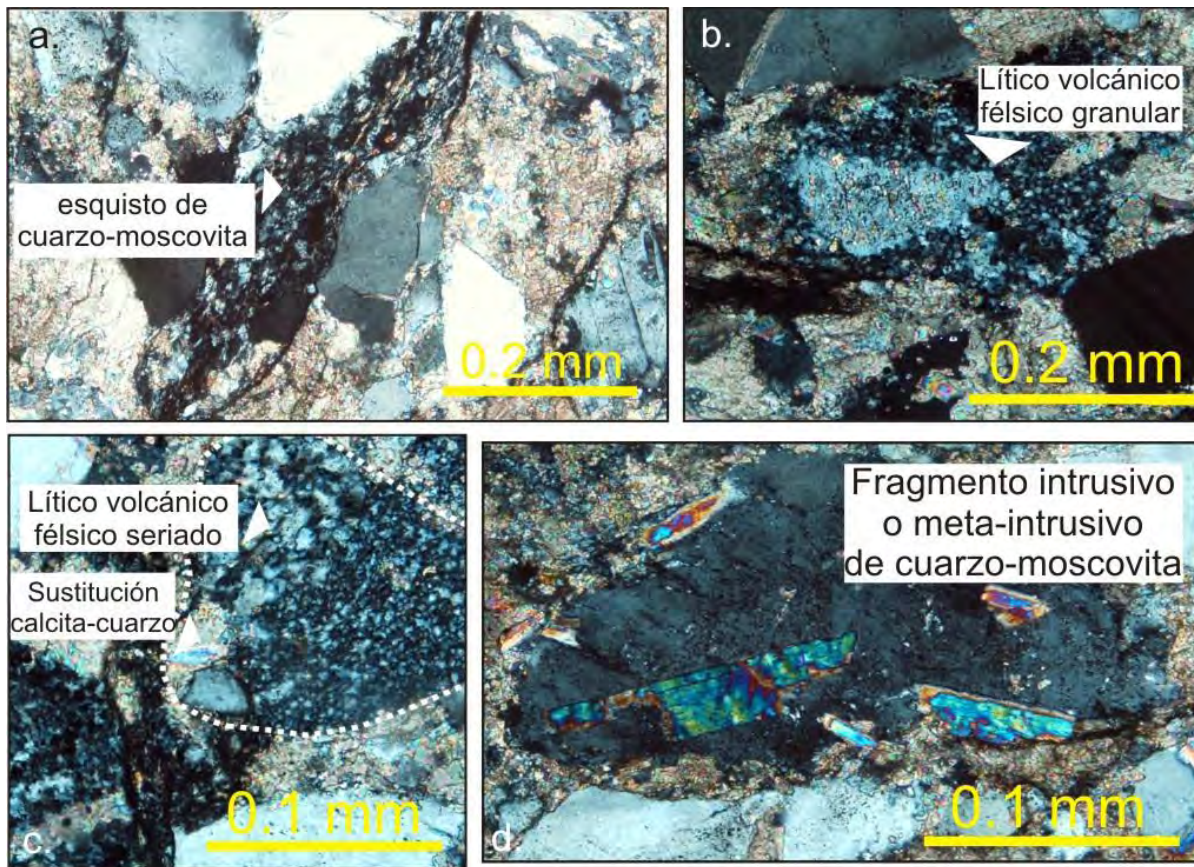


Fig. 6.14. Fotomicrografías de las areniscas del grupo 3 de la formación Sierra de los Cuarzos, donde se muestra: (a.) fragmento meta-sedimentario conformado por cuarzo y moscovita; (b.) fragmento volcánico félsico granular; (c.) fragmento volcánico félsico seriado; (d.) fragmento de roca intrusiva o meta-intrusiva, compuesto por cuarzo con inclusiones de moscovita euhedral de grano grueso.

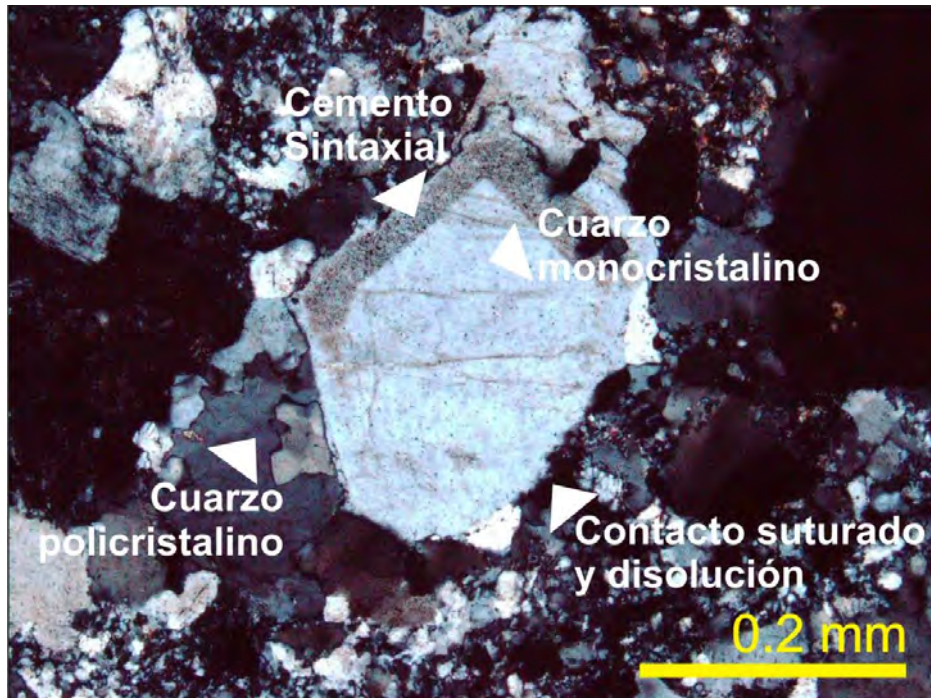
En los diagramas Qm,F,L, Qt,F,L y Qp,Lvm,Lsm (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson, 1985), estas areniscas grafican dentro y cerca de los campos de las cuencas asociadas a un cinturón orogénico activo (reciclado continental, orógeno reciclado, y orógeno colisional; fig. 6.9 b-d). Cabe destacar que, en el diagrama Qp,Lvm,Lsm, en el cual se resalta la composición de los componentes líticos, las areniscas de los grupos 2 y 3 muestran composiciones claramente

distintas (fig. 6.9 d). Sin embargo, la separación entre estos 2 grupos es debida esencialmente a la presencia de clastos calcáreos en las areniscas del grupo 3. Excluyendo los componentes calcáreos del conteo de puntos, de acuerdo con la metodología original de Gazzi (1966) y Dickinson (1970), los dos grupos de areniscas presentan composiciones comparables.

6.2.2 Formación Pelones

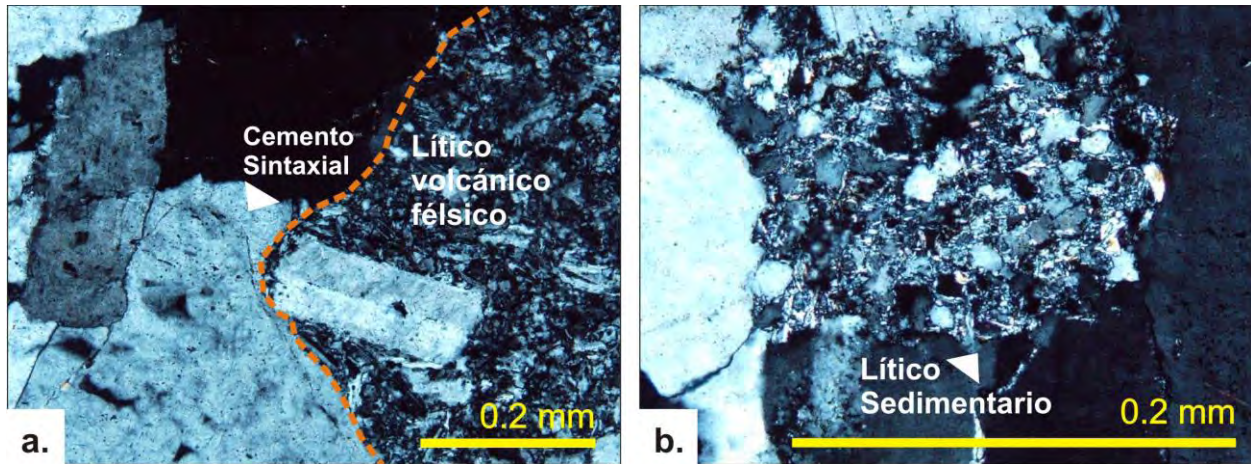
Las areniscas de la formación Pelones se caracterizan por una heterogeneidad composicional importante. Sin embargo, en este caso resulta difícil separar las rocas en grupos diferentes, en cuanto dicha variación de composición ocurre de manera gradual desde la base hacia el techo de esta unidad. Las areniscas colectadas cerca de la base de esta formación son de grano grueso a muy grueso, moderadamente a mal clasificadas, y están compuestas por clastos angulosos a subredondeados. Los granos presentan contactos principalmente concavo-convexos y suturados (fig. 6.15), lo que sugiere que estas rocas experimentaron una presión considerable durante la diagénesis o algún evento tectónico posterior.

Cerca de la zona de cizalla basal, estas areniscas muestran una foliación anastomosada penetrante a la escala submilimétrica. Dicha foliación se generó principalmente por disolución por presión y recristalización, como lo sugiere la abundante concentración de óxidos y neoblastos de mica blanca en los dominios de clivaje, así como las evidencias de disolución y recristalización de cuarzo y calcita en los dominios de *microlithons*. Alejándose de las zonas de cizalla, la foliación se hace moderadamente penetrante a la escala decimétrica, y los efectos de recristalización de la calcita disminuyen progresivamente. El esqueleto de estas areniscas está representado tanto por un cemento syntaxial de cuarzo (fig. 6.15), así como por una ortomatriz arcillo-micácea, los cuales presentan una abundancia modal inferior al 10%. Los componentes clásticos están representados, en orden de abundancia, por: cuarzo monocristalino (61%), fragmentos sedimentarios y meta-sedimentarios siliciclásticos (19%; fig. 6.16 b), cuarzo policristalino (8%), plagioclasa (5%), líticos volcánicos félsicos (2%; fig. 6.16 a), feldespatos potásico (1%), moscovita detrítica (<1%) y otros minerales pesados como circón, turmalina y minerales opacos (<1%). En el diagrama de composición Q,F,L (Folk, 1974), estas areniscas grafican en el campo de litarenita, subarcosa y arcosa lítica (fig. 6.9 a), mientras que, con base en el tetraedro de Zuffa (1985), se pueden clasificar como extra-arenitas no calcáreas (fig. 6.9 f).



6.15 Fotomicrografía de una arenisca de la formación Pelones, en la cual se observa un grano anguloso de cuarzo monocristalino bordeado por una capa submilimétrica de cemento sintaxial. Nótese también la abundancia de contactos suturados entre los granos.

La composición de los clastos de estas areniscas sugiere una procedencia principal de rocas sedimentarias y meta-sedimentarias siliciclásticas y, en menor abundancia, de rocas volcánicas félsicas, las cuales muestran una textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y escaso cuarzo en una matriz granular a seriada de cuarzo micro a criptocristalino (fig. 6.16 a). En los diagramas Q_m, F, L , Q_t, F, L y Q_p, L_{vm}, L_{sm} (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson, 1985), estas areniscas grafican en los campos de las cuencas asociadas a un cinturón orogénico activo (reciclado continental, orógeno reciclado, y orógeno colisional; fig. 6.9 b-d).



6.16 Fotomicrografías de las areniscas de la formación Pelones, donde se muestra: (a) lítico volcánico félsico, textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa. (b) Líticos sedimentarios.

Hacia los niveles estratigráficos superiores, las areniscas de la formación Pelones disminuyen de manera repentina su contenido en cuarzo monocristalino y líticos sedimentarios y meta-sedimentarios siliciclásticos, e incrementan de manera progresiva la cantidad de fragmentos volcánicos. Esta variación resulta muy evidente en los diagramas Qm,F,L, Qt,F,L y Qp,Lvm,Lsm (fig. 6.9 a-d), donde se puede apreciar un tren composicional desde litarenitas ricas en cuarzo, las que grafican en el campo de cuencas asociadas con un orógeno activo, hasta litarenitas feldespáticas y arcosas líticas, que grafican dentro del campo de cuencas asociadas a un arco volcánico. Cabe mencionar que, a diferencia de los estratos basales, caracterizados solamente por fragmentos volcánicos félsicos, las areniscas de la parte media y superior de esta formación contienen también líticos volcánicos máficos, los cuales se vuelven dominantes hacia el techo de esta unidad (fig. 6.9 e). A diferencia de las areniscas del grupo 1 de la formación Sierra de los Cuarzos, los fragmentos volcánicos máficos de la formación Pelones son principalmente del tipo *lathwork* (fig. 6.9 e), compuestos por fenocristales de plagioclasa y escasos minerales ferro-magnesianos oxidados de tamaño mayor a 0.0625 mm, en una matriz de vidrio volcánico de color marrón oscuro (fig. 6.17 a, c). Algunos de estos fragmentos muestran una foliación magmática, definida por la iso-orientación de los fenocristales de plagioclasa. En menor cantidad, se han observado también clastos máficos de tipo microlítico, conformados por microfenocristales (< 0.0625 mm) de plagioclasa en una matriz compuesta por abundante vidrio volcánico de color oscuro (fig. 6.17 b). Además de los clastos volcánicos, en las partes mediana y superior de la formación Pelones se observan también fragmentos de rocas intrusivas cuarzo-feldespáticas con texturas gráfica y granofírica.

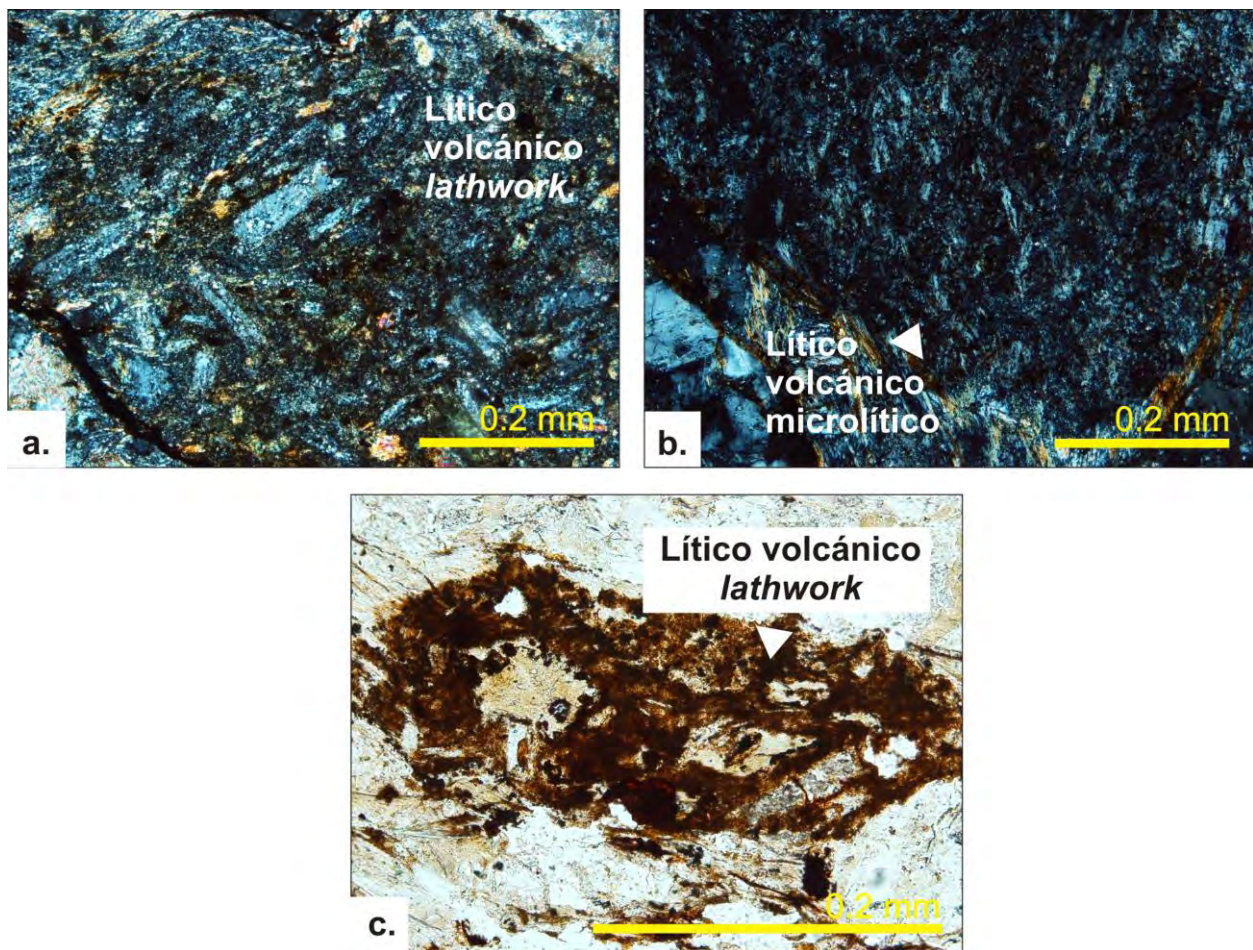


Fig. 6.17 Fotomicrografías de las areniscas de la formación Pelones. (a y c) líticos volcánicos máficos tipo *lathwork*, compuesto por fenocristales de plagioclasa y minerales ferromagnesianos en una matriz de vidrio volcánico; b) clastos máficos tipo microlítico, conformados por microfenocristales de plagioclasa en una matriz de vidrio volcánico de color oscuro.

Finalmente, cabe mencionar que, en las partes media y superior de la formación Pelones se han observado también cantidades limitadas (0.2-2.4%) de extraclastos de micrita (fig. 6.18), los cuales muestran ocasionalmente una foliación estilolítica previa a la sedimentación de la formación Pelones. Debido a la elevada compactación de estas areniscas, dichos extraclastos están localmente compenetrados con granos más competentes de cuarzo y feldespato, lo cual produce como resultado la distorsión interna de estos granos y de su foliación estilolítica, hasta su completa trasposición (fig. 6.18 b, c).

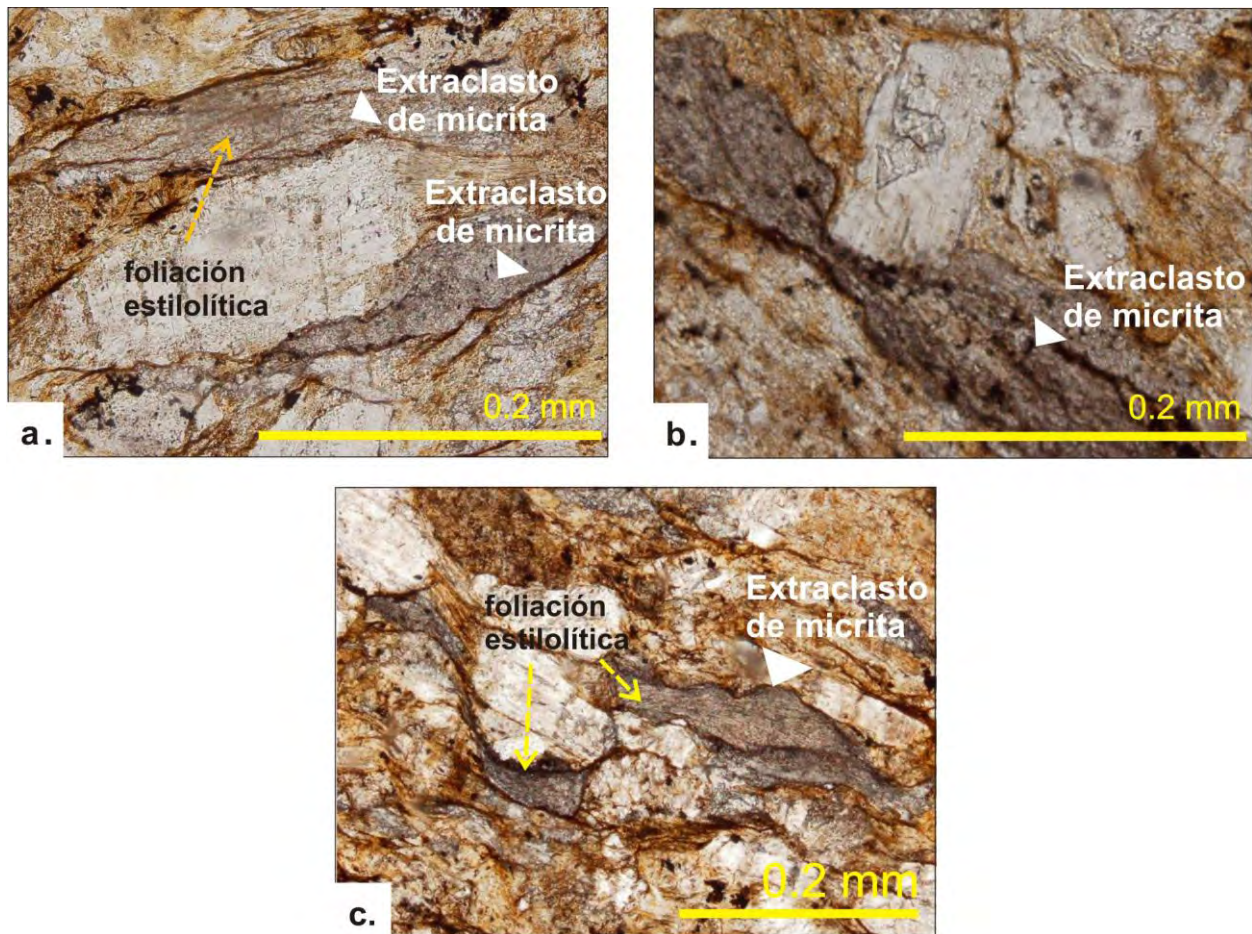


Fig. 6.18 (a-c) Fotomicrografías de las areniscas de las partes media y superior de la formación Pelones, donde se muestran algunos extraclastos de micrita que presentan foliación estilolítica, y deformados posteriormente por compenetración de granos más competentes de cuarzo y feldespato.

La presencia de dichos extraclastos permite diferenciar dentro del tetraedro de Zuffa (1985) a las areniscas de la formación Pelones de las de la formación Sierra de los Cuarzos. En efecto, las primeras muestran una tendencia característica hacia el vértice de las extra-arenitas calcáreas (CE en fig. 6.9 f).

En síntesis, con base en la determinación de los componentes líticos es posible sugerir que las areniscas de la formación Pelones fueron alimentadas inicialmente por rocas sedimentarias y meta-sedimentarias siliciclásticas, así como rocas volcánicas félsicas, a las cuales se incorporó posteriormente una fuente volcánica máfica, que se volvió dominante hacia la cima de esta unidad. Los extraclastos de micrita documentan también la participación de rocas calcáreas deformadas. Dichos clastos aparecen a partir de la parte media de la formación Pelones. Sin embargo, debido a la abundante recristalización de calcita en la parte basal de esta

unidad, resulta difícil establecer si su ausencia en estos niveles estratigráficos no sea el resultado de procesos de disolución por presión.

6.3 ANÁLISIS DE VARIACIÓN COMPOSICIONAL

Con base en el análisis composicional cuantitativo de las areniscas, es posible identificar diferencias significantes en la composición y procedencia entre las formaciones Sierra de los Cuarzos y Pelones, así como entre diferentes depósitos dentro de estas mismas unidades. En general, se observa que las areniscas de la formación Sierra de los Cuarzos fueron alimentadas principalmente por un grupo común de rocas fuentes, representadas por rocas sedimentarias y meta-sedimentarias siliciclásticas ricas en cuarzo, intrusivos cuarzo-feldespáticos y, de manera subordinada, rocas volcánicas félsicas. Adicionalmente, en la formación Sierra de los Cuarzos es posible distinguir por lo menos tres grupos composicionales diferentes, los cuales se distinguen con base en la participación momentánea de distintas fuentes locales subordinadas. Las areniscas del grupo 1 se caracterizan por la mayor abundancia de fragmentos volcánicos, tanto félsico como máficos (fig. 6.19). Estos últimos son ausentes en las otras areniscas de esta unidad y, por ende, su desaparición a lo largo del registro estratigráfico permite identificar un límite composicional entre los grupos 1 y 2 (fig. 6.19). Las areniscas del grupo 3 se caracterizan por la presencia, aunque limitada, de intraclastos calcáreos, los cuales son ausentes en las partes inferior y mediana de la formación Sierra de los Cuarzos (fig. 6.19). Por lo tanto, la primera aparición de estos clastos permite identificar un límite composicional entre los grupos 2 y 3 (fig. 6.19).

A diferencia de las areniscas de la formación Sierra de los Cuarzos, las de la formación Pelones se caracterizan en general por una mayor abundancia de feldespato, principalmente plagioclasa, y líticos volcánicos (fig. 6.19). Estos últimos son exclusivamente de tipo félsico en la base de esta unidad, mientras que hacia la cima se vuelven progresivamente dominantes los de composición máfica (fig. 6.19). Cabe remarcar que, mientras en las areniscas del grupo 1 de la formación Sierra de los Cuarzos los fragmentos volcánicos máficos son exclusivamente microlíticos y vítreos, los observados en la formación Pelones son predominantemente de tipo *lathwork* (fig. 6.19). Adicionalmente, las areniscas de la formación Pelones se caracterizan por la presencia de extraclastos calcáreos, los cuales son ausentes en la formación Sierra de los Cuarzos (ver Tabla 6.4 del Apéndice).

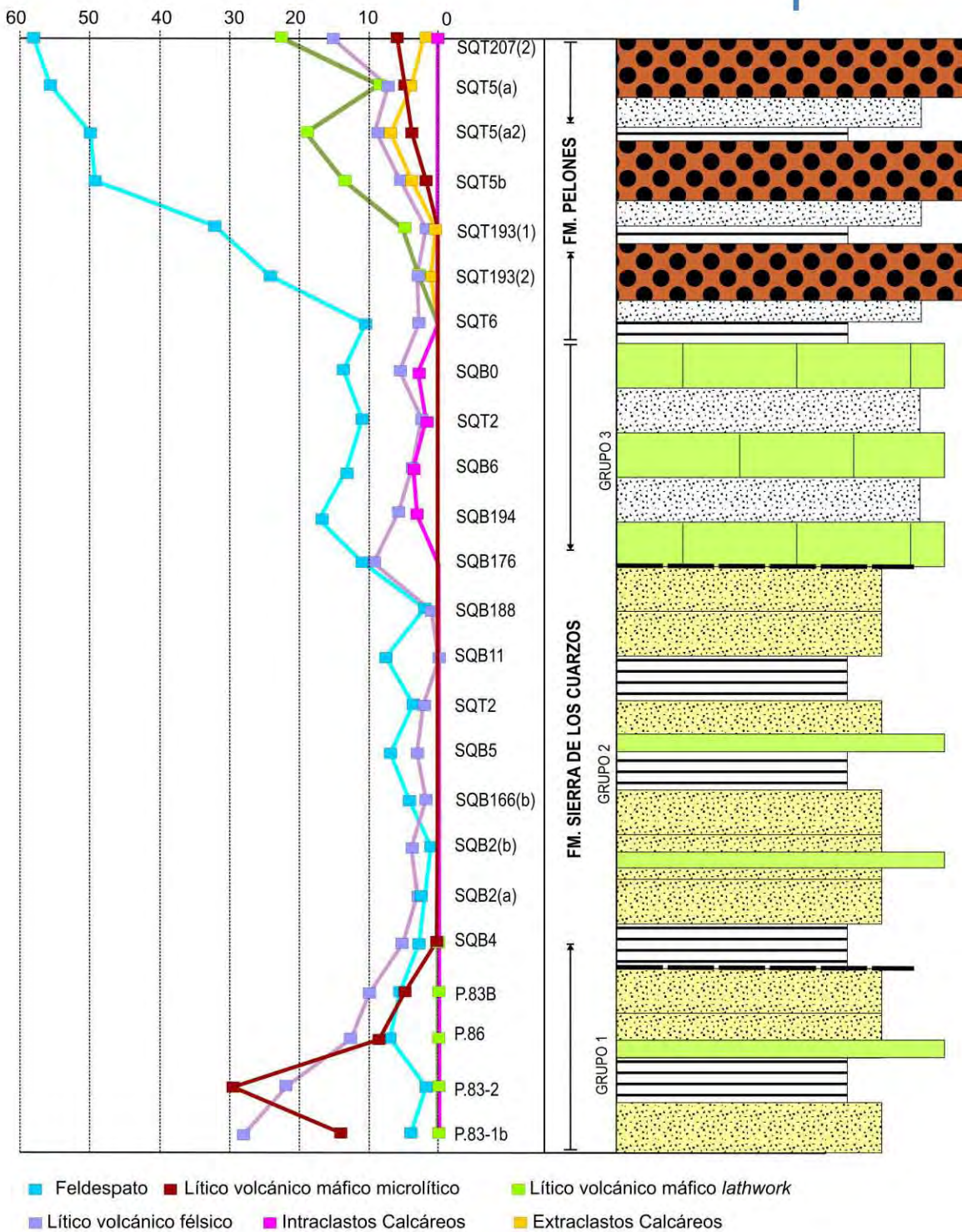


Fig. 6.19 Grafica que resume el análisis cuantitativo porcentual de las rocas de las formaciones Sierra de los Cuarzos y Pelones. Ésta grafica muestra las variaciones composicionales a lo largo de toda la sucesión de rocas siliciclásticas en la Sierra de los Cuarzos.

CAPÍTULO 7

Geocronología de circones detríticos

Con el objetivo de determinar posibles cambios en la procedencia de las rocas clásticas que conforman las formaciones Sierra de los Cuarzos y Pelones, se realizó el fechamiento de circones detríticos por el método U-Pb, el cual, en conjunto con el análisis petrográfico detallado, permitirá individualizar las posibles áreas fuentes que alimentaron dichas unidades estratigráficas.

7.1. FORMACIÓN SIERRA DE LOS CUARZOS

Se separaron circones detríticos de cuatro muestras de arenisca de la formación Sierra de los Cuarzos. La ubicación de las muestras se reporta en el mapa de la figura 5.1. La muestra P-83 es una sublitarenita del grupo 1, colectada de la parte superior de un depósito de *debris flow*. Dicha arenisca está compuesta, en orden de abundancia, por: cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino, líticos volcánicos félsicos y máficos, además de escasos fragmentos sedimentarios y meta-sedimentarios siliciclásticos, plagioclasa, feldespato potásico y moscovita detrítica. La separación de minerales pesados ha permitido la concentración de abundantes circones detríticos de esta muestra. Los circones presentan tamaño variable de 118 a 286 μm . Son predominantemente incoloros, euhedrales a subredondeados, con una elongación moderada a pronunciada (razón Anchura/Longitud entre 1: 1.4 y 1: 3.4). Bajo catodoluminiscencia (CL) estos cristales se muestran homogéneos o con zoneamiento oscilante (fig. 7.1 a). Dichas texturas internas han sido descritas típicamente para circones de origen magmático (Connelly, 2001; Corfu *et al.*, 2003), lo cual es confirmado también por los valores de Th/U superiores a 0.1 para todos los cristales (fig. 7.1 b). Algunos circones muestran bordes delgados altamente luminiscentes, los cuales han sido sistemáticamente omitidos de los análisis isotópicos en cuanto estos podrían ser el resultado de algún evento de recristalización tardía relacionada con un proceso metamórfico o un evento hidrotermal. De manera subordinada, se han observado también circones muy redondeados de color rosa-morado a incoloros (fig. 7.1 a). Bajo CL estos cristales se presentan homogéneos o con zoneamiento oscilante, y en algunos casos muestran núcleos xenocrísticos (fig. 7.1 a). 80 de los cristales montados fueron identificados idóneos para el análisis isotópico. 65 de estos produjeron porcentajes de discordancia y errores aceptables de acuerdo con los criterios mencionados en el Capítulo 4. En el complejo, las edades obtenidas

varían de 147 ± 2 a 1064 ± 29 Ma (fig. 7.1 c). El 92% de los circones analizados presentan morfologías euhedrales, arrojando edades del Jurásico comprendidas entre 147 ± 2 y 175 ± 3 Ma, las cuales definen un pico principal a los 163.8 Ma (fig. 7.1 c). El 3% de los circones analizados son subredondeados, y han arrojado dos edades de 245 ± 3 y 252 ± 6 Ma, las cuales corresponden al Triásico Inferior y Medio (fig. 7.1 c). Finalmente, el 5% de los circones analizados presentan morfologías muy redondeadas, arrojando edades entre 526 ± 8 y 1064 ± 29 Ma (fig. 7.1 c).

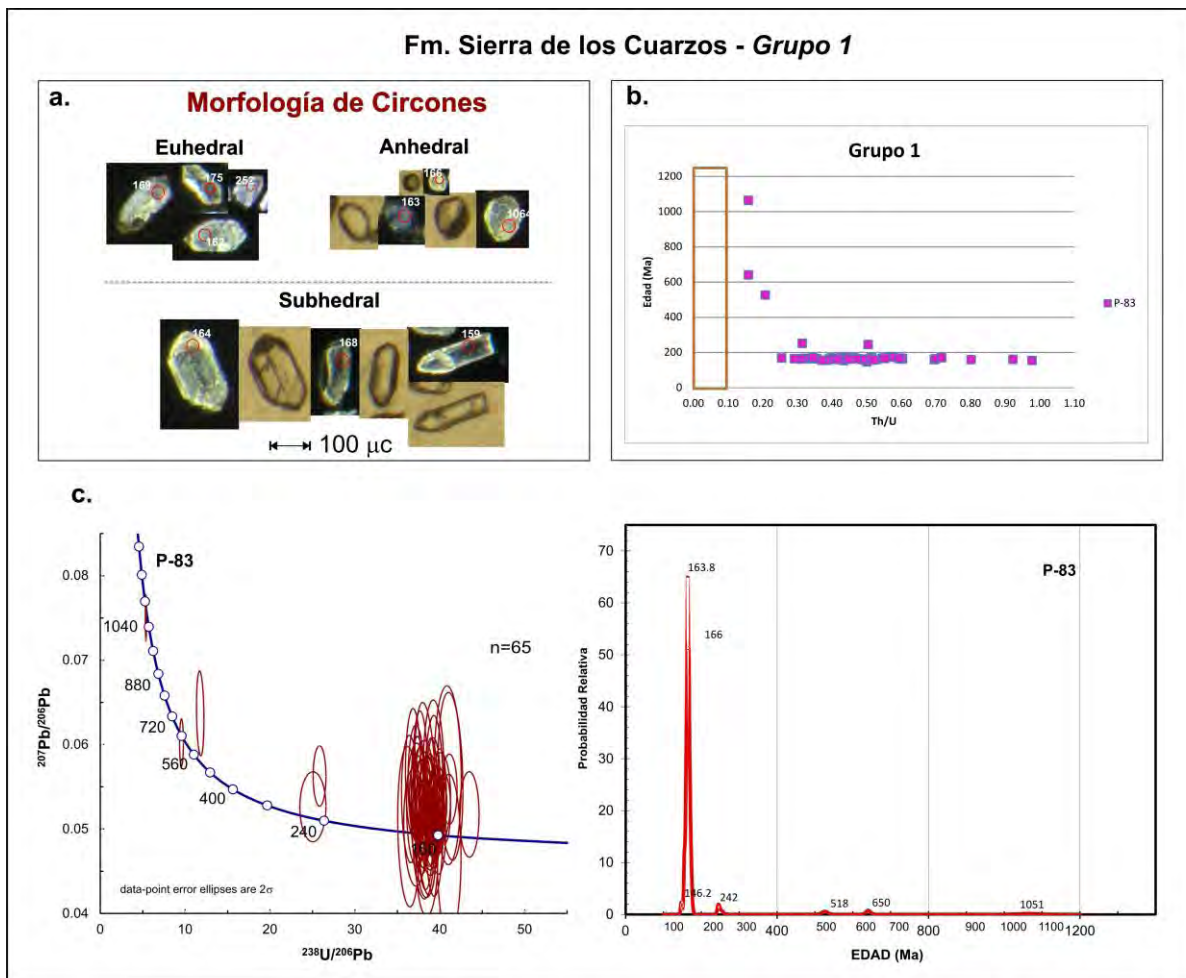


Fig. 7.1 (a) Morfologías euhedral, subhedral y anhedral de los circones del grupo 1 de la formación Sierra de los Cuarzos. Imágenes de catodoluminiscencia (CL) y luz natural (LN), que muestran la textura interna del circón y su morfología externa respectivamente. (b) Grafica de la relación de Th/U vs. Edad (Ma), basada en Rubatto (2002). Los circones magmáticos tienen valores de Th/U mayores a 0.1. El dominio de circones metamórficos es representado por valores de Th/U menores a 0.1 (Rubatto, 2002). (c) Diagrama de concordia Tera-Wasserburg (a la izquierda) y modelo de la curva de probabilidad de

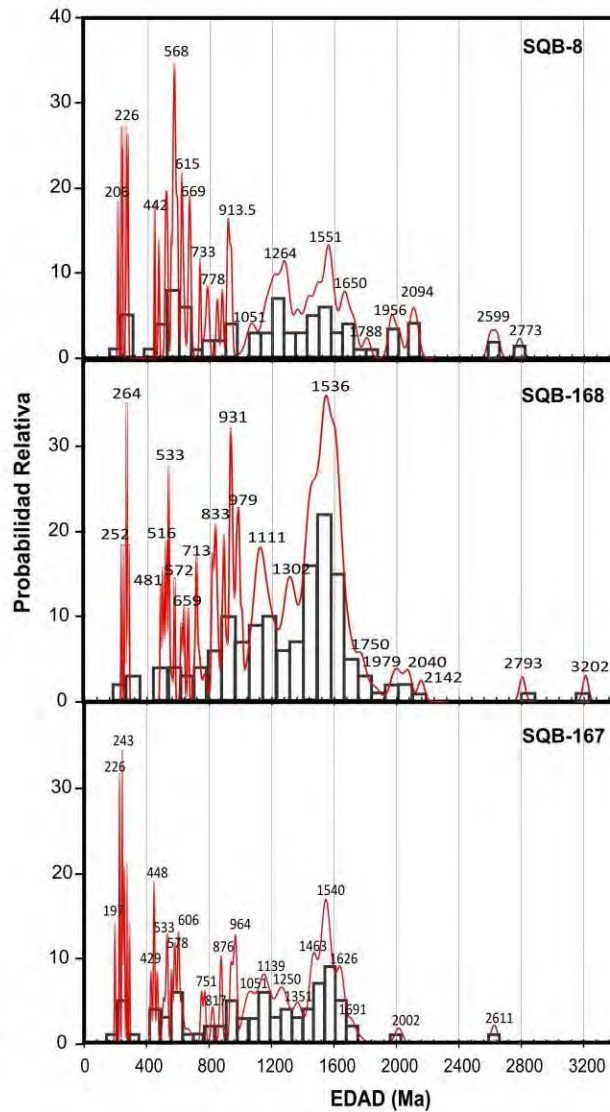
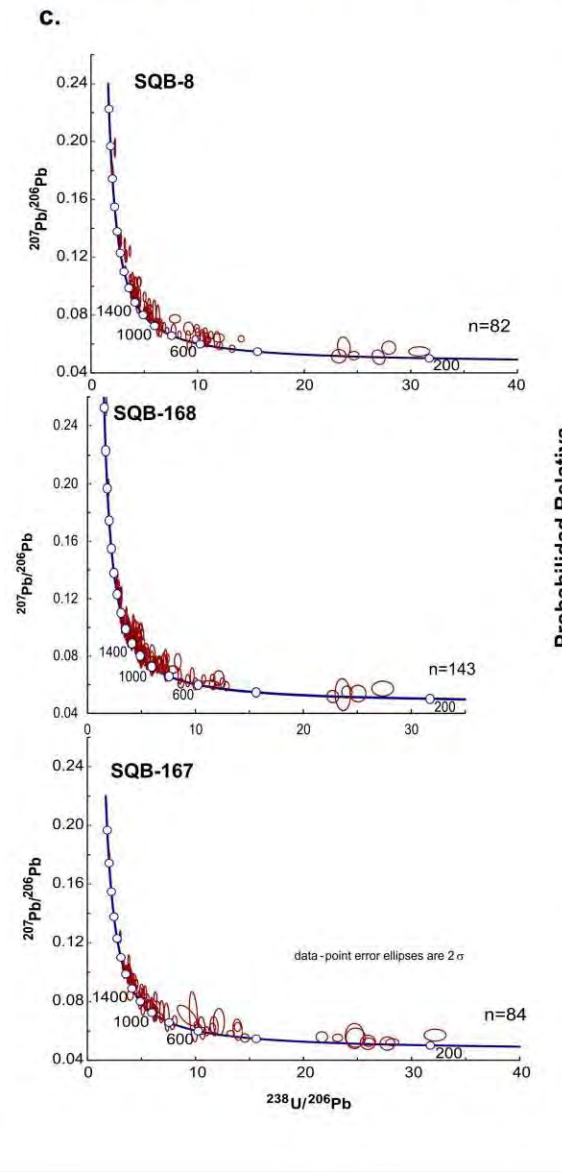
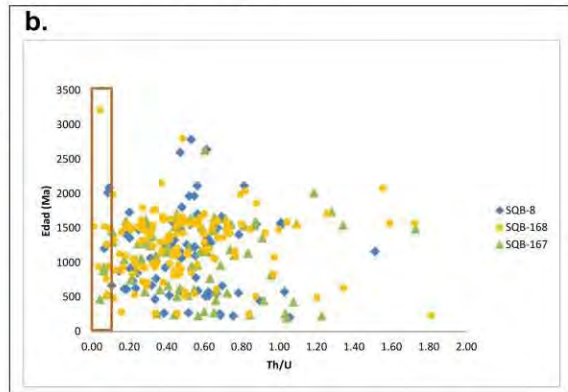
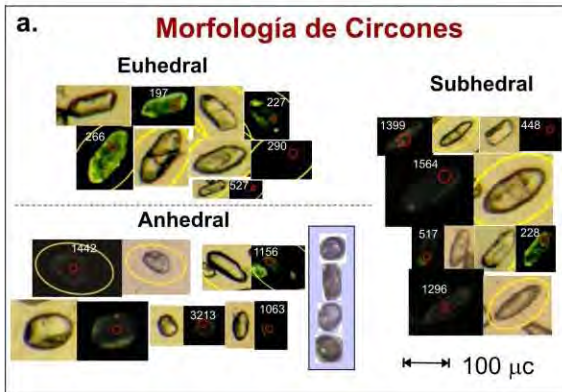
densidad (a la derecha) para los circones detríticos de la muestra P-83. Las gráficas se formaron a partir de la edad de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para circones jóvenes (menores a 1.0 Ga) y la edad de $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para circones viejos (mayores a 1.0 Ga).

Las muestras SQB-8 y SQB-168 son sublitarenitas del grupo 2, colectadas de un depósito de *slump* y una sucesión de turbiditas respectivamente. Dichas areniscas están compuestas, en orden de abundancia, por: cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino, escasos líticos sedimentarios y meta-sedimentarios siliciclásticos, plagioclasa, moscovita detrítica, fragmentos volcánicos félsicos y feldespato potásico. La muestra SQB-167 es una sublitarenita del grupo 3, colectada de un depósito de *slump* cerca de la cima de la formación Sierra de los Cuarzos. Dicha arenisca está conformada por: cuarzo monocristalino, plagioclasa, cuarzo policristalino, fragmentos volcánicos félsicos, feldespato potásico además de escasos intraclastos calcáreos, líticos sedimentarios y meta-sedimentarios siliciclásticos y moscovita detrítica. Aunque presentan ligeras diferencias de composición, las muestras de los grupos 2 y 3 contienen poblaciones de circones comparables, y, por lo tanto, se describirán conjuntamente. Las tres muestras de arenisca arrojaron abundantes circones de tamaño variable entre 60 y 250 μm . Dichos cristales son principalmente redondeados a muy redondeados, ecuanes y en algunos casos alargados, y varían de incoloros a rosa y morado (fig. 7.2 a). En menor cantidad, se han observado también circones subredondeados y euhedrales incoloros a amarillo pálido. Los euhedrales presentan formas prismáticas y una razón A/L entre 1:1.5 a 1:3.5. Bajo CL la mayoría de estos cristales presenta un zoneamiento oscilante, típico de circones de origen magmático (Connelly, 2001; Corfu *et al.*, 2003), el cual localmente se desarrolla alrededor de núcleos xenocrísticos en los tipos morfológicos muy redondeados (fig. 7.2 a). La razón Th/U es mayor a 0.1 para la mayoría de los cristales, lo cual soporta el origen magmático para estos circones (Rubatto, 2002). El 7% de los cristales, sin embargo presenta relaciones Th/U inferiores a 0.1, las cuales han sido documentadas para circones de origen metamórfico (Rubatto, 2002; fig. 7.2 b). Algunos circones muestran bordes delgados muy luminiscentes, los cuales han sido sistemáticamente omitidos de los análisis isotópicos en cuanto estos podrían ser el resultado de algún evento de recristalización tardía relacionada con un proceso metamórfico o un evento hidrotermal. 82, 142 y 84 análisis produjeron porcentajes de discordancia y errores aceptables para las muestras SQB-8, SQB-168 y SQB-167 respectivamente. En el complejo, las tres muestras contienen principalmente circones con edades comprendidas entre el Triásico Superior y el Paleoproterozoico (fig. 7.2 c). En las tres areniscas es posible distinguir claramente por lo menos siete poblaciones representativas de circones (fig. 7.2 c): (1) una definida por edades del Triásico Superior (1-4% de representatividad), conformada por circones euhedrales a subredondeados; (2) una del Pérmico-Triásico (3-7%), representada por circones euhedrales a subredondeados; (3) una definida por edades del Ordovícico-Silúrico (2-5%), conformada por circones muy rotos y fragmentados; (4) una población conformada por circones con edades

panafricanas (7-21%), representada predominantemente por cristales bien redondeados; (5) una población conformada por circones con edades grenvillianas (23-29%), representada por cristales muy redondeados; (6) una población representada por circones Meso y Paleoproterozoicos (33-53%), definida por cristales muy redondeados; (7) finalmente, una última población representada por circones con edades Arqueanas (1-7%), definida por cristales muy bien redondeados. Solamente en la muestra SQB-167 se ha obtenido un único circón del Jurásico Inferior (197 Ma). Debido a que se trata de un solo cristal, y que la edad arrojada presenta un porcentaje de discordancia relativamente elevado (11.3%), este dato no se considera representativo y no será tomado en cuenta en la discusión (ver Tabla 7.7 del Apéndice, donde se separan los circones de acuerdo a la edad).

Fig. 7.2 *Abajo*. (a) Morfologías euhedral, subhedral y anhedral de los circones del Grupo 2 y 3 de la formación Sierra de los Cuarzos. Imágenes de CL y LN, que muestran la textura interna del circón y su morfología externa respectivamente. (b) Gráfica de la relación de Th/U vs. Edad (Ma), basada en Rubatto (2002). Los circones magmáticos tienen valores de Th/U entre 0.1-0.2 y pueden ser tan altos como 15.6. El dominio de circones metamórficos es representado por valores de Th/U menores a 0.1 (Rubatto, 2002). (c) Diagrama de concordia Tera-Wasserburg (a la izquierda) y modelo de la curva de probabilidad de densidad (a la derecha) para los circones detríticos de las muestras SQB-8, SQB-168 y SQB-167. Las gráficas se formaron a partir de la edad de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para circones jóvenes (menores a 1.0 Ga) y la edad de $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para circones viejos (mayores a 1.0 Ga).

Fm. Sierra de los Cuarzos - Grupo 2 y 3



7.2 FORMACIÓN PELONES

Se separaron circones detríticos de dos muestras de arenisca de la formación Pelones. La ubicación de las muestras se reporta en el mapa de figura 5.1. Ambas muestras, SQT-5 y SQT-8, presentan composición y poblaciones de circones comparables, por lo tanto se describirán de manera conjunta. Se trata de arcosas líticas colectadas de un depósito de *debris flow* de la parte superior de la formación Pelones. Dichas areniscas están compuestas, en orden de abundancia, por: cuarzo monocristalino, plagioclasa, líticas volcánicas máficas a intermedias, cuarzo policristalino, líticas volcánicas félsicas, además de escasos fragmentos sedimentarios y metasedimentarios siliciclásticos, extraclastos calcáreos, feldespatos potásico y moscovita detrítica. La separación de minerales pesados permitió la concentración de una cantidad moderada de circones, los cuales presentan un tamaño variable de 100 a 200 μm . Dichos cristales son predominantemente incoloros a amarillo pálido, euhedrales, prismáticos, con una razón A/L entre 1:1.3 a 1:2.5 (fig. 7.3 a). De manera subordinada, se han observado también circones subredondeados a muy redondeados, incoloros, rosas y morados. Bajo CL los cristales presentan zoneamiento oscilante, en algunos casos desarrollado alrededor de núcleos xenocrísticos (fig. 7.3 a). Excepto para dos granos de la muestra SQT-8, todos los circones analizados presentan relaciones Th/U mayores a 0.1 (fig. 7.3 b), lo cual sugiere, junto con el tipo de textura interna, un origen magmático para estos cristales (Rubatto, 2002). Algunos circones muestran bordes delgados muy luminiscentes, los cuales han sido sistemáticamente omitidos de los análisis isotópicos en cuanto estos podrían ser el resultado de algún evento de recristalización tardía relacionada con un proceso metamórfico o un evento hidrotermal. De los circones montados en la probeta, 92 y 68 cristales fueron considerados idóneos para el análisis isotópico de las muestras SQT-8 y SQT-5 respectivamente. De estos, 76 produjeron resultados aceptables para la muestra SQT-8, mientras que para la muestra SQT-5 solo 27 cristales arrojaron resultados satisfactorios. En el complejo, de ambas muestras se obtuvieron edades comprendidas entre el Cretácico Inferior y el Mesoproterozoico. El 85% de los cristales analizados de la muestra SQT-8 son euhedrales, y han arrojado edades comprendidas entre 132 ± 2 y 172 ± 2 Ma, las cuales producen un pico principal a los 142 Ma (fig. 7.3 c). El 15% restante de los cristales analizados, en vez, se presentan subredondeados a muy redondeados, y produjeron edades del Triásico, Devónico, Panafricano, Grenvilliano y Mesoproterozoico (ver Tabla 7.8 del Apéndice). A pesar de que solo 27 análisis han arrojado resultados aceptables, la muestra SQT-5 presenta poblaciones de circones comparables con la SQT-8. En efecto, el 96% de los cristales analizados presentan morfologías euhedrales y edades comprendidas entre 128 ± 2 y 174 ± 3 Ma, con un pico principal de probabilidad relativa a los 140 Ma (fig. 7.3 c). El 4% de los cristales analizados presenta una morfología muy redondeada y una edad del Mesoproterozoico (fig. 7.3 c).

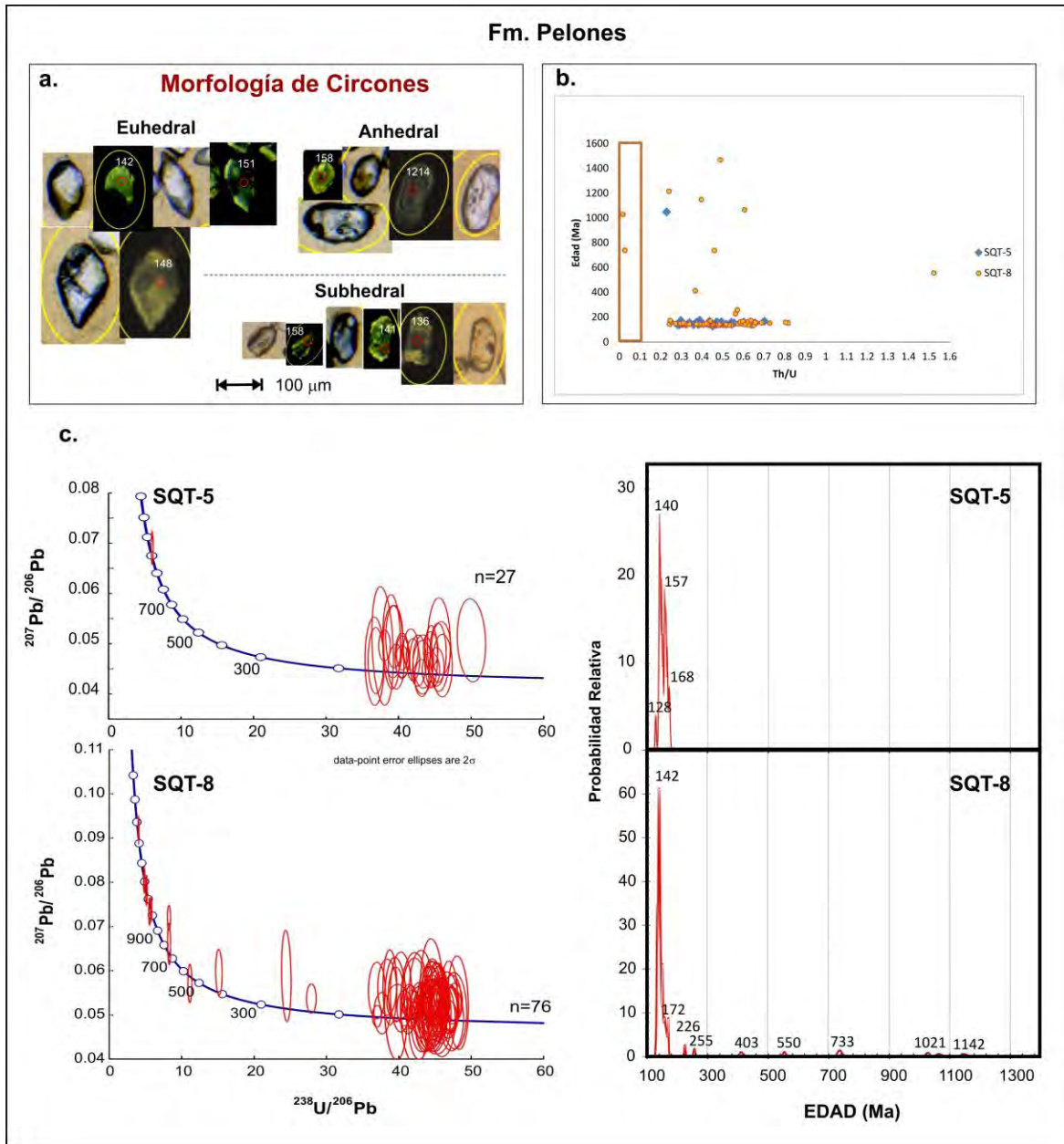


Fig. 7.3 (a) Morfologías euhedral, subhedral y anhedral de los circones de la formación Pelones. Imágenes de CL y LN, que muestran la textura interna del circón y su morfología externa respectivamente. (b) Gráfica de la relación de Th/U vs. Edad (Ma), basada en Rubatto (2002). Los circones magmáticos tienen valores de Th/U entre 0.1-0.2 y pueden ser tan altos como 15.6. El dominio de circones metamórficos está representado por valores de Th/U menores a 0.1 (Rubatto, 2002). (c) Diagrama de concordia Tera-Wasserburg (a la izquierda) y modelo de la curva de probabilidad de densidad (a la derecha) para los circones detríticos de las muestras SQT-5 y SQT-8. Las gráficas se formaron a partir de la edad de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para circones jóvenes (menores a 1.0 Ga) y la edad de $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para circones viejos (mayores a 1.0 Ga).

CAPÍTULO 8

Discusión

8.1 INTERPRETACIÓN DE LOS AMBIENTES DE DEPÓSITO

El análisis estratigráfico detallado ha permitido reconocer diferentes tipos de depósito en la formación Sierra de los Cuarzos. Principalmente, se han identificado depósitos gravitacionales en masa, tales como *debris flow*, *slumps* y turbiditas, los cuales sugieren que la sedimentación ocurrió a lo largo o en la cercanía de un talud. Dicha interpretación concuerda con la abundante cantidad de estructuras de fluidización de sedimento y expulsión de fluidos, como son la laminación convoluta, las marcas de carga y flama, y los diques de arena. En efecto, estas estructuras se desarrollan típicamente por la sobrepresión del agua de los poros en ambientes caracterizados por una sedimentación muy rápida y abundante, como ocurre en las zonas de talud. Las fallas sin-sedimentarias observadas en los depósitos de la formación Sierra de los Cuarzos indican que el depósito de esta unidad ocurrió en una cuenca tectónicamente activa, bajo un régimen extensional o transtensional. Por ende, es posible inferir que la formación Sierra de los Cuarzos representa el registro depositacional asociado a un talud tectónicamente activo. La presencia de intraclastos calcáreos, así como los fragmentos de amonites, bivalvos, briozoarios, ostrácodos y ooides, sugieren que estos depósitos se generaron en un ambiente marino, donde se acumulaba progresivamente el material procedente de una zona de sedimentación carbonatada somera, como podría ser por ejemplo una plataforma.

La formación Pelones en vez, está conformada por abundantes depósitos gravitacionales en masa, lo cual, también en este caso, sugiere que el depósito ocurrió a lo largo o en la

cercanía de una zona de talud. Sin embargo, la ausencia de fósiles no permite reconocer si la sedimentación ocurrió en un ambiente marino o en uno continental. Además, únicamente con base en los datos de campo no es posible establecer si en este caso la sedimentación ocurrió en una cuenca tectónicamente activa, debido a la aparente ausencia de fallas sin-sedimentarias en las rocas de la formación Pelones.

En síntesis, las dos unidades terrígenas expuestas en la Sierra de los Cuarzos representan depósitos asociados a un talud. Sin embargo, mientras para la formación Sierra de los Cuarzos es posible identificar que el talud es tectónicamente activo y generado por una tectónica extensional o transtensional, para la formación Pelones no es posible determinar con base en los datos de campo, el contexto tectónico asociado a su sedimentación. A continuación se tratará de descifrar dicho contexto con base en los datos petrográficos y el análisis de procedencia de las areniscas.

8.2 PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS DE LA FORMACIÓN SIERRA DE LOS CUARZOS

En la formación Sierra de los Cuarzos se han identificado tres diferentes grupos de composición de areniscas. El grupo 1 está conformado por sublitarenitas y litarenitas con porcentajes de cuarzo total entre 84 y 55%. Los componentes líticos están representados predominantemente por fragmentos volcánicos tanto félsicos como máficos. Los fragmentos félsicos son de grano muy fino, tanto granulares como seriados. Los fragmentos máficos son esencialmente vidrios a microlíticos, lo cual indica que fueron reciclados de rocas volcánicas que experimentaron un enfriamiento muy rápido. Cabe destacar que, a pesar de la participación de fuentes volcánicas en la sedimentación de estas rocas, las areniscas del grupo 1 se caracterizan por un porcentaje muy limitado de feldespatos, lo cual podría ser una consecuencia del tamaño de grano muy fino de las rocas félsicas, y de la composición principalmente vítrea de la fuente máfica. Fuentes volcánicas, tanto máficas como félsicas, se encuentran bien representadas en el dominio paleogeográfico del terreno Guerrero (fig. 8.1).

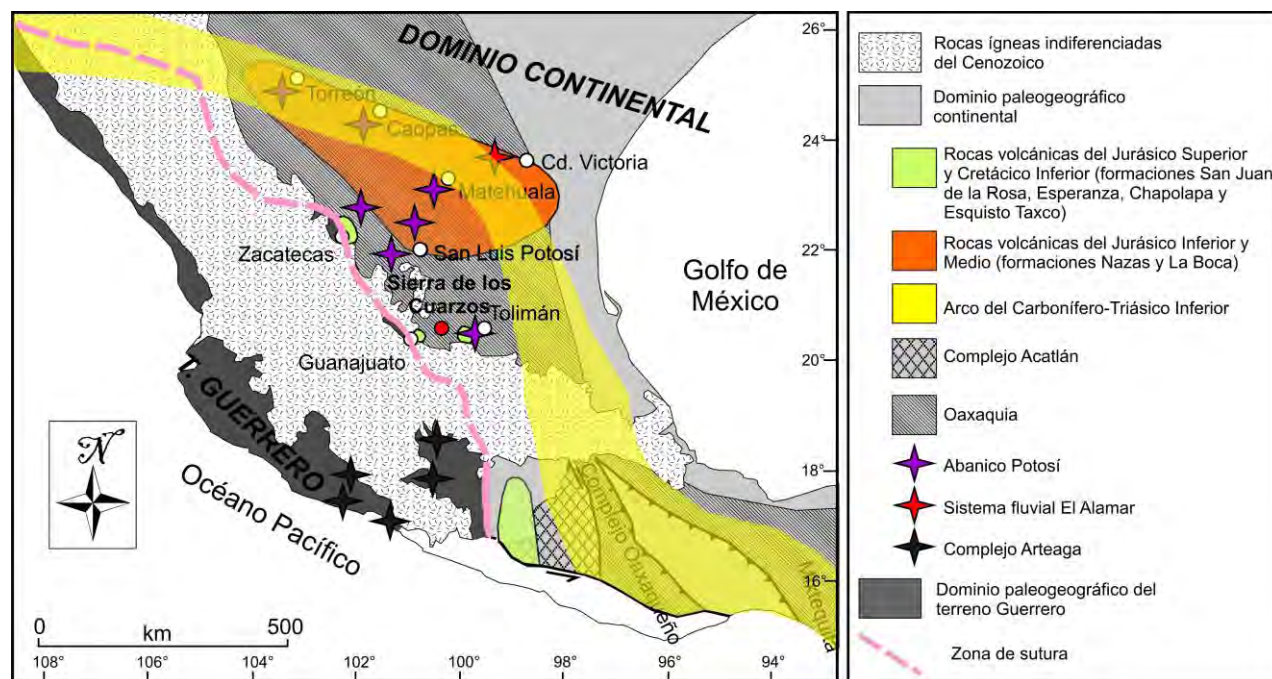


Fig. 8.1. Mapa esquemático donde se muestran las posibles fuentes identificadas para las areniscas de las formaciones Sierra de los Cuarzos y Pelones (mapa compuesto por datos tomados de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Torres *et al.*, 1999; Dávila-Alcocer *et al.*, 2009; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Martini *et al.*, 2011b; Kirsch *et al.*, 2012).

En efecto, a partir del Jurásico Superior, el terreno Guerrero fue el sitio de desarrollo de extensos arcos volcánicos máficos a intermedios, acompañados por productos más diferenciados, los cuales se volvieron más abundantes a partir del Cretácico Superior (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Mendoza y Suástegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011a). Los circones más jóvenes contenidos en las areniscas de la formación Sierra de los Cuarzos indican una edad de depósito máxima de 147 Ma, la cual corresponde al Titoniano Superior y, por ende, permitiría una procedencia de las rocas volcánicas expuestas en el terreno Guerrero. Sin embargo, en la mayoría de las areniscas del grupo 1 se observa una mayor abundancia de fragmentos volcánicos félsicos con respecto a los máficos (fig. 6.9 e), mientras que los arcos del terreno Guerrero son predominantemente máficos a intermedios. Los productos más silíceos en dicho terreno comienzan a ser dominantes solamente a partir del Cretácico Superior. Sin embargo, ninguno de los circones contenidos en las areniscas del grupo 1 ha arrojado edades del Cretácico. De lo contrario, los circones de estas areniscas han arrojado principalmente edades que varían entre el Jurásico Inferior y Jurásico Superior. Considerando que las edades más antiguas documentadas para las rocas volcánicas del terreno Guerrero

corresponden al inicio del Jurásico Superior (163 Ma; Centeno-García *et al.*, 2008; Mortensen *et al.*, 2008), los circones del Jurásico Inferior y Medio contenidos en las areniscas del grupo 1 tienen que haber sido erosionados de fuentes localizadas en un dominio paleogeográfico diferente al del terreno Guerrero. Rocas volcánicas félsicas del Jurásico Inferior y Medio han sido documentadas abundantemente para las formaciones Nazas y La Boca (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008), así como para sus reciclados (Formación La Joya, en Rubio-Cisneros y Lawton, 2010), las cuales se encuentran expuestas aproximadamente 300 km al noreste del área de estudio, en los estados de San Luis Potosí, Nuevo León y Tamaulipas (fig. 8.1). Por estas razones, se considera más plausible la posibilidad que las areniscas del grupo 1 de la formación Sierra de los Cuarzos hayan sido alimentadas principalmente por fuentes volcánicas localizadas en el dominio paleogeográfico continental. Cabe mencionar que, a partir del inicio del Jurásico Superior, las rocas continentales pre-Oxfordianas expuestas en la parte nororiental del dominio continental fueron sepultadas por sedimentos marinos durante un episodio de transgresión relacionado con la apertura del Golfo de México (Imlay, 1943; Mixon *et al.*, 1959; Carrillo-Bravo, 1961 y 1982; Rueda-Gaxiola, 1993; Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño, 2000). Por esta razón, se excluye una procedencia directa de las formaciones Nazas, La Boca y La Joya, en cuanto, para el final del Jurásico y el Cretácico Inferior, dichas unidades ya estaban sepultadas y no podían representar áreas de alimentación para las areniscas de la formación Sierra de los Cuarzos. Sin embargo, en las partes internas central y meridional del dominio continental se han documentado áreas caracterizadas por la ausencia de un registro estratigráfico del Jurásico Superior (p. ej., la región de Tolimán, Qro: Carrillo, 2000; Dávila-Alcocer, 2009), y áreas donde las rocas sedimentarias del Jurásico Superior se depositaron todavía en ambientes continentales (p. ej., Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Campos-Madrigal *et al.*, 2013; fig. 8.2).

Esto indica que, durante la transgresión del Jurásico Superior, dicha área del dominio continental, o parte de ella, estaba conformada por altos estructurales y cuencas continentales asociadas, las cuales pudieron haberse erosionado y haber aportado detritos en el área de estudio. Por estas razones, se plantea la posibilidad que los circones del Jurásico Inferior y Medio contenidos en las areniscas del grupo 1 procedan de rocas volcánicas félsicas correlacionables con las de las Formaciones Nazas y La Boca, pero localizadas en la parte interna del dominio continental, en una posición más cercana al área de estudio. La posibilidad de una fuente proximal es soportada por el hábito perfectamente euédrico de los circones detríticos jurásicos, lo cual sugiere un grado de transporte limitado.

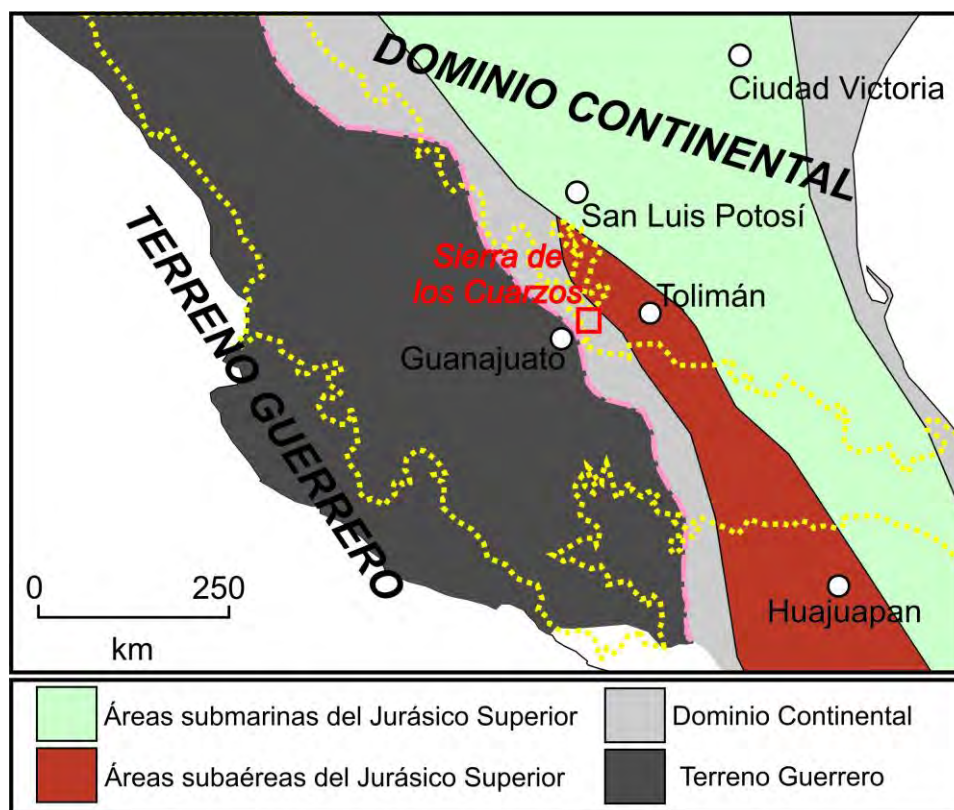


Fig. 8.2. Mapa esquemático donde se muestra la posible extensión de las áreas submarinas y subaéreas del dominio continental mexicano durante el Jurásico Superior.

Centros volcánicos riolítico-dacíticos del Jurásico Superior (151-145 Ma) se localizan de manera puntual a lo largo de la extremidad occidental del dominio continental, en las regiones de Guanajuato y Zacatecas, las cuales se localizan 70 km al oeste y 200 km al noroeste del área de estudio, respectivamente (Mortensen *et al.* 2008; Martini *et al.*, 2011b) (fig. 8.1). Estos centros han sido interpretados como una provincia magmática relacionada con un evento de extensión o transtensión, asociado con la apertura de la cuenca de Arperos (Martini *et al.*, 2011b). Dicha provincia magmática representa el mejor candidato para explicar los circones del Jurásico Superior contenidos en las areniscas del grupo 1.

La procedencia de los fragmentos volcánicos máficos es más complicada, en cuanto las rocas basálticas típicamente no contienen circones, y, por ende, no es posible tener una idea de la edad de la fuente de alimentación. Los fragmentos máficos presentan una abundancia modal entre el 2.8 y el 17.4%, lo cual sugiere una participación limitada a moderada de las rocas máficas en la sedimentación de estas areniscas. En efecto, las rocas máficas son muy escasas en

el dominio continental. Cantidades subordinadas de basalto han sido documentadas en las Formaciones Nazas y La Boca (Pantoja-Alor, 1972; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009). Sin embargo, hay que recordar que estas formaciones ya se encontraban sepultadas para el inicio del Jurásico Superior, y, por ende, no pueden ser considerada como fuentes para las areniscas del grupo 1. De manera análoga a lo propuesto anteriormente, se sugiere la posibilidad de que los fragmentos volcánicos máficos puedan proceder de basaltos correlacionables con los de las formaciones Nazas y La Boca, pero localizados en una posición más interna del dominio continental, y, por ende, más proximal al área de estudio. La posibilidad de una fuente proximal es sustentada por la composición misma de estos fragmentos. En efecto, el vidrio de las rocas volcánicas máficas es un componente altamente inestable en un ambiente sedimentario, y por consecuencia, necesita de cantidades de transporte muy limitadas para poder preservarse.

Finalmente, un número subordinado de circones ha arrojado edades del Triásico Inferior y Medio, Panafricano y Grenvilliano. Dichas edades están representadas típicamente en las areniscas del Abanico Potosí (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010), el cual aflora abundantemente en el noreste de México, dentro del dominio continental (fig. 8.1).

Las areniscas de los grupos 2 y 3 son sublitarenitas y subarcosas. En estas areniscas, el análisis petrográfico detallado ha permitido reconocer fragmentos de rocas sedimentarias y meta-sedimentarias siliciclásticas ricas en cuarzo, rocas intrusivas o meta-intrusivas cuarzo-feldespáticas y rocas volcánicas félsicas, además de intraclastos calcáreos observados exclusivamente en algunas de las areniscas del grupo 3. En el diagrama QmFL dichas rocas presentan una composición comparable con la de las areniscas del Abanico Potosí (fig. 8.3 a).

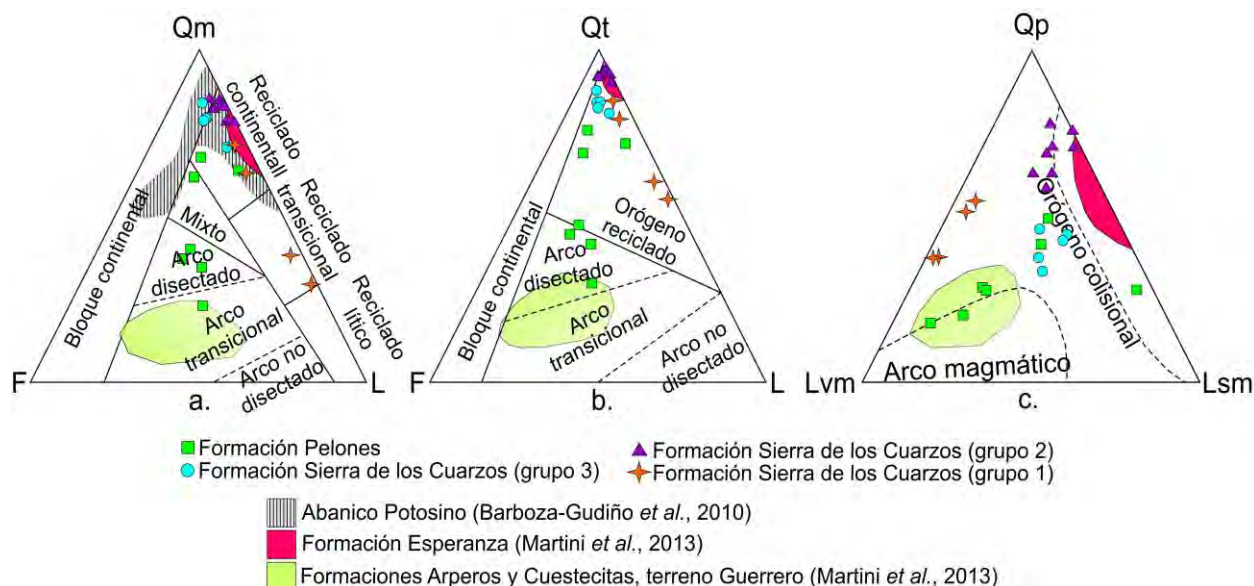


Fig. 8.3. Diagramas (a) Qm,F,L (Dickinson, 1985), (b) Qt,F,L (Dickinson, 1985); (d) Qp,Lvm,Lsm (Dickinson y Suczek, 1979), donde se compara la composición de las areniscas de las formaciones Sierra de los Cuarzos y Pelones con las del Abanico Potosí, Formación Esperanza y otras formaciones del terreno Guerrero.

Además, los circones de las areniscas de los grupos 2 y 3 definen poblaciones principales del Pérmico-Triásico, Ordovícico-Silúrico, Panafricano, Grenvilliano, Meso- y Paleoproterozoico, las cuales han sido abundantemente documentadas también para las areniscas del Abanico Potosí (fig. 8.4).

Por ende, tanto la composición general de las rocas, así como las edades de los circones detríticos, sugieren que las areniscas del Abanico Potosí, o las rocas que a su vez alimentaron a éste, representan las fuentes principales para las areniscas de los grupos 2 y 3 de la formación Sierra de los Cuarzos (fig. 8.1). La procedencia del dominio continental es corroborada por la dirección de las paleocorrientes obtenidas de las rizaduras contenidas en estas areniscas, las cuales sugieren una fuente localizada al NE-SE del área de estudio. Cabe remarcar que, a diferencia de las areniscas del Abanico Potosí, las areniscas de la formación Sierra de los Cuarzos contienen una mayor abundancia de circones de edad panafricana y paleoproterozoica (fig. 8.4). Esto podría ser el resultado de un proceso de fraccionamiento sedimentario de los circones detríticos contenidos en el Abanico Potosí, generado por la presencia de cristales con diferente morfología. Alternativamente, podría indicar que durante la sedimentación de la

formación Sierra de los Cuarzos había una mayor exposición de basamentos cristalinos del Panafricano y Paleoproterozoico con respecto al Triásico Superior, la edad del depósito del Abanico Potosí.

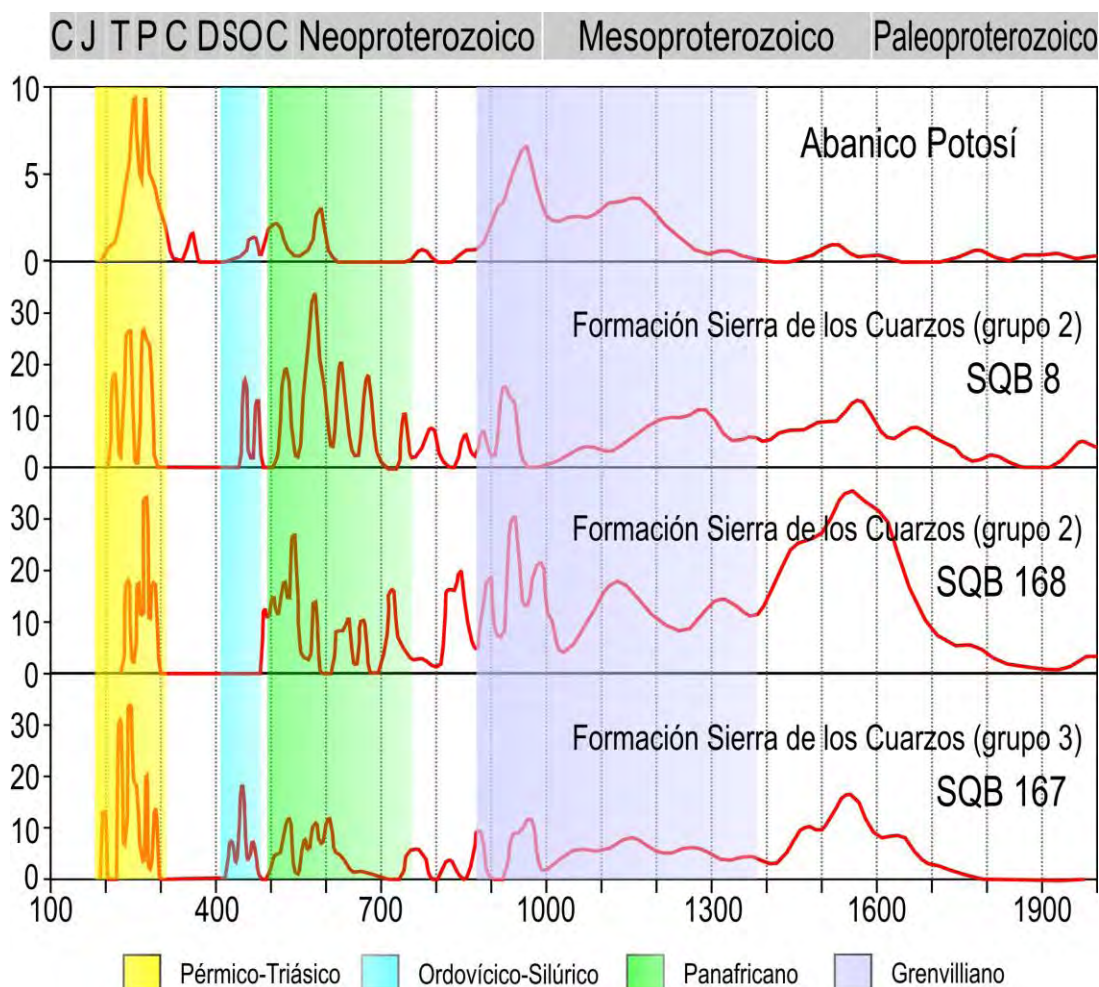


Fig. 8.4. Diagramas de probabilidad de densidad para circones detríticos del Abanico Potosí y las areniscas de los grupos 2 y 3 de la formación Sierra de los Cuarzos (datos del Abanico Potosí, tomados de Barboza-Gudiño *et al.*, 2010).

Algunas de las areniscas del grupo 3 contienen intraclastos calcáreos, cuya composición indica una procedencia de una fuente marina somera caracterizada por sedimentación carbonatada. Dichos clastos sugieren que, durante el depósito de la parte superior de la formación Sierra de los Cuarzos, la sedimentación terrígena fue progresivamente interrumpida, determinando condiciones favorables para la proliferación de organismos calcáreos en alguna zona de plataforma cercana y sedimentológicamente conectada con el área de estudio. Esta

interpretación es fortalecida por la abundante presencia de depósitos de *slump* en la parte superior de la formación Sierra de los Cuarzos, los cuales están conformados por estratos de arenisca alternados con abundantes capas de caliza detrítica, las cuales se vuelven dominantes hacia la parte superior de la sucesión. La interrupción del aporte terrígeno podría ser el resultado de la inundación y sepultamiento de las fuentes siliciclásticas expuestas en la parte interna del dominio continental, y la instauración de condiciones favorables para el desarrollo de la sedimentación carbonatada marina somera.

8.3 PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS DE LA FORMACIÓN PELONES

Las areniscas de la formación Pelones muestran una variación composicional desde la base hasta el techo de esta unidad. Las rocas de la base son litarenitas ricas en cuarzo, las cuales muestran una cierta afinidad con las areniscas de la formación Sierra de los Cuarzos. En efecto, están compuestas por una abundancia modal de cuarzo total del 72%, y cantidades subordinadas de fragmentos de rocas sedimentarias y meta-sedimentarias siliciclásticas ricas en cuarzo y volcánicas félsicas. La participación muy limitada de fuentes volcánicas en la alimentación de estas rocas, así como la ausencia de fragmentos volcánicos máficos a intermedios, indica claramente que el área de sedimentación de la base de la formación Pelones estaba desconectada sedimentológicamente de los macizos volcánicos expuestos en el dominio paleogeográfico del terreno Guerrero. Por el contrario, fuentes sedimentarias y meta-sedimentarias siliciclásticas ricas en cuarzo y rocas volcánicas félsicas están representadas abundantemente en el dominio continental. Hacia la cima de esta unidad, las areniscas muestran un incremento progresivo de plagioclasa (hasta el 34%) y fragmentos volcánicos máficos y félsico (hasta el 28%), siendo los máficos los dominantes. Durante el Mesozoico Superior, el único dominio paleogeográfico compuesto por una cantidad abundante y extensa de rocas volcánicas máficas a félsicas es representado por el terreno Guerrero. Por ende, se considera que las areniscas de la formación Pelones registran una procedencia mixta: en un primer momento estas fueron alimentadas principalmente por fuentes del dominio continental, mientras que, posteriormente, las fuentes volcánicas del terreno Guerrero entraron en conexión sedimentológica con el área de depósito y fueron progresivamente involucradas en la alimentación de esta unidad, hasta convertirse en las fuentes dominantes. Los circones detríticos contenidos en la formación Pelones han arrojado una gran abundancia de edades del Jurásico Superior y Cretácico Inferior, las cuales están abundantemente representadas para las rocas volcánicas del terreno Guerrero (Centeno-García *et al.*, 1993b; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Freydier *et al.*, 1997; Mendoza y Suástegui, 2000; Martini *et al.*, 2011a; Martini *et al.*, 2013). Adicionalmente, abundancias representativas de circones con edades del Jurásico

Inferior y Medio, los cuales son ausentes en las rocas del terreno Guerrero, sugieren claramente la participación subordinada de fuentes del dominio continental.

8.4 CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Establecer correlaciones estratigráficas con las formaciones Sierra de los Cuarzos y Pelones resulta complicado, principalmente debido a la imposibilidad de determinar con precisión la cronología del depósito de estas unidades. Sin embargo, con el fin de poder sugerir una posible correlación estratigráfica preliminar, en esta sección se analizan las similitudes y diferencias entre el registro estratigráfico expuesto en la Sierra de los Cuarzos y áreas aledañas.

La Sierra de los Cuarzos está localizada 70 km al este de la Sierra de Guanajuato y 50 km al oeste de Tolimán (fig. 8.1). En el área de Tolimán está expuesta una sucesión estratigráfica del Mesozoico (fig. 8.5 a). La parte más profunda de esta sucesión está compuesta por el Complejo estructural El Chilar, el cual está conformado por meta-turbiditas ricas en cuarzo, correlacionadas con las del Abanico Potosí, en las cuales se encuentran bloques exóticos de radiolarita y microgabro con afinidad oceánica (Dávila-Alcocer *et al.*, 2013). Dichas rocas están sobreyacidas de manera disconforme por la Formación San Juan de la Rosa (fig. 8.5 a), compuesta por una sucesión volcano-sedimentaria marina de composición félsica, sobreyacida a su vez en contacto estratigráfico transicional por calizas detríticas de la Formación Peña Azul (Moya-García, 2009; Dávila-Alcocer *et al.*, 2009; fig. 8.5 a). La edad de estas dos últimas formaciones es incierta. Los circones contenidos en la formación San Juan de la Rosa han arrojado edades del Berriasiano-Valanginiano (Dávila-Alcocer *et al.*, 2009). Sin embargo algunos autores no excluyen la posibilidad que la base de esta unidad pueda extenderse en el Titoniano. En síntesis, de manera análoga a la formación Sierra de los Cuarzos, también la sucesión expuesta en el área de Tolimán registra la transición progresiva entre un periodo de sedimentación terrígena asociado con actividad volcánica félsica y un periodo de sedimentación principalmente carbonatada. Sin embargo, a diferencia de la formación Sierra de los Cuarzos, en la cual los circones detríticos han arrojado principalmente edades del Jurásico Inferior a Superior, las rocas terrígenas del área de Tolimán fueron alimentadas esencialmente por centros volcánicos del Cretácico Inferior. Esto implica que las rocas clásticas de las formaciones Sierra de los Cuarzos y San Juan de la Rosa representan los depósitos de reciclaje de fuentes diferentes, y, por lo tanto, se excluye la posibilidad de una correlación estratigráfica.

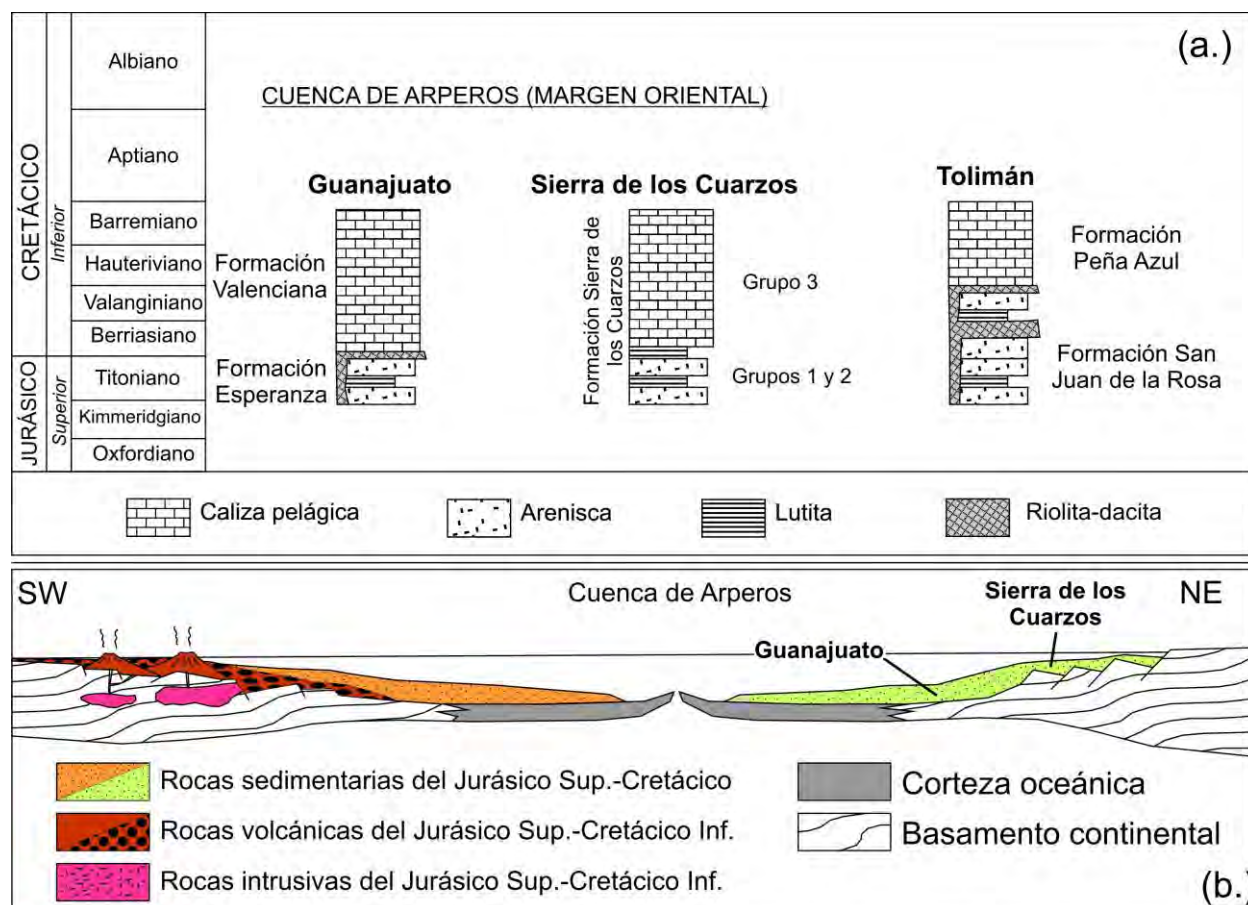


Fig. 8.5. (a.) Columnas estratigráficas esquemáticas de las áreas de Tolimán y la parte oriental de la Sierra de Guanajuato. Dichas columnas representan los registros estratigráficos conocidos más cercanos al área de estudio, y por lo tanto se utilizan para proponer posibles correlaciones estratigráficas. (b.) Interpretación paleotectónica de la formación Sierra de los Cuarzos.

Por otro lado, en la parte oriental de la Sierra de Guanajuato, está expuesta una sucesión de turbiditas ricas en cuarzo y rocas volcánicas félsicas del Titoniano Superior, las cuales han sido agrupadas dentro de la Formación Esperanza (Martini *et al.*, 2011b; fig. 8.5 a). El análisis de procedencia indica que las areniscas que conforman dichas turbiditas fueron alimentadas por fuentes localizadas en el dominio continental (Martini *et al.*, 2011b). En particular, se han reconocido dos fuentes de alimentación principales, representadas por el Abanico Potosí y las rocas volcánicas félsicas del Jurásico Inferior y Medio expuestas en el dominio continental (Martini *et al.*, 2011b). Finalmente, la Formación Esperanza está sobreyacida en contacto estratigráfico transicional por la Formación Valenciana (fig. 8.5 a),

compuesta por calizas detríticas del Berriasiano-Aptiano (Martini *et al.*, 2011b). Este registro estratigráfico ha sido interpretado como el resultado del depósito a lo largo de la margen oriental de la Cuenca de Arperos, una cuenca oceánica extensional o transtensional interpuesta entre el dominio continental y el terreno Guerrero (Tardy *et al.*, 1994; Dickinson y Lawton, 2001; Martini *et al.*, 2011b; fig. 8.5 b). Es interesante notar como el registro estratigráfico documentado para la parte oriental de la Sierra de Guanajuato refleja las características estratigráficas y petrográficas documentadas en este trabajo para la formación Sierra de los Cuarzos. En efecto, las areniscas de las formaciones Esperanza y Sierra de los Cuarzos presentan una composición comparable en los diagramas Qm,F,L, Qt,F,L y Qp,Lvm,Lsm (fig. 8.3). Ambas muestran una procedencia del dominio continental, y en particular, de fuentes sedimentarias y meta-sedimentarias siliciclásticas como el Abanico Potosí, así como fuentes volcánicas félsicas del Jurásico. Además, las dos sucesiones registran la transición progresiva de una sedimentación predominantemente siliciclástica a una principalmente carbonatada. Por estas razones, con base en los datos actualmente disponibles, es posible sugerir una posible correlación estratigráfica preliminar entre la formación Sierra de los Cuarzos, expuesta en el área de estudio, y las formaciones Esperanza y Valenciana de la Sierra de Guanajuato (fig. 8.5 b).

La correlación estratigráfica de la formación Pelones es más complicada, en cuanto que, hasta la fecha, en el centro de México no se ha reportado ninguna unidad que presenta las mismas características composicionales y la misma variación de procedencia que se ha documentado en este trabajo.

8.5 INTERPRETACIÓN PETRO-TECTÓNICA DE LAS FORMACIONES SIERRA DE LOS CUARZOS Y PELONES

Las formaciones Sierra de los Cuarzos y Pelones están en contacto por medio de una zona de cizalla frágil-dúctil subhorizontal, la cual muestra un sentido de transporte tectónico de techo hacia el SW. Para poder interpretar el significado petro-TECTÓNICO del registro sedimentario expuesto en la Sierra de los Cuarzos, es necesario entender, en primera instancia, cual fue la relación estratigráfica original entre estas dos unidades, en dado caso de que haya existido alguna. El tipo de contacto que se ha observado en campo entre ellas implica dos posibles escenarios:

a) Estas unidades se desarrollaron en áreas separadas e independientes reciclando fuentes diferentes, y posteriormente, fueron yuxtapuestas por una cabalgadura (fig. 8.6 a);

b) Estas unidades se depositaron en la misma cuenca sedimentaria una arriba de la otra, y, posteriormente, un evento tectónico determinó el cizallamiento de la sucesión (fig. 8.6 b).

De acuerdo con la cinemática de la zona de cizalla, el primer escenario implica forzosamente que las fuentes que alimentaron la formación Pelones fueran ubicadas al este del área de estudio (fig. 8.6 a). Sin embargo, esta hipótesis se encuentra en conflicto con la posición paleogeográfica propuesta para el terreno Guerrero. En efecto, todos los autores concuerdan que, durante el Mesozoico, este bloque litosférico se encontraba localizado al oeste del dominio continental (Lapierre *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1994; Lang *et al.*, 1996; Cabral-Cano *et al.*, 2000; Elías-Herrera *et al.*, 2000; Dickinson y Lawton, 2001; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009; Martini *et al.*, 2011a). Debido al acuerdo con la posición paleogeográfica del terreno Guerrero, es posible descartar el primer escenario, y, consecuentemente, se considera la segunda hipótesis como la más objetiva, además que el ancho de la zona no parece implicar tanto transporte tectónico (fig. 8.6b).

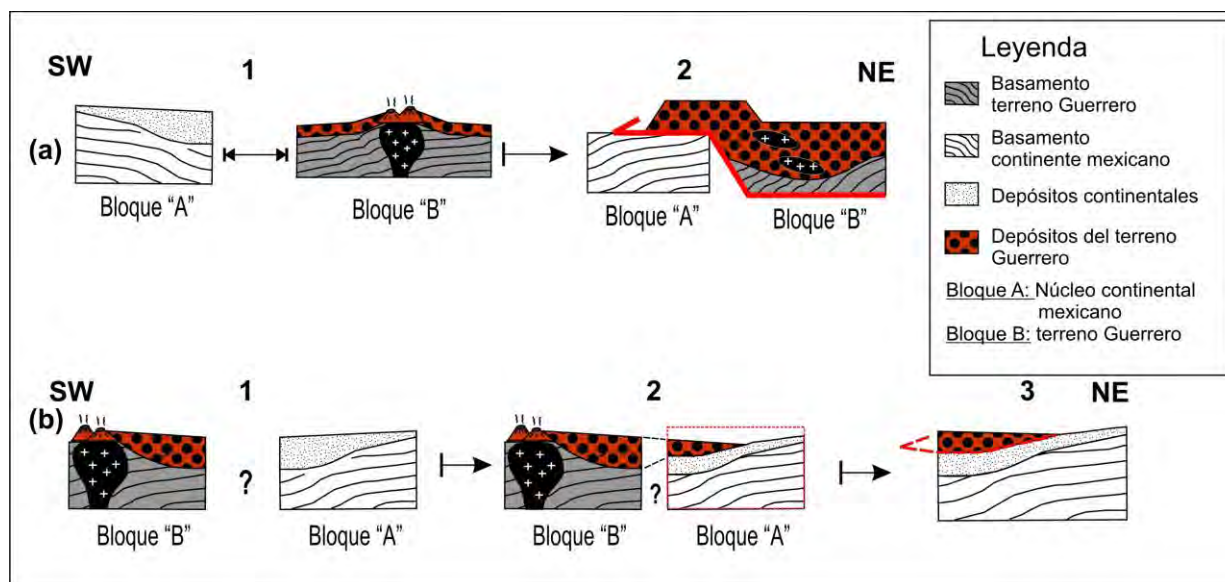


Fig. 8.6 Posibles escenarios: a) Unidades que se desarrollaron en áreas separadas e independientes reciclando fuentes diferentes y yuxtapuestas posteriormente por una cabalgadura; y b) Unidades que se depositaron en la misma cuenca sedimentaria una arriba de la otra, y que posteriormente, un evento tectónico determinó el cizallamiento de la sucesión.

De acuerdo con ésta, las unidades estratigráficas expuestas en la Sierra de los Cuarzos se depositaron una arriba de otra, generando un registro estratigráfico continuo, el cual fue

posteriormente cizallado durante un evento de acortamiento. Las edades máximas obtenidas para las formaciones Sierra de los Cuarzos y Pelones, de 147 y 128 Ma respectivamente, permiten dicha interpretación. Como consecuencia, se documenta por primera vez en este **trabajo** un registro estratigráfico originalmente continuo, caracterizado por un cambio gradual de procedencia de las rocas clásticas. Los cambios de procedencia dentro de una sucesión estratigráfica pueden estar relacionados a:

- 1) la participación de una nueva fuente de alimentación dentro de un mismo dominio paleogeográfico, causada por el desarrollo de actividad volcánica en un área previamente inactiva (fig. 8.7 a), así como por procesos de levantamiento y exhumación de bloques durante un proceso de extensión (fig. 8.7 b) o un evento orogénico (fig. 8.7 c)
- 2) la improvisada yuxtaposición de dos dominios paleogeográficos previamente desconectados y sedimentológicamente independientes (acreción de terrenos; fig. 8.7 c).

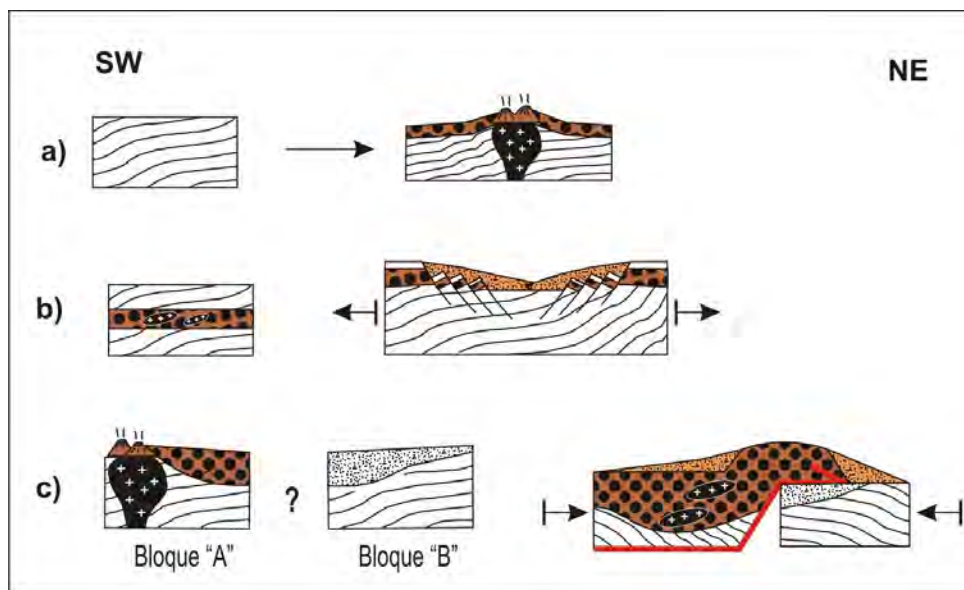
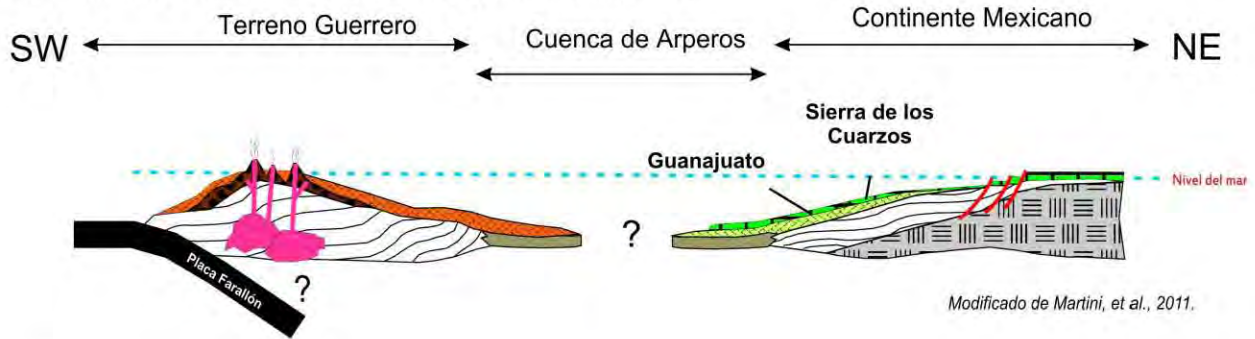


Fig. 8.7 Esquemas que representan la participación de una nueva fuente de alimentación dentro de un mismo dominio paleogeográfico. Estas pueden ser debido a: a) el desarrollo de una fuente volcánica dentro de un área previamente inactiva; b) procesos de levantamiento y exhumación de bloques durante un proceso de extensión; y/o c) un evento orogénico, este puede ser por la yuxtaposición de dos dominios paleogeográficos debido a un evento de acreción de terrenos.

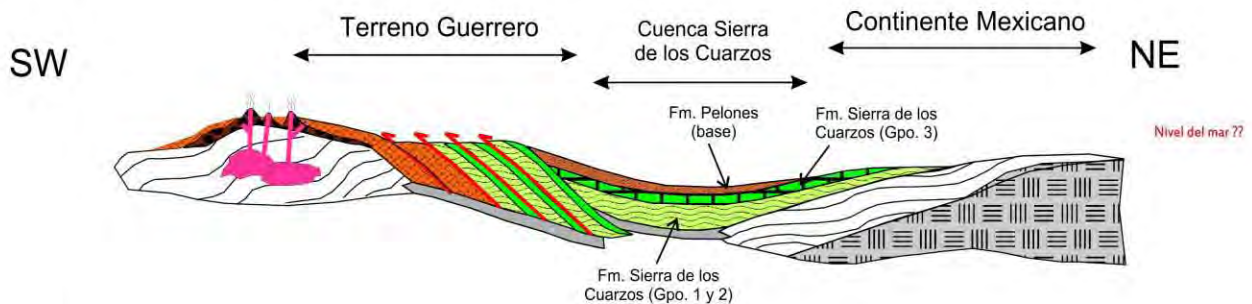
La posibilidad de activación de una nueva fuente volcánica máfica a intermedia en el dominio continental resulta prácticamente improbable, en cuanto a que actualmente se conoce que rocas de composición basáltica a andesítica se presentan de manera limitada dentro de este dominio, tanto en los niveles estructurales superficiales como en los más profundos. Además, el análisis de procedencia indica claramente que los componentes clásticos contenidos en las formaciones Sierra de los Cuarzos y Pelones fueron reciclados de fuentes localizadas en dominios paleogeográficos distintos: el dominio continental y el terreno Guerrero. De acuerdo con estas consideraciones, es posible concluir que el cambio de procedencia registrado en las rocas clásticas de la Sierra de los Cuarzos sea el resultado del proceso de acercamiento progresivo y la subsecuente colisión del terreno Guerrero a lo largo de la margen occidental del núcleo continental de México. En este contexto, la formación Pelones puede ser interpretada como el depósito sin-tectónico relacionado con el evento de acreción del terreno Guerrero. Dicha interpretación explica de manera satisfactoria la variación en la composición que se ha documentado dentro de esta unidad. En efecto, es necesario tomar en cuenta que el proceso de acreción de un terreno implica forzosamente una evolución caracterizada por dos etapas fundamentales. La primera consiste en el progresivo acercamiento del bloque alóctono, lo cual produce el colapso e inversión de la cuenca sedimentaria interpuesta entre éste y el núcleo continental. En el caso específico del terreno Guerrero, esta etapa determinó el cierre de la Cuenca de Arperos y el desarrollo de un cinturón de pliegues y cabalgadura con vergencia hacia el SW, el cual se encuentra expuesto en la Sierra de Guanajuato (Martini *et al.*, 2013). Los niveles estructurales superiores de este cinturón están conformados por las sucesiones previamente depositadas a lo largo de la margen del dominio continental (Formaciones Esperanza y Valenciana de edad Jurásico tardío–Aptiano temprano), las cuales representan las fuentes de alimentación de la parte inferior de la formación Pelones (fig. 8.8 b). Durante la segunda etapa del proceso de acreción (Aptiano tardío; fig. 8.8 c), el continuo acortamiento determina la colisión y amalgamación al núcleo continental de los macizos volcánicos del terreno Guerrero, lo cual se ve representado por la participación progresiva y creciente de las fuentes volcánicas contenidas en este bloque litosférico (fig. 8.8c).

En conclusión, el análisis petrológico de la sucesión clástica expuesta en la Sierra de los Cuarzos permite sugerir que ésta se desarrolló inicialmente en un contexto extensional o transtensional (fig. 8.6 a), el cual posiblemente podría ser relacionado con la apertura de la Cuenca de Arperos. Mientras que, la parte superior de la sucesión, a su vez, se desarrolló en un contexto tectónico compresivo, muy probablemente relacionado con el evento de acreción del terreno Guerrero con el núcleo continental mexicano (fig. 8.8 b y c).

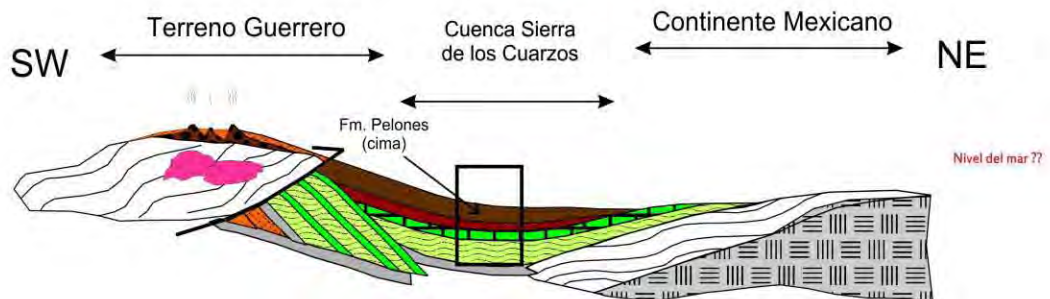
A) Títoniano - Cretácico Temprano (Aptiano Temprano)



B) Cierre de la Cuenca de Arperos y depósito parte inferior Fm. Pelones (pre-Albiano ?)- Propuesta



C) Depósito Sin-Tectónico de Acreción (pre-Albiano ?)- Propuesta



LEYENDA		
BASAMENTO	CONTINENTE	TERRENO GUERRERO
Abanico Potosí	Sierra de los Cuarzos	Fm. Arperos
Basamento desconocido	Fm. Pelones (Cima)	Arcos Volcánicos Mesozoicos
Área de estudio	Fm. Pelones (Base)	Complejo Intrusivo Tuna Manza
	Guanajuato	
	Fm. Sierra de los Cuarzos Grupo 3	
	Fm. Sierra de los Cuarzos Grupo 1 y 2	
	Fm. Valenciana	
	Fm. Esperanza	

Fig. 8.8 Modelo esquemático que representa la evolución tectónica y sedimentaria de la acreción del terreno Guerrero con el paleo-continente mexicano. a) Muestra el posible desarrollo de la cuenca de trasarco Arperos durante el Jurásico tardío-Cretácico temprano propuesta previamente por diversos autores (modificada de Martini *et al.*, 2011); b) Primera etapa de acreción del Terreno Guerrero, dando lugar a la deformación de las Formaciones Esperanza y Valenciana en Guanajuato, las cuales representan fuentes de alimentación para la parte inferior de la formación Pelones. C) segunda etapa del proceso de acreción (Aptiano tardío), donde ocurre la colisión y amalgamación de los macizos volcánicos del terreno Guerrero con el núcleo continental mexicano, y su depósito sin-tectónico (parte superior de la formación Pelones, edad pre-Albiano), el cual registra un cambio progresivo en la composición de los sedimentos desde la base hasta la cima de la unidad.

Conclusiones

1. Se identificó una única sucesión estratigráfica de rocas clásticas expuesta en la Sierra de los Cuarzos, la cual se dividió en dos unidades informales: la formación Sierra de los Cuarzos y la formación Pelones.
2. La formación Sierra de los Cuarzos representa el registro estratigráfico asociado a un talud marino activo desarrollado bajo un contexto tectónico extensional o transtensional, el cual es reconocido por los diferentes tipos de depósitos gravitacionales en masa, los intraclastos calcáreos y las fallas sin-sedimentarias.
3. La composición total de las areniscas y las edades de los circones detríticos indican que las rocas de la formación Sierra de los Cuarzos fueron alimentadas por fuentes localizadas dentro del dominio paleogeográfico continental, además que los datos de paleocorrientes sugieren una localización de la roca fuente hacia el NE. En particular, las fuentes reconocidas están representadas por el Abanico Potosí, la provincia volcánica félsica de Nazas, la provincia volcánica félsica del Jurásico Superior de la margen oriental de la Cuenca de Arperos, y localmente, fuentes volcánicas máficas intermitentes, cuya localización es actualmente desconocida.
4. Con base en la similitud estratigráfica, en la composición y procedencia de las areniscas, la formación Sierra de los Cuarzos puede ser correlacionada con las formaciones Esperanza y Valenciana expuestas en la Sierra de Guanajuato, las cuales han sido interpretadas como el registro estratigráfico desarrollado en la margen oriental de la Cuenca de Arperos.
5. La formación Pelones también representa un registro estratigráfico asociado a un talud. Ésta se conforma por abundantes depósitos gravitacionales en masa y muestra una variación composicional desde la base hasta el techo. Las areniscas de la base fueron alimentadas por fuentes localizadas dentro del dominio paleogeográfico continental, mientras que la parte media y superior de la unidad registra una conexión sedimentológica progresiva con fuentes volcánicas del terreno Guerrero, hasta llegar a ser éste la fuente dominante.
6. El cambio de composición y procedencia registrado en las rocas clásticas de la Sierra de los Cuarzos, puede ser interpretado como un depósito *sin-tectónico*, como resultado del proceso de acercamiento progresivo y la subsecuente colisión del terreno Guerrero a lo largo de la margen occidental del núcleo continental de México.

APÉNDICE

CAPÍTULO 5. ESTRATIGRAFÍA

1. CORRECCIÓN DE DATOS DE PALEOCORRIENTES

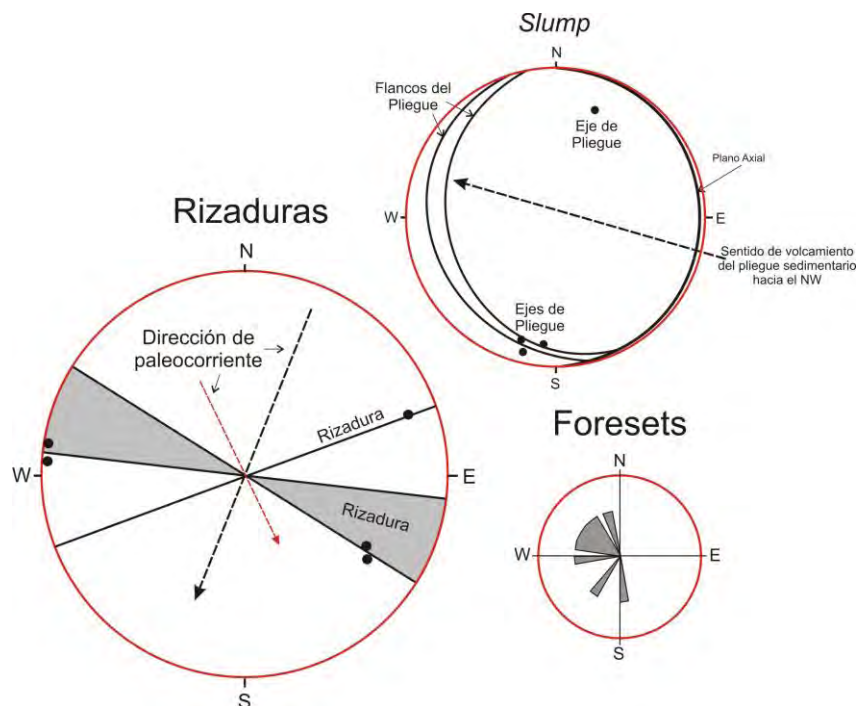
Tabla 5.1. Datos corregidos de paleocorrientes medidos en rizaduras de corriente, *foresets*, flancos y ejes de pliegue sedimentario.

SLUMP

Coordenadas	Plano axial (PA)	Flanco de Pliegue	Eje pliegue (EP)	Dirección del flujo
20° 55' 34.7"/100°28'02.1"	02/04	165/28	20/25	NW
" "		150/18	196/16	NW
" "			186/16	NW
" "			194/08	NW

TURBIDITAS

Coordenadas	So	Foreset de rizadura	Foreset (corregido)	crestas de Rizadura	Rizadura corregida	Dirección del flujo
20° 55' 19.6"/100°27'39.4"	256/25			130-310/09	125/28	220 SW
20°55'11.7"/100°27'47.9"	256/24	200/28	208/07			NW
" "		200/40	254/24			NW
20°55'08.8"/100°27'46.2"	260/45			158-338/0	120/32	210 SW
20°55'08.8"/100°27'46.2"	260/45	233/41	238/05			NW
" "		165/38	195/29			NW
" "		198/42	216/12			NW
" "	190/10	171/28	172/18			SW
20°55'05.9"/100°27'48.7"	290/49			95/40	70/16	160 SE
" "	265/20			272/06	274/03	184 SW
20°55'05.5"/100°27'46.6"	317/23	114/15	129/38			SW
20°55'08.8"/100°27'46.0"	274/20	246/40	229/23			NW
	230/41	165/20	82/38			SE
	210/20			276/20	279/02	189 SW



CAPÍTULO 6. PETROGRAFÍA

Tabla 6.2. Tabla del conteo de puntos de la Formación Sierra de los Cuarzos y Pelones.

Formación Sierra de los Cuarzos																	
Con Intraclastos Calcáreos (CI)			LvoH-Lsbv				Lsed			Lmet		Accesorios					
MUESTRA	Qm	Qp	KF	P	Msv	Félsico (granular)	Félsico (seriado)	Lathwork	Microilitico	Qtz-silt/lutita	CE	CI	Sch+Phy	Microfran.	Pesados	Misc.	Sum
SQB0	345	17	5	35	11	9	7	0	0	0	0	0	10	0	1	51	500
SQTZ	381	17	11	21	5	7	0	0	0	2	0	5	8	0	2	41	500
SQB6	358	23	7	32	7	10	1	0	0	1	0	11	9	0	3	38	500
SQB194	369	21	9	27	6	15	2	0	0	3	0	9	7	0	0	32	500
SQB176	342	49	10	22	2	19	8	0	0	3	0	0	29	0	0	16	500
Sólo contenido de Extraclastos No-Calcáreos (NCE)																	
MUESTRA	Qm	Qp	KF	P	Msv	Félsico (granular)	Félsico (seriado)	Lathwork	Microilitico	Qtz-silt/lutita	CE	CI	Sch+Phy	Microfran.	Pesados	Misc.	Sum
SQB188	376	51	0	5	8	2	0	0	0	3	0	0	17	0	1	37	500
SQB11	388	47	3	19	6	0	0	0	0	0	0	0	16	0	0	21	500
SQTZ	374	46	2	8	9	5	1	0	0	4	0	0	10	0	3	38	500
SQB5	386	29	3	17	15	7	2	0	0	0	0	0	9	0	0	32	500
SQB166(b)	320	59	2	10	10	5	0	0	0	2	0	0	11	0	0	81	500
SQB2(b)	343	64	0	3	18	9	2	0	0	1	0	0	18	0	1	41	500
SQB2(e)	368	37	0	7	10	8	0	0	0	2	0	0	13	0	0	55	500
SQB4	349	50	0	8	16	11	4	0	0	7	0	0	15	0	2	38	500
Con Liticos volcánicos microlíticos (Lvmr)																	
MUESTRA	Qm	Qp	KF	P	Msv	Félsico (granular)	Félsico (seriado)	Lathwork	Microilitico	Qtz-silt/lutita	CE	CI	Sch+Phy	Microfran.	Pesados	Misc.	Sum
P88B	317	59	7	9	4	19	11	0	14	0	0	0	7	0	2	51	500
P-86A	272	71	11	9	7	23	14	0	25	2	0	0	5	0	4	57	500
P-83-2	110	95	3	2	5	64	0	0	87	6	0	1	0	5	5	157	540
P-83-1b	136	77	6	5	0	73	10	0	41	2	0	0	1	2	5	130	488
Formación Pelones																	
MUESTRA	Qm	Qp	KF	P	Msv	Félsico (granular)	Félsico (seriado)	Lathwork	Microilitico	Qtz-silt/lutita	CE	CI	Sch+Phy	Microfran.	Pesados	Misc.	Sum
SQTZ07(2)	107	31	13	158	2	38	7	67	17	5	5	0	10	0	2	38	500
SQT5(e)	169	33	18	146	0	15	6	25	14	3	12	0	10	0	4	45	500
SQT5(a2)	162	30	5	142	0	20	6	56	11	4	20	0	6	0	2	36	500
SQT5(b)	179	33	7	138	4	11	5	40	5	5	11	0	11	0	3	48	500
SQT193(1)	287	33	6	89	1	5	0	15	2	7	1	0	18	0	1	35	500
SQT193(2)	309	37	6	65	2	8	0	8	0	5	2	0	16	0	0	42	500
SQT6	303	38	5	26	2	7	1	0	0	17	0	0	77	0	2	22	500

Tabla 6.3. Parámetros recalculados utilizados en los distintos diagramas ternarios de Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson (1985).

Formación Sierra de los Cuarzos																				
Con Intraclastos Calcáreos (CI)																				
MUESTRA	Qm	F	L	TOT	Qt	F	L	TOT	Qp	Lvm	Lsm	TOT	NCE	CE	CI	TOT	Lvfelsic	Lvlath	Lvmicro	TOT
SOB0	78.94737	9.153318	11.89931	100	82.83753	9.153318	8.009153	100	32.69231	30.76923	36.53846	100	82.69231	0	17.30769	100	100	0	0	100
SQ72	84.29204	7.079646	8.628319	100	88.0531	7.079646	4.867257	100	43.58974	17.94872	38.46154	100	87.17949	0	12.82051	100	100	0	0	100
SOB6	79.20354	8.628319	12.16814	100	84.29204	8.628319	7.079646	100	41.81818	20	38.18182	100	80	0	20	100	100	0	0	100
SOB194	79.87013	7.792208	12.33766	100	84.41558	7.792208	7.792208	100	36.84211	29.82456	33.33333	100	84.21053	0	15.78947	100	100	0	0	100
SOB176	70.95436	6.639004	22.40664	100	81.12033	6.639004	12.24066	100	45.37037	25	29.62963	100	100	0	0	100	100	0	0	100
Sólo contenido de Extraclastos No-Calcáreos (NCE)																				
MUESTRA	Qm	F	L	TOT	Qt	F	L	TOT	Qp	Lvm	Lsm	TOT	NCE	CE	CI	TOT	Lvfelsic	Lvlath	Lvmicro	TOT
SOB188	82.81938	1.101322	16.0793	100	94.05286	1.101322	4.845815	100	69.86301	2.739726	27.39726	100	100	0	0	100	100	0	0	100
SOB11	82.0296	4.651163	13.31924	100	91.96617	4.651163	3.382664	100	74.60317	0	25.39683	100	100	0	0	100	0	0	0	100
SQ72	83.11111	2.222222	14.66667	100	93.33333	2.222222	4.444444	100	69.69697	9.090909	21.21212	100	100	0	0	100	100	0	0	100
SOB5	85.20971	4.415011	10.37528	100	91.61148	4.415011	3.97351	100	61.70213	19.14894	19.14894	100	100	0	0	100	100	0	0	100
SOB166(b)	78.23961	2.933985	18.82641	100	92.66504	2.933985	4.400978	100	76.62338	6.493506	16.88312	100	100	0	0	100	100	0	0	100
SOB2(b)	77.95455	0.681818	21.36364	100	92.5	0.681818	6.818182	100	68.08511	11.70213	20.21277	100	100	0	0	100	100	0	0	100
SOB2(a)	84.5977	1.609195	13.7931	100	93.10345	1.609195	5.287356	100	61.66667	13.33333	25	100	100	0	0	100	100	0	0	100
SOB4	78.6036	1.801802	19.59459	100	89.86486	1.801802	8.333333	100	57.47126	17.24138	25.28736	100	100	0	0	100	100	0	0	100
Con Líticos volcánicos microlíticos (Lvmr)																				
MUESTRA	Qm	F	L	TOT	Qt	F	L	TOT	Qp	Lvm	Lsm	TOT	NCE	CE	CI	TOT	Lvfelsic	Lvlath	Lvmicro	TOT
P83B	71.55756	3.611738	24.8307	100	84.87585	3.611738	11.51242	100	53.63636	40	6.363636	100	100	0	0	100	68.18182	0	31.81818	100
P.86A	62.96296	4.62963	32.40741	100	79.39815	4.62963	15.97222	100	50.71429	44.28571	5	100	100	0	0	100	59.67742	0	40.32258	100
P.83-2	38.74644	3.133903	58.11966	100	60.68376	3.133903	36.18234	100	37.7451	60.78431	1.470588	100	100	0	0	100	66.93548	0	33.06452	100
P.83-1B	29.8913	1.358696	68.75	100	55.70652	1.358696	42.93478	100	37.54941	59.68379	2.766798	100	99.60474	0	0.395257	100	42.38411	0	57.61589	100
Formación Pelones																				
MUESTRA	Qm	F	L	TOT	Qt	F	L	TOT	Qp	Lvm	Lsm	TOT	NCE	CE	CI	TOT	Lvfelsic	Lvlath	Lvmicro	TOT
SQT207(2)	37.47228	36.36364	26.16408	100	44.78936	36.36364	18.84701	100	27.9661	50.84746	21.18644	100	89.83051	10.16949	0	100	35	41.66667	23.33333	100
SQT5(a)	35.06494	31.81818	33.11688	100	41.55844	31.81818	26.62338	100	19.60784	60.78431	19.60784	100	86.9281	13.0719	0	100	27.95699	60.21505	11.82796	100
SQT5(a2)	40.22472	32.58427	27.19101	100	47.64045	32.58427	19.77528	100	27.27273	50.41322	22.31405	100	90.90909	9.090909	0	100	26.22951	65.57377	8.196721	100
SQT5(b)	61.98704	20.51836	17.4946	100	69.11447	20.51836	10.36717	100	40.74074	27.16049	32.09877	100	98.76543	1.234568	0	100	22.72727	68.18182	9.090909	100
SQT193(1)	67.76316	15.57018	16.66667	100	75.87719	15.57018	8.552632	100	48.68421	21.05263	30.26316	100	97.36842	2.631579	0	100	50	50	0	100
SQT193(2)	63.92405	6.540084	29.53586	100	71.94093	6.540084	21.51899	100	27.14286	5.714286	67.14286	100	100	0	0	100	100	0	0	100
SQT6	63.92405	6.540084	29.53586	100	71.94093	6.540084	21.51899	100	27.14286	5.714286	67.14286	100	100	0	0	100	100	0	0	100

Tabla 6.4. Parámetros recalculados utilizados en los distintos diagramas ternarios de Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson (1985).

MUESTRA	F	% F	Microlítolítico	% Microlítolítico	Lathwork	% Lathwork	Félsico	% félsico	CI	% CI	CE	% CE	SUMA	TOTAL %
SQT207(2)	100	56.06557	9.941520468	5.573770492	39.18128655	21.96721311	26.31578947	14.75409836	0	0	2.923976608	1.639344262	178.3625731	100
SQT5(a)	95.90643	53.77049	8.187134503	4.590163934	14.61988304	8.196721311	12.28070175	6.885245902	0	0	7.01754386	3.93442623	138.0116959	77.37704918
SQT5(a2)	85.96491	48.19672	6.432748538	3.606557377	32.74853801	18.36065574	15.20467836	8.524590164	0	0	11.69590643	6.557377049	152.0467836	85.24590164
SQT5(b)	84.79532	47.54098	2.923976608	1.639344262	23.39181287	13.1147541	9.356725146	5.245901639	0	0	6.432748538	3.606557377	126.9005848	71.14754098
SQT193(1)	55.55556	31.14754	1.169590643	0.655737705	8.771929825	4.918032787	2.923976608	1.639344262	0	0	0.584795322	0.327868852	69.00584795	38.68852459
SQT193(2)	41.52047	23.27869	0	0	4.678362573	2.62295082	4.678362573	2.62295082	0	0	1.169590643	0.655737705	52.04678363	29.18032787
SQT6	18.12865	10.16393	0	0	0	0	4.678362573	2.62295082	0	0	0	0	22.80701754	12.78688525
SQB0	23.39181	13.11475	0	0	0	0	9.356725146	5.245901639	5.263157895	2.950819672	0	0	38.01169591	21.31147541
SQT2	18.71345	10.4918	0	0	0	0	4.093567251	2.295081967	1.639344262	0	0	0	25.73099415	14.42622951
SQB6	22.80702	12.78689	0	0	0	0	6.432748538	3.606557377	6.432748538	3.606557377	0	0	35.67251462	20
SQB194	21.05263	16.58986	0	0	0	0	9.941520468	5.573770492	5.263157895	2.950819672	0	0	36.25730994	25.11445192
SQB176	18.71345	10.4918	0	0	0	0	15.78947368	8.852459016	0	0	0	0	34.50292398	19.3442623
SQB188	2.923977	1.639344	0	0	0	0	1.169590643	0.655737705	0	0	0	0	4.093567251	2.295081967
SQB11	12.8655	7.213115	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12.86549708	7.213114754
SQT2	5.847953	3.278689	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9.356725146	5.245901639
SQB5	11.69591	6.557377	0	0	0	0	3.50877193	1.967213115	0	0	0	0	16.95906433	9.508196721
SQB166(b)	7.017544	3.934426	0	0	0	0	5.263157895	2.950819672	0	0	0	0	9.941520468	5.573770492
SQB2(b)	1.754386	0.983607	0	0	0	0	2.923976608	1.639344262	0	0	0	0	8.187134503	4.590163934
SQB2(a)	4.093567	2.295082	0	0	0	0	4.678362573	2.62295082	0	0	0	0	8.771929825	4.918032787
SQB4	4.678363	2.622951	0	0	0	0	8.771929825	4.918032787	0	0	0	0	13.4502924	7.540989607
P83B	9.356725	5.245902	8.187134503	4.590163934	0	0	17.54385965	9.836065574	0	0	0	0	35.0877193	19.67213115
P.86A	11.69591	6.557377	14.61988304	8.196721311	0	0	21.6374269	12.13114754	0	0	0	0	47.95321637	26.8852459
P.83-2	2.923977	1.639344	50.87719298	28.52459016	0	0	37.42690058	20.98360656	0.584795322	0.327868852	0	0	91.8128655	51.47540984
P.83-1b	6.432749	3.606557	23.97660819	13.44262295	0	0	48.5380117	27.21311475	0	0	0	0	78.94736842	44.26229508

CAPÍTULO 7. GEOCRONOLOGÍA DE CIRCONES DETRÍTICOS

Tabla 7.1. Datos Isotópicos de (U-Pb LA-ICP-MS) para las areniscas del Grupo 1 de la formación Sierra de los Cuarzos. Muestra P.83.

Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	ISOTOPE RATIOS										APPARENT AGES (Ma)																
				207Pb/235U ±1σ	206Pb/238U ±1σ	208Pb/232Th ±1σ	Rho	206Pb/238U ±1σ	207Pb/235U ±1σ	207Pb/206Pb ±1σ	208Pb/232Th ±1σ	Bestage (Ma)	±1σ	% disc																
Zircon_023_043	218	125	0.50	0.05207	0.00208	0.16412	0.00681	0.02301	0.00025	0.00687	0.00021	0.27	0.02301	0.00025	0.00687	0.00021	0.27	147	2	154	6	288	85	138	4	154	4	147	2.0	4.5
Zircon_002_014	310	192	0.54	0.0574	0.00161	0.18518	0.00945	0.02345	0.00021	0.00662	0.00019	0.3	0.02345	0.00021	0.00662	0.00019	0.3	149	1	173	5	507	57	133	4	149	1.0	13.9		
Zircon_045_073	132	66	0.43	0.05624	0.00387	0.18797	0.01427	0.02424	0.00035	0.00754	0.0001	0.35	0.02424	0.00035	0.00754	0.0001	0.35	154	2	175	12	462	146	152	2	154	2.0	12.0		
Zircon_030_052	296	331	0.98	0.05478	0.0017	0.18348	0.00593	0.02432	0.00022	0.00767	0.0002	0.28	0.02432	0.00022	0.00767	0.0002	0.28	155	1	171	5	403	65	154	4	155	1.0	9.4		
Zircon_081_124	152	67	0.38	0.04685	0.00389	0.15723	0.01344	0.02434	0.00034	0.00775	0.00063	0.18	0.02434	0.00034	0.00775	0.00063	0.18	148	12	148	12	41	171	156	13	155	2.0	4.7		
Zircon_083_126	92	39	0.37	0.05637	0.00415	0.18995	0.01504	0.02444	0.00039	0.0076	0.00013	0.25	0.02444	0.00039	0.0076	0.00013	0.25	156	2	177	13	467	157	153	3	156	2.0	11.9		
Zircon_091_136	301	180	0.52	0.05237	0.00168	0.17799	0.00584	0.02467	0.00018	0.00749	0.00021	0.21	0.02467	0.00018	0.00749	0.00021	0.21	157	1	166	5	302	73	151	4	157	1.0	5.4		
Zircon_005_017	166	69	0.36	0.05697	0.00233	0.19456	0.00895	0.02477	0.00034	0.0077	0.0001	0.34	0.02477	0.00034	0.0077	0.0001	0.34	158	2	181	8	490	84	155	2	158	2.0	12.7		
Zircon_008_022	257	131	0.44	0.05776	0.00202	0.19711	0.00714	0.02485	0.00023	0.00766	0.00022	0.26	0.02485	0.00023	0.00766	0.00022	0.26	158	1	183	6	521	72	154	4	158	1.0	13.7		
Zircon_013_029	199	112	0.49	0.05405	0.00216	0.18499	0.00773	0.02495	0.0003	0.00778	0.00026	0.29	0.02495	0.0003	0.00778	0.00026	0.29	159	2	172	7	373	84	157	5	159	2.0	7.6		
Zircon_018_036	268	214	0.70	0.05424	0.00222	0.18646	0.00779	0.02501	0.0002	0.00727	0.00021	0.2	0.02501	0.0002	0.00727	0.00021	0.2	159	1	174	7	381	86	146	4	159	1.0	8.6		
Zircon_032_056	381	216	0.49	0.05275	0.00132	0.18179	0.00471	0.02491	0.00017	0.00753	0.00019	0.26	0.02491	0.00017	0.00753	0.00019	0.26	159	1	170	4	318	53	152	4	159	1.0	6.5		
Zircon_079_121	306	151	0.43	0.05296	0.00191	0.18296	0.00684	0.02514	0.00025	0.00806	0.00022	0.26	0.02514	0.00025	0.00806	0.00022	0.26	160	2	171	6	327	78	162	4	160	2.0	6.4		
Zircon_090_134	598	550	0.80	0.0506	0.00132	0.17589	0.00472	0.02516	0.00017	0.0073	0.00017	0.24	0.02516	0.00017	0.0073	0.00017	0.24	160	1	165	4	223	60	147	3	160	1.0	3.0		
Zircon_092_137	208	100	0.42	0.05042	0.00225	0.1748	0.00845	0.02515	0.00024	0.00793	0.00008	0.26	0.02515	0.00024	0.00793	0.00008	0.26	160	2	164	7	214	101	160	2	160	2.0	2.4		
Zircon_040_066	450	274	0.53	0.05273	0.00127	0.18402	0.00452	0.02524	0.00015	0.00755	0.00019	0.23	0.02524	0.00015	0.00755	0.00019	0.23	160.7	0.9	172	4	317	52	152	4	161	0.9	6.6		
Zircon_004_016	279	161	0.50	0.05298	0.0017	0.18602	0.0065	0.02533	0.00024	0.00825	0.00014	0.27	0.02533	0.00024	0.00825	0.00014	0.27	161	2	173	5	328	68	166	5	161	2.0	6.9		
Zircon_025_045	243	257	0.92	0.05077	0.00157	0.17623	0.00574	0.02528	0.00025	0.00802	0.00023	0.31	0.02528	0.00025	0.00802	0.00023	0.31	161	2	165	5	230	67	161	5	161	2.0	2.4		
Zircon_063_099	199	111	0.49	0.0529	0.0019	0.18476	0.00683	0.02535	0.00021	0.00833	0.00022	0.24	0.02535	0.00021	0.00833	0.00022	0.24	161	1	172	6	325	78	168	4	161	1.0	6.4		
Zircon_038_064	348	194	0.49	0.05087	0.00158	0.17925	0.00577	0.02552	0.00022	0.00749	0.0002	0.26	0.02552	0.00022	0.00749	0.0002	0.26	162	1	167	5	235	67	151	4	162	1.0	3.0		
Zircon_046_076	127	57	0.39	0.05274	0.00426	0.18496	0.01555	0.02544	0.0003	0.00798	0.00019	0.16	0.02544	0.0003	0.00798	0.00019	0.16	162	2	172	13	318	174	161	4	162	2.0	5.8		
Zircon_047_077	273	189	0.60	0.05604	0.00191	0.19732	0.00691	0.0255	0.00021	0.00779	0.0002	0.23	0.0255	0.00021	0.00779	0.0002	0.23	162	1	183	6	454	72	157	4	162	1.0	11.5		
Zircon_050_080	135	82	0.53	0.06113	0.00403	0.21213	0.01419	0.02544	0.00028	0.00855	0.0004	0.17	0.02544	0.00028	0.00855	0.0004	0.17	162	2	195	12	644	136	172	8	162	2.0	16.9		
Zircon_057_091	85	30	0.31	0.05596	0.00369	0.19652	0.0137	0.02547	0.00033	0.00793	0.00011	0.22	0.02547	0.00033	0.00793	0.00011	0.22	162	2	182	12	451	140	160	2	162	2.0	11.0		
Zircon_088_132	215	116	0.47	0.05047	0.00146	0.17688	0.00529	0.0254	0.00018	0.00776	0.00022	0.25	0.0254	0.00018	0.00776	0.00022	0.25	162	1	165	5	217	66	156	4	162	1.0	1.8		
Zircon_003_015	774	299	0.34	0.04924	0.00108	0.17448	0.00397	0.0256	0.00015	0.00815	0.0002	0.27	0.0256	0.00015	0.00815	0.0002	0.27	163	0.9	163	3	159	48	164	4	163	0.9	0.0		
Zircon_073_113	352	180	0.45	0.05045	0.00156	0.17899	0.00573	0.02564	0.0002	0.00826	0.00023	0.26	0.02564	0.0002	0.00826	0.00023	0.26	163	1	167	5	216	68	166	5	163	1.0	2.4		
Zircon_077_119	240	156	0.57	0.06308	0.00366	0.22265	0.01306	0.02556	0.00022	0.00859	0.00035	0.15	0.02556	0.00022	0.00859	0.00035	0.15	163	1	204	11	711	118	173	7	163	1.0	20.1		
Zircon_086_130	289	148	0.45	0.05482	0.00225	0.19546	0.00815	0.02567	0.0002	0.00816	0.0003	0.18	0.02567	0.0002	0.00816	0.0003	0.18	163	1	181	7	405	92	164	6	163	1.0	9.9		
Zircon_037_063	596	478	0.70	0.04829	0.00111	0.17181	0.00409	0.02569	0.00016	0.00751	0.00018	0.26	0.02569	0.00016	0.00751	0.00018	0.26	164	1	161	4	114	50	151	4	164	1.0	-1.9		
Zircon_041_069	364	198	0.47	0.05394	0.0021	0.19188	0.00762	0.02584	0.00019	0.00846	0.00024	0.2	0.02584	0.00019	0.00846	0.00024	0.2	164	1	178	6	369	84	170	5	164	1.0	7.9		
Zircon_049_079	215	117	0.47	0.04976	0.00209	0.17595	0.00769	0.02572	0.00031	0.00756	0.00023	0.28	0.02572	0.00031	0.00756	0.00023	0.28	164	2	165	7	184	92	152	5	164	2.0	0.6		
Zircon_062_098	575	300	0.46	0.05513	0.00143	0.19607	0.00526	0.0257	0.00017	0.00795	0.00022	0.26	0.0257	0.00017	0.00795	0.00022	0.26	164	1	182	4	417	55	160	4	164	1.0	9.9		
Zircon_068_107	211	86	0.36	0.05259	0.0021	0.18948	0.00771	0.02581	0.00019	0.00795	0.00036	0.19	0.02581	0.00019	0.00795	0.00036	0.19	164	1	176	7	311	87	160	7	164	1.0	6.8		
Zircon_074_114	231	121	0.46	0.05023	0.00191	0.17843	0.00696	0.02575	0.00023	0.00818	0.00023	0.22	0.02575	0.00023	0.00818	0.00023	0.22	164	1	167	6	206	84	165	5	164	1.0	1.8		
Zircon_082_125	241	120	0.44	0.04954	0.00173	0.17522	0.00631	0.02574	0.00022	0.00795	0.00026	0.24	0.02574	0.00022	0.00795	0.00026	0.24	164	1	164	5	173	77	160	5	164	1.0	0.0		
Zircon_007_021	168	84	0.44	0.052	0.00198	0.18566	0.00725	0.02586	0.00023	0.0082	0.00026	0.22	0.02586	0.00023	0.0082	0.00026	0.22	165	1	173	6	285	81	165	5	165	1.0	4.6		
Zircon_052_084	489	332	0.59	0.05228	0.0012	0.18825	0.00453	0.026	0.00018	0.00769	0.00018	0.3	0.026	0.00018	0.00769	0.00018	0.3	165	1	175	4	298	50	155	4	165	1.0	5.7		
Zircon_058_092	142	77	0.47	0.05331	0.00219	0.19001	0.00807	0.02591	0.00029	0.00845	0.00035	0.25	0.02591	0.00029	0.00845	0.00035	0.25	165	2	177	7	342	89	170	7	165	2.0	6.8		

Continuación Tabla 7.1

Zircon_066_106	107	36	0.29	0.04756	0.003	0.16823	0.01086	0.026	0.00036	0.00623	0.00037	0.21	165	2	158	9	77	130	126	7	165	2.0	-4.4
Zircon_015_031	210	144	0.60	0.05344	0.00214	0.19139	0.00789	0.02601	0.00026	0.00761	0.00024	0.24	166	2	178	7	348	85	153	5	166	2.0	6.7
Zircon_035_057	126	46	0.32	0.0474	0.00218	0.16996	0.00805	0.02603	0.00031	0.00743	0.00032	0.25	166	2	159	7	69	92	150	6	166	2.0	-4.4
Zircon_034_058	150	64	0.37	0.05811	0.00221	0.20901	0.00821	0.02604	0.00026	0.00829	0.00032	0.25	166	2	193	7	534	78	167	6	166	2.0	14.0
Zircon_054_086	169	117	0.60	0.05358	0.00445	0.19278	0.01768	0.02609	0.00037	0.00817	0.00015	0.41	166	2	179	15	353	178	164	3	166	2.0	7.3
Zircon_085_128	208	106	0.45	0.04963	0.00273	0.17804	0.00993	0.0261	0.00024	0.0078	0.00013	0.17	166	2	166	9	178	119	157	6	166	2.0	0.0
Zircon_087_131	362	229	0.55	0.04977	0.00159	0.18073	0.00599	0.02616	0.00022	0.00763	0.00022	0.27	166	1	169	5	184	73	154	4	166	1.0	1.8
Zircon_009_023	1114	418	0.33	0.05062	0.00096	0.18304	0.00363	0.02623	0.00015	0.00813	0.0002	0.29	166.9	0.9	171	3	224	41	164	4	167	0.9	2.4
Zircon_001_013	294	201	0.60	0.05115	0.00164	0.18445	0.00624	0.02624	0.00029	0.00808	0.00021	0.32	167	2	172	5	248	69	163	4	167	2.0	2.9
Zircon_022_042	247	163	0.58	0.05765	0.00237	0.208	0.00942	0.02617	0.00027	0.00812	0.00008	0.28	167	2	192	8	516	84	163	2	167	2.0	13.0
Zircon_055_085	247	132	0.47	0.05338	0.00224	0.19418	0.00835	0.02624	0.00024	0.00818	0.00026	0.22	167	2	180	7	345	90	165	5	167	2.0	7.2
Zircon_059_093	377	236	0.55	0.04964	0.00169	0.17955	0.00629	0.02628	0.00022	0.00778	0.00019	0.24	167	1	168	5	178	76	157	4	167	1.0	0.6
Zircon_071_111	188	110	0.51	0.04996	0.00319	0.18108	0.01275	0.02628	0.00037	0.0083	0.0002	0.3	167	2	169	11	193	137	167	4	167	1.0	1.2
Zircon_075_115	354	184	0.45	0.04994	0.0018	0.18034	0.00664	0.02627	0.0002	0.00773	0.00022	0.2	167	1	168	6	192	80	156	4	167	1.0	0.6
Zircon_076_118	557	380	0.59	0.05545	0.00227	0.19864	0.00849	0.0262	0.00031	0.0085	0.0003	0.29	167	2	184	7	430	87	171	6	167	2.0	9.2
Zircon_094_139	198	93	0.41	0.05876	0.00276	0.21475	0.01032	0.0263	0.00026	0.00858	0.00034	0.21	167	2	198	9	558	102	173	7	167	2.0	15.7
Zircon_016_034	167	81	0.42	0.05172	0.00212	0.18727	0.00789	0.02637	0.00026	0.00802	0.00034	0.23	168	2	174	7	273	87	161	7	168	2.0	3.4
Zircon_019_037	79	29	0.32	0.05608	0.006	0.20424	0.02284	0.02641	0.00047	0.00822	0.00019	0.23	168	3	189	19	456	224	165	4	168	3.0	11.1
Zircon_021_041	384	263	0.60	0.04865	0.00165	0.17711	0.00617	0.02641	0.0002	0.0084	0.00021	0.23	168	1	166	5	131	73	169	4	168	1.0	-1.2
Zircon_006_020	190	86	0.40	0.0519	0.00244	0.19076	0.00921	0.02662	0.00029	0.00791	0.00026	0.23	169	2	177	8	281	100	159	5	169	2.0	4.5
Zircon_029_051	302	88	0.25	0.05702	0.0028	0.20856	0.01066	0.02653	0.00024	0.00824	0.00009	0.22	169	2	192	9	492	101	166	2	169	2.0	12.0
Zircon_035_059	62	17	0.23	0.06259	0.00382	0.2267	0.01442	0.02655	0.00048	0.00835	0.00071	0.28	169	3	207	12	694	122	168	14	169	3.0	18.4
Zircon_078_120	240	152	0.55	0.05308	0.00253	0.19396	0.01015	0.0265	0.00026	0.0083	0.00008	0.27	169	2	180	9	332	103	167	2	169	2.0	6.1
Zircon_055_087	221	182	0.72	0.0541	0.00184	0.19944	0.00713	0.02673	0.00029	0.00835	0.00022	0.31	170	2	185	6	375	73	168	4	170	2.0	8.1
Zircon_089_133	267	106	0.35	0.05454	0.00252	0.20102	0.00995	0.02673	0.00023	0.00835	0.00008	0.25	170	1	186	8	394	104	168	2	170	1.0	8.6
Zircon_017_035	159	94	0.51	0.05457	0.00306	0.19571	0.01125	0.02683	0.00035	0.00869	0.0003	0.22	171	2	181	10	395	118	175	6	171	2.0	5.5
Zircon_051_055	199	98	0.43	0.05534	0.00274	0.20488	0.01091	0.02685	0.00029	0.00837	0.0001	0.28	171	2	189	9	426	103	169	2	171	2.0	9.5
Zircon_014_030	168	80	0.41	0.06074	0.00319	0.22628	0.01269	0.02702	0.0003	0.00833	0.0001	0.26	172	2	207	11	630	106	168	2	172	2.0	16.9
Zircon_067_105	172	91	0.46	0.05027	0.0027	0.18688	0.01125	0.02696	0.0004	0.00851	0.00015	0.32	172	2	174	10	207	116	171	3	172	2.0	1.1
Zircon_061_097	329	218	0.58	0.05354	0.0029	0.2023	0.01207	0.0274	0.00031	0.00858	0.00009	0.28	174	2	187	10	352	117	173	2	174	2.0	7.0
Zircon_093_138	86	45	0.46	0.06301	0.00637	0.23775	0.02555	0.02737	0.00041	0.0084	0.00016	0.26	174	3	217	21	709	222	169	3	174	3.0	19.8
Zircon_026_048	248	118	0.41	0.05819	0.00227	0.22009	0.00885	0.02751	0.00027	0.00904	0.00033	0.24	175	2	202	7	537	80	182	7	175	2.0	13.4
Zircon_050_140	183	112	0.53	0.05474	0.00613	0.20888	0.02476	0.02768	0.00042	0.00864	0.00026	0.21	176	3	193	21	402	241	174	5	176	3.0	8.8
Zircon_020_038	237	119	0.44	0.05775	0.00214	0.26928	0.01159	0.03318	0.00073	0.00908	0.00027	0.51	210	5	242	9	520	76	183	5	210	5.0	13.2
Zircon_048_078	449	260	0.50	0.0562	0.00146	0.30045	0.0086	0.03872	0.00046	0.01277	0.00032	0.42	245	3	267	7	460	55	256	6	245	3.0	8.2
Zircon_036_062	275	99	0.31	0.05209	0.00167	0.28977	0.01177	0.03993	0.001	0.02489	0.0001	0.61	252	6	258	9	289	68	497	20	252	6.0	2.3
Zircon_064_100	150	36	0.21	0.0637	0.00195	0.74631	0.0282	0.08498	0.00129	0.02606	0.00039	0.54	526	8	566	16	732	62	520	8	526	8.0	7.1
Zircon_043_071	176	32	0.16	0.05997	0.00114	0.86864	0.01853	0.10459	0.00101	0.03356	0.00091	0.45	641	6	695	10	603	39	667	18	641	6.0	-0.9
Zircon_045_070	268	49	0.16	0.07483	0.00112	1.9226	0.03052	0.18599	0.00097	0.05238	0.00131	0.33	1100	5	1089	11	1064	29	1032	25	1064	29.0	-1.0

Tabla 7.2. Datos Isotópicos de (U-Pb LA-ICP-MS) para la arenisca del Grupo 2 de la formación Sierra de los Cuarzos. Muestra SQB-8.

Analysis	ISOTOPE RATIOS										APPARENT AGES (Ma)												
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ	Best Age (Ma)	±1σ	% disc								
Zircon_90_114	418	471	1.06	0.0573	0.00131	0.24565	0.0067	0.03248	0.00042	0.01018	0.00022	0.48	206	3	223	5	401	49	205	4	206	3.0	7.6
Zircon_100_126	264	213	0.75	0.05715	0.00183	0.28335	0.00945	0.0358	0.00034	0.01123	0.00024	0.28	227	2	253	7	497	71	226	5	227	2.0	10.3
Zircon_56_074	602	441	0.69	0.05086	0.00192	0.25997	0.00711	0.03708	0.00034	0.01168	0.00009	0.4	235	2	235	9	234	79	248	5	235	2.0	0.0
Zircon_93_118	446	326	0.68	0.05194	0.00119	0.29957	0.00711	0.04055	0.00034	0.01233	0.00026	0.35	256	2	259	6	283	48	248	5	256	2.0	1.2
Zircon_96_122	113	47	0.38	0.05792	0.00273	0.33671	0.01128	0.04216	0.00043	0.01307	0.00015	0.33	266	3	295	13	527	104	263	3	266	3.0	9.8
Zircon_18_028	181	100	0.52	0.05716	0.00192	0.3055	0.01188	0.043	0.00052	0.01288	0.00031	0.3	271	3	271	9	275	86	259	6	271	3.0	0.0
Zircon_33_046	2218	314	0.13	0.07374	0.00096	0.69592	0.01125	0.06823	0.00066	0.01443	0.00032	0.59	425	4	536	7	1034	26	290	6	425	4.0	20.7
Zircon_34_047	1614	1548	0.90	0.06348	0.00089	0.62209	0.01009	0.07097	0.00058	0.02039	0.00041	0.5	442	3	491	6	724	30	408	8	442	3.0	10.0
Zircon_23_034	2220	606	0.26	0.0726	0.00094	0.7333	0.01203	0.07319	0.00073	0.01534	0.00034	0.61	455	4	558	7	1003	26	308	7	455	4.0	18.5
Zircon_27_039	561	202	0.34	0.05671	0.00102	0.59044	0.0117	0.07551	0.00063	0.02307	0.00046	0.42	469	4	471	7	480	40	461	9	469	4.0	0.4
Zircon_32_045	232	150	0.61	0.059	0.00118	0.67068	0.01476	0.08286	0.00076	0.02546	0.00051	0.42	513	5	521	9	567	44	508	10	513	5.0	1.5
Zircon_94_119	221	147	0.62	0.06469	0.00123	0.73986	0.01936	0.08353	0.0015	0.02326	0.00084	0.69	517	9	562	11	764	37	465	17	517	9.0	8.0
Zircon_79_101	91	40	0.41	0.06387	0.00224	0.73288	0.02909	0.08455	0.00084	0.02397	0.00025	0.35	523	5	558	17	704	70	518	5	523	5.0	6.3
Zircon_40_054	349	248	0.67	0.06587	0.00112	0.80964	0.01534	0.0889	0.00069	0.0278	0.00053	0.42	549	4	602	8	802	32	554	10	549	4.0	8.8
Zircon_76_098	256	180	0.66	0.06573	0.00126	0.85859	0.01702	0.08926	0.00074	0.0281	0.00053	0.41	551	4	629	9	920	39	560	10	551	4.0	12.4
Zircon_36_050	620	518	0.78	0.063	0.00088	0.78537	0.01274	0.09058	0.00074	0.02707	0.00049	0.51	559	4	589	7	708	30	540	10	559	4.0	5.1
Zircon_25_096	274	194	0.66	0.06231	0.001	0.78706	0.01419	0.09147	0.00076	0.02737	0.00052	0.46	564	4	590	8	685	34	546	10	564	4.0	4.4
Zircon_84_107	399	206	0.48	0.06172	0.00142	0.7849	0.02116	0.09223	0.00071	0.02839	0.0002	0.46	569	4	588	12	664	46	566	4	569	4.0	3.2
Zircon_58_076	249	166	0.62	0.06291	0.00195	0.80551	0.02591	0.09278	0.0008	0.02951	0.00025	0.27	572	5	600	15	705	69	588	42	572	5.0	4.7
Zircon_31_044	154	170	1.03	0.06745	0.00162	0.86516	0.02215	0.09342	0.00083	0.02929	0.00061	0.35	576	5	633	12	852	50	584	12	576	5.0	9.0
Zircon_99_125	72	37	0.48	0.06304	0.00187	0.82714	0.02887	0.09517	0.00098	0.02922	0.00028	0.41	586	6	621	16	710	63	586	5	586	6.0	4.2
Zircon_38_052	66	40	0.57	0.06399	0.0023	0.84347	0.0349	0.09559	0.00103	0.0293	0.00029	0.36	589	6	621	19	741	69	584	6	589	6.0	5.2
Zircon_01_SQB-8_008	1942	385	0.19	0.06827	0.00103	0.94218	0.0176	0.1001	0.00083	0.03046	0.00025	0.53	615	5	674	9	877	32	606	5	615	5.0	8.8
Zircon_26_038	720	133	0.17	0.07068	0.00109	0.98071	0.01953	0.10064	0.00103	0.0305	0.00031	0.58	618	6	694	10	948	32	607	6	618	6.0	11.0
Zircon_16_026	249	62	0.23	0.06302	0.0012	0.88942	0.01999	0.1024	0.00123	0.03181	0.00076	0.53	628	7	646	11	709	41	633	15	628	7.0	2.8
Zircon_75_096	264	197	0.70	0.05947	0.00125	0.89563	0.0293	0.10836	0.001	0.03041	0.00061	0.4	663	6	644	11	584	47	605	12	663	6.0	-3.0
Zircon_57_075	147	17	1.11	0.07063	0.00166	1.06215	0.03671	0.10907	0.00225	0.03306	0.00067	0.67	667	13	735	18	947	50	657	13	667	13.0	9.3
Zircon_45_060	95	33	0.32	0.06605	0.00145	0.99333	0.02396	0.1097	0.00109	0.03311	0.00083	0.41	671	6	700	12	808	42	658	16	671	6.0	4.1
Zircon_55_072	117	27	0.22	0.0662	0.00113	1.1023	0.02066	0.1206	0.00095	0.03803	0.00095	0.41	734	5	754	10	813	32	754	18	734	5.0	2.7
Zircon_15_024	944	345	0.34	0.07797	0.00117	1.32548	0.04184	0.12695	0.00343	0.02455	0.00079	0.87	770	20	870	18	1146	30	490	16	770	20.0	11.5
Zircon_52_069	337	87	0.24	0.06502	0.00097	1.3356	0.0229	0.14013	0.00139	0.04021	0.00084	0.57	845	8	861	10	899	26	797	16	845	8.0	1.9
Zircon_61_080	440	68	0.14	0.07201	0.00109	1.44612	0.02643	0.14562	0.00118	0.04006	0.00035	0.46	877	7	908	11	986	32	871	7	877	7.0	3.4
Zircon_85_108	625	41	0.06	0.07241	0.00097	1.51781	0.02552	0.15202	0.00141	0.04596	0.00043	0.58	912	8	938	10	998	28	908	8	912	8.0	2.8
Zircon_62_081	81	18	0.20	0.07324	0.00157	1.54059	0.03831	0.15257	0.00142	0.04606	0.00042	0.4	915	8	947	15	1021	45	910	8	915	8.0	3.4
Zircon_53_070	145	61	0.39	0.06986	0.00184	1.48994	0.04852	0.15467	0.00177	0.04694	0.0005	0.54	927	10	926	20	1024	49	927	10	927	10.0	-0.1
Zircon_72_093	230	77	0.31	0.07429	0.00132	1.69149	0.03664	0.16403	0.00139	0.04941	0.0004	0.44	979	8	1005	14	1063	37	975	8	1063	37.0	2.6
Zircon_97_123	297	151	0.48	0.07488	0.00105	1.6436	0.02683	0.15882	0.00133	0.04752	0.00086	0.51	950	7	987	10	1065	28	938	17	1065	28.0	3.7
Zircon_67_087	118	70	0.55	0.0761	0.00414	1.66995	0.10024	0.15916	0.00179	0.04785	0.0005	0.25	952	10	997	38	1098	113	945	10	1098	113.0	4.5
Zircon_17_027	173	71	0.38	0.07846	0.00166	1.9207	0.05887	0.17754	0.00261	0.0532	0.00074	0.68	1054	14	1088	20	1159	42	1048	14	1159	42.0	3.1
Zircon_59_077	216	350	1.51	0.07855	0.00118	1.9462	0.03415	0.17944	0.00163	0.05142	0.00098	0.52	1064	9	1097	12	1161	31	1013	19	1161	31.0	3.0
Zircon_91_116	190	96	0.47	0.07856	0.0011	1.9094	0.03098	0.17605	0.00144	0.05171	0.00098	0.51	1045	8	1084	11	1161	26	1019	19	1161	26.0	3.6
Zircon_10_018	231	84	0.34	0.08036	0.00276	1.4862	0.05911	0.13414	0.0015	0.04009	0.00049	0.5	811	9	925	24	1206	68	794	10	1206	68.0	12.3
Zircon_47_063	587	41	0.07	0.08039	0.00105	2.0988	0.03364	0.18488	0.00174	0.05436	0.00136	0.58	1094	9	1148	11	1207	23	1070	26	1207	23.0	4.7

Continuación Tabla 7.2

Zircon_60_078	116	48	0.39	0.08104	0.00122	2.1182	0.03621	0.18927	0.00155	0.05585	0.00106	0.47	1117	8	1155	12	1222	31	1098	20	1222	31.0	3.3
Zircon_03_010	175	102	0.55	0.08126	0.00154	2.1326	0.04465	0.19078	0.00168	0.05641	0.00118	0.43	1126	9	1159	14	1228	38	1109	23	1228	38.0	2.8
Zircon_22_033	250	147	0.55	0.08133	0.00122	2.1182	0.03803	0.18976	0.00164	0.05785	0.00111	0.48	1163	9	1187	12	1239	30	1137	21	1239	30.0	2.0
Zircon_82_105	41	19	0.42	0.08267	0.00303	3.91861	0.07811	0.16832	0.00171	0.05015	0.00053	0.36	1003	9	1088	27	1261	66	989	10	1261	66.0	7.8
Zircon_02_009	387	210	0.51	0.08273	0.00108	2.2777	0.03441	0.19951	0.00194	0.05664	0.00108	0.5	1173	8	1205	11	1263	26	1114	21	1263	26.0	2.7
Zircon_81_104	410	265	0.61	0.08317	0.00116	2.2211	0.03821	0.19352	0.00194	0.05778	0.00111	0.59	1140	10	1188	12	1273	25	1136	21	1273	25.0	4.0
Zircon_54_071	730	497	0.64	0.0838	0.00101	2.0436	0.0309	0.1765	0.00162	0.04678	0.00094	0.6	1048	9	1130	10	1288	21	924	18	1288	21.0	7.3
Zircon_86_110	266	74	0.26	0.08419	0.00118	2.1326	0.03414	0.18271	0.00144	0.04887	0.00098	0.49	1082	8	1157	11	1297	25	964	19	1297	25.0	6.5
Zircon_09_017	89	42	0.44	0.08546	0.00231	2.1594	0.06953	0.18327	0.00201	0.05441	0.00057	0.43	1085	9	1168	22	1326	53	1071	11	1326	53.0	7.1
Zircon_68_088	623	134	0.20	0.08696	0.00104	2.3437	0.03447	0.19541	0.00166	0.05453	0.00115	0.58	1151	9	1226	10	1360	21	1131	22	1360	21.0	6.1
Zircon_89_113	1050	734	0.65	0.08791	0.00114	1.849	0.03271	0.15223	0.00183	0.04338	0.00091	0.68	913	10	1063	12	1381	23	858	18	1381	23.0	14.1
Zircon_44_059	297	249	0.78	0.08919	0.00134	2.7591	0.04771	0.2242	0.00193	0.06521	0.00124	0.5	1304	10	1345	13	1408	29	1277	24	1408	29.0	3.0
Zircon_49_065	357	67	0.18	0.09016	0.00117	2.9194	0.06248	0.23414	0.00398	0.07011	0.00133	0.8	1356	21	1387	16	1429	22	1370	25	1429	22.0	2.2
Zircon_41_056	1212	568	0.44	0.09093	0.00109	1.8841	0.03619	0.14985	0.00225	0.03542	0.00074	0.78	900	13	1076	13	1445	21	704	14	1445	21.0	16.4
Zircon_11_020	103	34	0.31	0.09143	0.00155	3.0633	0.05892	0.24304	0.00219	0.07518	0.00173	0.47	1402	11	1424	15	1456	29	1465	33	1456	29.0	1.5
Zircon_04_011	374	191	0.48	0.092	0.00249	2.78313	0.0888	0.21941	0.00216	0.06463	0.0006	0.45	1279	11	1351	24	1467	52	1266	11	1467	52.0	5.3
Zircon_06_014	163	43	0.25	0.09251	0.00139	2.5386	0.04722	0.19891	0.00219	0.056	0.00134	0.59	1169	12	1283	14	1478	29	1101	26	1478	29.0	8.9
Zircon_46_062	684	153	0.21	0.09325	0.00121	3.0127	0.04615	0.23343	0.00189	0.06973	0.00126	0.53	1352	10	1411	12	1493	22	1362	24	1493	22.0	4.2
Zircon_35_048	1374	367	0.25	0.09376	0.00113	1.2988	0.01988	0.10034	0.00095	0.02025	0.0004	0.62	616	6	845	9	1503	23	405	8	1503	23.0	27.1
Zircon_20_030	276	198	0.67	0.09388	0.00122	3.4186	0.05254	0.26361	0.00216	0.07575	0.00136	0.53	1508	11	1509	12	1506	25	1476	26	1506	25.0	0.1
Zircon_63_082	1233	984	0.75	0.09411	0.00113	1.9325	0.03712	0.14868	0.00223	0.03903	0.00082	0.78	894	13	1092	13	1510	24	774	16	1510	24.0	18.1
Zircon_05_084	584	129	0.21	0.09539	0.00124	2.1365	0.03638	0.16208	0.00178	0.02995	0.00078	0.65	968	10	1161	12	1536	25	596	15	1536	25.0	16.6
Zircon_21_032	337	188	0.52	0.09614	0.00125	3.1217	0.04849	0.23489	0.002	0.06545	0.00131	0.55	1360	10	1438	12	1551	25	1281	25	1551	25.0	5.4
Zircon_69_089	433	468	1.01	0.09616	0.00115	3.1865	0.04509	0.24063	0.00214	0.0679	0.00122	0.53	1388	9	1454	11	1551	23	1328	23	1551	23.0	4.5
Zircon_08_016	125	117	0.88	0.09645	0.00135	3.0952	0.05437	0.24906	0.00214	0.07282	0.00138	0.52	1434	11	1484	13	1557	27	1421	26	1557	27.0	3.3
Zircon_07_015	190	94	0.46	0.09673	0.00135	3.2206	0.05242	0.24138	0.002	0.07079	0.00142	0.51	1394	10	1462	13	1562	26	1382	27	1562	26.0	4.7
Zircon_70_090	76	36	0.44	0.0969	0.00155	3.308	0.06122	0.24767	0.0023	0.07056	0.00141	0.5	1426	12	1483	14	1565	31	1378	27	1565	31.0	3.8
Zircon_56_086	295	145	0.46	0.09962	0.00157	3.73554	0.07922	0.2718	0.00256	0.07178	0.00136	0.51	1482	10	1526	12	1586	24	1401	26	1586	24.0	2.9
Zircon_05_012	931	863	0.87	0.09988	0.0014	1.039	0.01985	0.07689	0.001	0.0452	0.00055	0.68	478	6	723	10	1624	26	291	11	1624	26.0	39.9
Zircon_43_058	854	418	0.46	0.10148	0.00132	3.1352	0.05764	0.22152	0.00288	0.05985	0.00132	0.71	1290	15	1441	14	1651	22	1175	25	1651	22.0	10.5
Zircon_51_068	328	242	0.69	0.10241	0.00143	3.155	0.07446	0.22212	0.00422	0.06147	0.00209	0.81	1293	22	1446	18	1668	23	1206	40	1668	23.0	10.6
Zircon_71_092	260	157	0.57	0.10291	0.00144	3.5125	0.05846	0.24715	0.00222	0.06786	0.00122	0.54	1424	11	1530	13	1677	27	1327	23	1677	27.0	6.9
Zircon_80_102	166	169	0.95	0.10331	0.00176	2.7986	0.03444	0.19586	0.0017	0.05633	0.00118	0.45	1153	9	1355	14	1684	29	1108	23	1684	29.0	14.9
Zircon_64_083	495	298	0.56	0.10449	0.00136	3.9258	0.06098	0.27202	0.00231	0.07992	0.00152	0.55	1551	12	1619	13	1705	25	1554	28	1705	25.0	4.2
Zircon_87_111	256	55	0.20	0.10593	0.00138	3.7637	0.05994	0.2571	0.00237	0.07727	0.00147	0.87	1475	12	1585	13	1731	22	1504	28	1731	22.0	6.9
Zircon_14_023	1407	1846	1.23	0.10866	0.00543	0.94729	0.09753	0.07671	0.0069	0.02093	0.00209	0.87	476	41	677	51	1777	92	419	41	1777	92.0	99.9
Zircon_39_053	110	56	0.48	0.11039	0.00155	4.7274	0.07694	0.31024	0.00257	0.089	0.00169	0.51	1742	13	1772	14	1806	23	1723	31	1806	23.0	1.7
Zircon_50_066	86	50	0.55	0.12071	0.00181	5.0915	0.10801	0.30541	0.00458	0.07637	0.00191	0.71	1718	23	1835	18	1967	24	1488	36	1967	24.0	6.4
Zircon_83_106	185	103	0.52	0.12074	0.00157	5.0862	0.07791	0.30516	0.00247	0.08628	0.00155	0.53	1717	12	1834	13	1967	21	1673	29	1967	21.0	6.4
Zircon_98_112	469	42	0.08	0.12402	0.00149	4.6933	0.07068	0.27418	0.0025	0.07891	0.00174	0.6	1562	13	1766	13	2015	20	1535	33	2015	20.0	11.6
Zircon_24_035	440	43	0.09	0.12923	0.00155	5.6263	0.08083	0.31524	0.00249	0.09142	0.00283	0.55	1766	12	1920	12	2088	21	1768	52	2088	21.0	8.0
Zircon_92_117	83	50	0.56	0.13141	0.00184	6.48	0.10546	0.35675	0.00296	0.10288	0.00206	0.51	1967	14	2043	14	2117	23	1979	38	2117	23.0	3.7
Zircon_37_051	85	74	0.81	0.13154	0.00184	6.6584	0.11082	0.36584	0.00329	0.10504	0.00189	0.54	2010	16	2067	15	2119	25	2019	35	2119	25.0	2.8
Zircon_28_040	443	219	0.46	0.15561	0.00202	6.3448	0.13578	0.29514	0.00502	0.06779	0.00217	0.8	1667	25	2025	19	2409	22	1326	41	2409	22.0	17.7
Zircon_12_021	292	147	0.47	0.17446	0.00209	11.626	0.16639	0.48269	0.00376	0.1319	0.00237	0.55	2539	16	2575	13	2601	20	2504	42	2601	20.0	1.4
Zircon_29_041	193	126	0.61	0.17886	0.00215	12.218	0.18549	0.49471	0.0046	0.13055	0.00248	0.61	2591	20	2621	14	2642	20	2480	44	2642	20.0	1.1
Zircon_78_100	79	45	0.53	0.19555	0.00274	12.019	0.20678	0.44553	0.00446	0.10468	0.00251	0.58	2375	20	2606	16	2789	24	2012	46	2789	24.0	8.9

Tabla 7.3. Datos Isotópicos de (U-Pb LA-ICP-MS) para la arenisca del Grupo 2 de la formación Sierra de los Cuarzos. Muestra SQB-168.

Analysis	ISOTOPE RATIOS										APPARENT AGES (Ma)												
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ	Best age (Ma)	±1σ	% disc								
Zircon_02_009	60	27	0.39	0.05631	0.00411	0.16193	0.01297	0.02086	0.00035	0.00649	0.00011	0.27	133	2	152	11	464	154	131	2	133	2.0	12.5
Zircon_38_052	407	127	0.28	0.0561	0.00314	0.16751	0.0098	0.02156	0.00037	0.00734	0.00038	0.29	138	2	157	9	456	124	148	8	138	2.0	12.1
Zircon_28_040	73	83	0.99	0.0699	0.01253	0.33026	0.06317	0.03427	0.00071	0.0104	0.00025	0.25	217	4	290	48	925	362	209	5	217	4.0	25.2
Zircon_41_056	415	830	1.81	0.05639	0.00209	0.28858	0.01152	0.03656	0.00055	0.01134	0.00033	0.37	231	3	257	9	468	81	233	7	231	3.0	10.1
Zircon_27_039	45	57	0.84	0.05387	0.00237	0.29598	0.0135	0.0399	0.00048	0.01158	0.00028	0.26	252	3	263	11	466	94	228	6	252	3.0	4.2
Zircon_64_083	445	225	0.46	0.05495	0.0017	0.31449	0.0101	0.0416	0.00034	0.01283	0.00038	0.26	263	2	278	8	410	64	258	8	263	2.0	5.4
Zircon_89_113	331	123	0.34	0.05304	0.00437	0.30926	0.02707	0.04229	0.00052	0.01325	0.00033	0.22	267	3	274	21	330	187	266	7	267	3.0	2.6
Zircon_90_114	590	103	0.16	0.05175	0.00167	0.31395	0.0116	0.044	0.00043	0.01383	0.00014	0.31	278	3	277	9	274	74	278	3	278	3.0	-0.4
Zircon_67_087	237	240	0.88	0.08659	0.00433	0.84155	0.0437	0.0696	0.00097	0.01998	0.00066	0.27	434	6	500	24	1351	94	400	13	434	6.0	30.0
Zircon_03_040	2883	2464	0.88	0.08362	0.00344	0.80008	0.04491	0.07039	0.00065	0.02073	0.00066	0.41	437	3	597	8	1360	33	445	11	437	3.0	26.8
Zircon_37_054	3787	3643	0.98	0.08996	0.00162	0.89223	0.04284	0.07049	0.00062	0.02081	0.00068	0.46	451	34	653	37	1425	34	361	16	451	34.0	30.9
Zircon_81_104	474	216	0.24	0.06891	0.00096	0.68794	0.01314	0.02749	0.00094	0.01801	0.00043	0.68	451	6	532	8	896	27	361	9	451	6.0	15.2
Zircon_68_088	727	55	0.12	0.05906	0.00013	0.63064	0.01476	0.07767	0.00062	0.01206	0.00054	0.34	482	4	496	9	569	44	242	11	482	4.0	2.8
Zircon_71_092	345	298	0.75	0.07064	0.00155	0.75285	0.01816	0.07793	0.00077	0.01691	0.00052	0.42	484	5	570	11	947	44	339	10	484	5.0	15.1
Zircon_35_048	803	1065	1.20	0.06133	0.00141	0.67596	0.01683	0.07993	0.00059	0.02152	0.00058	0.31	496	4	524	10	651	49	430	11	496	4.0	5.3
Zircon_13_022	190	183	0.87	0.06475	0.00247	0.73338	0.02624	0.08222	0.00132	0.02591	0.00078	0.45	509	8	559	15	766	67	517	15	509	8.0	8.9
Zircon_58_076	117	68	0.51	0.07041	0.00246	0.80234	0.03147	0.08264	0.00076	0.02506	0.00022	0.33	512	5	598	18	940	69	500	4	512	5.0	14.4
Zircon_48_064	726	416	0.50	0.05964	0.00084	0.68858	0.01087	0.08358	0.00061	0.02581	0.00046	0.45	517	4	532	7	591	30	515	9	517	4.0	2.8
Zircon_52_117	538	49	0.08	0.06467	0.00103	0.76911	0.01366	0.08621	0.00066	0.02456	0.00098	0.44	533	4	579	8	764	31	490	19	533	4.0	7.9
Zircon_95_120	350	92	0.23	0.05995	0.00133	0.71341	0.01895	0.08631	0.00086	0.02666	0.00026	0.53	534	5	547	11	602	45	532	5	534	5.0	2.4
Zircon_62_081	1943	1062	0.47	0.08429	0.0011	1.0399	0.36422	0.08762	0.03067	0.02372	0.00522	1	541	182	724	181	1299	25	474	103	541	182.0	25.3
Zircon_32_045	693	437	0.55	0.06064	0.00085	0.73828	0.02377	0.08823	0.00256	0.0262	0.00047	0.9	545	15	561	14	627	29	523	9	545	15.0	2.9
Zircon_38_052	199	51	0.22	0.0808	0.00417	1.00293	0.05477	0.09002	0.00118	0.02689	0.00044	0.3	556	7	705	28	1217	97	536	9	556	7.0	21.1
Zircon_70_090	176	101	0.50	0.06602	0.00128	0.81608	0.01724	0.09381	0.00063	0.029	0.00055	0.32	572	4	606	10	742	41	578	11	572	4.0	5.6
Zircon_40_054	1388	391	0.24	0.0764	0.00099	1.00884	0.02932	0.09777	0.00249	0.01104	0.00043	0.9	590	15	708	15	1106	25	222	9	590	15.0	16.7
Zircon_52_069	85	46	0.47	0.07238	0.00397	0.98484	0.07464	0.09869	0.00298	0.02983	0.00081	0.67	607	17	696	38	997	108	594	16	607	17.0	12.8
Zircon_92_117	2610	801	0.28	0.07722	0.00131	1.0607	0.02207	0.09934	0.00119	0.01832	0.00051	0.58	611	7	734	11	1127	34	367	10	611	7.0	16.8
Zircon_40_035	245	180	0.67	0.06057	0.00117	0.8366	0.02474	0.10002	0.00095	0.03012	0.00087	0.32	615	6	617	14	624	62	600	17	615	6.0	0.3
Zircon_80_102	529	292	0.48	0.08344	0.00159	1.1709	0.02763	0.10218	0.00143	0.01461	0.00058	0.59	627	8	787	13	1280	35	293	12	627	8.0	20.3
Zircon_85_108	793	479	0.52	0.07639	0.00099	1.0856	0.02963	0.10308	0.00247	0.02106	0.00074	0.88	632	14	746	14	1105	24	421	15	632	14.0	15.3
Zircon_97_123	282	419	1.34	0.06589	0.00231	0.93795	0.03363	0.10305	0.00208	0.03059	0.00086	0.21	632	5	672	18	803	74	609	17	632	5.0	6.0
Zircon_15_024	2407	766	0.28	0.083	0.00108	1.2239	0.02919	0.10707	0.00214	0.03594	0.00194	0.84	656	12	812	13	1269	24	714	38	656	12.0	19.2
Zircon_63_082	201	64	0.29	0.06298	0.00176	0.93328	0.02734	0.1076	0.00093	0.03165	0.00104	0.3	659	5	669	14	708	55	630	20	659	5.0	1.5
Zircon_30_042	866	627	0.63	0.08518	0.00119	1.2707	0.02343	0.10816	0.0013	0.02279	0.00075	0.65	662	8	833	10	1320	26	455	15	662	8.0	20.5
Zircon_70_090	1341	1094	0.74	0.08154	0.00171	1.2731	0.02961	0.11216	0.00112	0.03057	0.00086	0.43	685	6	834	13	1234	38	609	17	685	6.0	17.9
Zircon_88_112	138	47	0.30	0.06114	0.00141	0.97271	0.0257	0.11553	0.00015	0.03137	0.00069	0.49	705	9	690	13	644	46	624	14	705	9.0	-2.2
Zircon_89_113	271	130	0.42	0.07909	0.00127	1.2562	0.03025	0.11628	0.00209	0.02128	0.00064	0.75	709	12	826	14	1174	30	426	13	709	12.0	14.2
Zircon_100_126	178	78	0.38	0.0657	0.00206	1.0587	0.03678	0.11688	0.00085	0.03572	0.00024	0.3	713	5	733	18	797	62	709	5	713	5.0	2.7
Zircon_30_042	291	86	0.27	0.07633	0.00229	1.2545	0.04208	0.11952	0.00179	0.02546	0.00089	0.45	728	10	825	19	1104	59	508	18	728	10.0	11.8
Zircon_29_041	360	31	0.08	0.06994	0.00105	1.227	0.03473	0.1261	0.00303	0.03649	0.00142	0.85	766	17	813	16	927	29	724	28	766	17.0	5.8
Zircon_83_106	344	173	0.44	0.0784	0.00133	1.4526	0.02711	0.13461	0.00104	0.04163	0.00075	0.42	814	6	911	11	1157	31	824	15	814	6.0	10.6
Zircon_47_063	80	41	0.46	0.0684	0.00233	1.2685	0.04533	0.13489	0.00148	0.04075	0.00126	0.3	816	8	832	20	881	69	807	24	816	8.0	1.9
Zircon_22_033	345	186	0.47	0.07124	0.00114	1.3546	0.02549	0.13782	0.00136	0.04032	0.00085	0.53	832	8	870	11	964	31	799	17	832	8.0	4.4
Zircon_39_053	273	305	0.97	0.07348	0.00042	1.39828	0.08738	0.13801	0.00144	0.04165	0.00041	0.26	833	8	888	37	1027	110	825	8	833	8.0	6.2
Zircon_86_110	155	38	0.21	0.0704	0.00131	1.34867	0.03074	0.13894	0.00139	0.04213	0.00042	0.53	839	8	867	13	940	35	834	8	839	8.0	3.2
Zircon_16_026	164	96	0.53	0.07611	0.00236	1.4839	0.03881	0.14607	0.00151	0.0415	0.00112	0.33	852	9	924	20	1098	63	822	23	852	9.0	7.8
Zircon_48_064	283	137	0.44	0.07743	0.00152	1.4593	0.04334	0.14607	0.00131	0.04094	0.00123	0.4	879	7	914	14	1098	42	811	24	879	7.0	3.8
Zircon_74_095	366	52	0.12	0.07026	0.00104	1.43373	0.02293	0.148	0.00094	0.04489	0.0003	0.42	890	5	903	10	936	29	888	6	890	5.0	1.4
Zircon_78_100	113	20	0.16	0.07398	0.00222	1.5132	0.05075	0.1482	0.00222	0.03875	0.00275	0.45	891	12	936	21	1041	56	768	54	891	12.0	4.8
Zircon_60_078	154	84	0.48	0.07542	0.00123	1.5683	0.03113	0.15117	0.00197	0.04732	0.00095	0.66	908	11	958	12	1080	29	935	18	908	11.0	5.2
Zircon_13_022	66	51	0.67	0.06933	0.00879	1.47534	0.23225	0.15433	0.00673	0.04688	0.00168	0.7	925	38	920	95	909	259	926	32	925	38.0	-0.5
Zircon_01_SQB-168_008	182	59	0.28	0.07188	0.00163	1.53161	0.0369	0.15454	0.00103														

Continuación de la Tabla 7.3.

Zircon_44_059	366	168	0.42	0.07217	0.00152	1.6429	0.03747	0.16522	0.00147	0.04864	0.00131	0.38	986	8	987	14	931	42	960	25	985	8.0	0.1
Zircon_81_104	398	153	0.35	0.0703	0.00134	1.6342	0.03732	0.16867	0.00125	0.04938	0.00133	0.36	1003	7	983	13	937	39	974	26	1005	7.0	-2.2
Zircon_80_102	326	79	0.22	0.07426	0.00149	1.8523	0.03944	0.1811	0.00132	0.05401	0.00151	0.33	1075	7	1064	14	1049	40	1063	29	1049	40.0	-0.8
Zircon_31_044	42	30	0.66	0.07448	0.00335	1.7234	0.04432	0.16719	0.00234	0.05157	0.00196	0.29	967	13	1017	32	1055	97	1016	38	1055	97.0	2.0
Zircon_31_044	55	62	0.97	0.07539	0.00181	1.6814	0.04432	0.16185	0.00178	0.04742	0.00095	0.42	997	10	1002	17	1079	46	936	18	1079	46.0	3.5
Zircon_85_108	244	174	0.65	0.0754	0.00158	1.8164	0.04584	0.1756	0.00246	0.05737	0.00184	0.56	1043	13	1051	17	1079	42	1128	35	1079	42.0	0.8
Zircon_65_084	118	104	0.77	0.0761	0.00145	1.6682	0.03582	0.15899	0.00259	0.04899	0.00088	0.46	951	9	997	14	1098	37	967	17	1098	37.0	4.6
Zircon_28_040	426	204	0.43	0.07619	0.00145	1.7653	0.03734	0.16762	0.00156	0.05049	0.00141	0.44	999	9	1033	14	1100	38	996	27	1100	38.0	3.3
Zircon_76_098	231	48	0.18	0.07635	0.00122	1.71172	0.03134	0.16261	0.00136	0.04887	0.00041	0.5	971	8	1013	12	1104	31	964	8	1104	31.0	4.1
Zircon_68_088	604	357	0.51	0.07677	0.00107	1.6543	0.02676	0.15602	0.00126	0.04518	0.00095	0.51	935	7	991	10	1115	27	893	18	1115	27.0	5.7
Zircon_47_063	222	38	0.15	0.07712	0.00134	1.87456	0.04189	0.1763	0.00184	0.05293	0.00054	0.6	1047	10	1072	15	1124	30	1042	10	1124	34.0	2.3
Zircon_10_018	200	106	0.46	0.07718	0.00123	1.5974	0.02865	0.15021	0.00122	0.04623	0.00093	0.46	902	7	969	11	1126	30	915	18	1126	30.0	6.9
Zircon_69_089	141	79	0.51	0.07793	0.00203	2.029	0.05603	0.18871	0.00176	0.05697	0.0016	0.33	1114	10	1125	19	1145	48	1120	31	1145	48.0	1.0
Zircon_79_101	219	104	0.43	0.07809	0.00156	2.1405	0.04515	0.19871	0.00133	0.05446	0.00147	0.32	1168	7	1149	37	1149	37	1072	28	1149	37.0	-0.5
Zircon_95_012	74	32	0.37	0.0783	0.00196	1.9819	0.05731	0.18357	0.00155	0.05420	0.00044	0.39	1086	8	1109	20	1159	46	1083	8	1155	46.0	2.1
Zircon_25_036	115	57	0.45	0.07861	0.0022	2.1613	0.06502	0.19943	0.00219	0.06062	0.00188	0.37	1172	12	1169	21	1162	55	1190	36	1162	55.0	-0.3
Zircon_62_081	348	293	0.76	0.07887	0.00281	2.19812	0.09233	0.20212	0.00219	0.06053	0.00058	0.46	1187	12	1180	29	1169	66	1188	11	1169	66.0	-0.6
Zircon_51_068	998	415	0.38	0.07912	0.00142	1.9353	0.04083	0.17736	0.00195	0.04688	0.00131	0.53	1053	11	1093	14	1175	35	926	25	1175	35.0	3.7
Zircon_53_070	489	325	0.60	0.07955	0.00263	2.06604	0.08848	0.20113	0.00247	0.06018	0.00067	0.5	1181	13	1183	28	1186	64	1181	13	1186	64.0	0.2
Zircon_07_015	76	51	0.61	0.07984	0.002	2.3087	0.06853	0.20862	0.00334	0.06058	0.00052	0.54	1221	18	1215	21	1193	49	1189	38	1193	49.0	-0.5
Zircon_35_070	103	71	0.63	0.08042	0.00201	2.1249	0.06195	0.192	0.00288	0.05523	0.00166	0.51	1132	16	1157	20	1207	46	1087	32	1207	46.0	2.2
Zircon_75_096	117	61	0.45	0.08054	0.00279	1.84042	0.08112	0.16574	0.00292	0.04952	0.00084	0.59	989	16	1060	29	1210	65	977	16	1210	65.0	6.7
Zircon_37_051	533	190	0.32	0.08186	0.00156	2.0247	0.04223	0.1791	0.00154	0.05648	0.00192	0.41	1062	8	1124	14	1242	37	1111	37	1242	37.0	5.5
Zircon_50_066	660	285	0.39	0.08484	0.00153	2.3563	0.04829	0.20135	0.00197	0.05738	0.00149	0.48	1183	11	1229	15	1312	36	1128	28	1312	36.0	3.7
Zircon_10_018	129	54	0.36	0.08507	0.00225	1.70411	0.05197	0.14529	0.00128	0.04316	0.00036	0.42	874	7	1010	20	1317	50	854	7	1317	50.0	13.5
Zircon_08_016	162	112	0.60	0.08415	0.00126	2.3505	0.03921	0.20066	0.00146	0.06704	0.00134	0.44	1179	8	1228	12	1296	27	1312	25	1296	27.0	4.0
Zircon_99_125	299	125	0.36	0.08427	0.00118	2.1955	0.03389	0.18878	0.00123	0.05718	0.00097	0.42	1115	7	1180	11	1299	25	1124	19	1299	25.0	5.5
Zircon_83_106	323	47	0.44	0.08555	0.00171	2.6344	0.05519	0.22156	0.00159	0.06201	0.00181	0.36	1301	8	1310	15	1326	34	1315	34	1326	34.0	0.7
Zircon_41_056	300	93	0.22	0.08555	0.00171	2.6344	0.05519	0.22156	0.00159	0.06201	0.00181	0.36	1301	8	1310	15	1326	34	1315	34	1326	34.0	0.7
Zircon_83_106	323	47	0.44	0.08555	0.00171	2.6344	0.05519	0.22156	0.00159	0.06201	0.00181	0.36	1301	8	1310	15	1326	34	1315	34	1326	34.0	0.7
Zircon_97_123	378	182	0.42	0.08559	0.00112	2.1948	0.04873	0.18522	0.00333	0.04819	0.00169	0.81	1095	18	1179	15	1336	23	951	33	1336	23.0	7.1
Zircon_49_065	861	301	0.30	0.08635	0.00104	1.861	0.03292	0.15596	0.00203	0.03738	0.00093	0.73	934	11	1067	12	1346	22	742	18	1346	22.0	12.5
Zircon_36_050	1823	688	0.34	0.08696	0.00148	1.4349	0.02592	0.11934	0.00073	0.02645	0.00071	0.34	727	4	904	11	1360	32	528	14	1360	32.0	19.6
Zircon_45_060	70	54	0.67	0.08705	0.00238	2.61273	0.10537	0.21767	0.00377	0.0645	0.00101	0.73	1270	20	1304	30	1362	51	1263	19	1362	51.0	2.6
Zircon_23_094	74	60	0.70	0.08721	0.00196	2.5186	0.07023	0.20923	0.00215	0.06198	0.00067	0.42	1225	11	1277	20	1365	41	1216	11	1365	41.0	4.1
Zircon_19_029	93	44	0.41	0.08751	0.00218	2.47426	0.08471	0.20506	0.00316	0.06073	0.00087	0.6	1202	17	1265	25	1372	45	1192	17	1372	45.0	5.0
Zircon_87_111	566	325	0.52	0.08785	0.00167	1.586	0.03482	0.13068	0.00144	0.02067	0.00066	0.5	965	14	965	14	1379	36	414	13	1379	36.0	17.9
Zircon_02_009	2287	1560	0.62	0.08883	0.00159	1.7154	0.03516	0.14058	0.00138	0.03568	0.00096	0.48	848	8	1014	13	1389	34	709	19	1389	34.0	16.4
Zircon_12_021	307	104	0.31	0.08875	0.00169	2.3899	0.05371	0.19468	0.00234	0.0547	0.0017	0.53	1147	13	1240	16	1399	37	1076	33	1399	37.0	7.5
Zircon_84_107	973	631	0.36	0.08898	0.00116	1.8654	0.02886	0.147	0.00137	0.03836	0.00077	0.58	884	8	1047	10	1404	24	761	15	1404	24.0	15.6
Zircon_21_032	247	118	0.41	0.08908	0.00151	2.92602	0.05835	0.13651	0.00259	0.03319	0.00129	0.47	825	15	1005	26	1404	69	660	25	1404	69.0	17.9
Zircon_12_021	217	113	0.45	0.08944	0.00189	2.74363	0.07097	0.22248	0.00189	0.06573	0.00051	0.49	1378	9	1389	15	1406	31	1375	10	1406	31.0	0.8
Zircon_05_012	496	168	0.31	0.08951	0.00179	1.8238	0.06276	0.14612	0.00409	0.02864	0.00149	0.81	879	23	1054	23	1415	38	571	29	1415	38.0	3.4
Zircon_95_120	89	59	0.60	0.08953	0.00233	3.001	0.0836	0.24313	0.00243	0.06906	0.002	0.36	1403	13	1408	21	1416	50	1350	38	1416	50.0	0.4
Zircon_25_036	138	118	0.74	0.08981	0.00135	2.7203	0.04503	0.21982	0.00154	0.0641	0.00109	0.42	1279	8	1334	12	1421	28	1256	21	1421	28.0	4.1
Zircon_17_027	66	74	0.49	0.09024	0.00126	2.6766	0.04426	0.21504	0.00189	0.06491	0.0011	0.54	1256	10	1322	12	1431	25	1271	21	1431	25.0	5.0
Zircon_16_026	68	46	0.53	0.09041	0.00154	2.7296	0.06011	0.21903	0.00307	0.06475	0.00149	0.63	1277	16	1337	16	1434	30	1268	28	1434	30.0	4.5
Zircon_03_010																							

Continuación de la Tabla 7.3.

Zircon_93_118	313	34	0.10	0.09304	0.00177	0.06713	0.26247	0.00157	0.07308	0.00234	0.3	1502	8	1497	16	1489	36	1426	44	1489	36	0.3
Zircon_15_024	310	52	0.25	0.09337	0.00177	0.06874	0.26193	0.00186	0.07709	0.00208	0.36	1500	10	1498	16	1495	36	1495	36	1495	36	0.1
Zircon_26_038	1142	522	0.40	0.09348	0.00112	0.06573	0.26833	0.00186	0.07442	0.00112	1	1217	189	1498	12	1498	21	1498	21	1498	21	8.1
Zircon_43_058	400	80	0.18	0.09384	0.00178	0.07813	0.25694	0.00257	0.07813	0.00258	0.47	1474	13	1488	17	1505	35	1505	35	1505	35	0.9
Zircon_11_020	152	123	0.73	0.09393	0.00216	0.08222	0.24037	0.00216	0.06844	0.00258	0.49	1389	16	1436	20	1507	34	1507	34	1507	34	3.3
Zircon_06_014	1368	286	0.20	0.09455	0.00161	0.08508	0.19661	0.00195	0.04096	0.00123	0.5	1157	11	1296	14	1519	32	1519	32	1519	32	10.7
Zircon_45_060	748	319	0.27	0.09457	0.00161	0.06118	0.25822	0.00167	0.07551	0.00196	0.35	1493	9	1505	14	1520	31	1520	31	1520	31	0.8
Zircon_26_088	133	36	0.24	0.09465	0.00199	0.07617	0.25822	0.00217	0.07613	0.00274	0.37	1481	11	1497	18	1520	31	1520	31	1520	31	0.1
Zircon_56_122	640	260	0.37	0.09468	0.00118	0.05392	0.17438	0.00244	0.02595	0.00091	0.59	1036	13	1208	17	1522	36	1522	36	1522	36	14.2
Zircon_57_075	246	18	0.07	0.09486	0.00129	0.04952	0.24089	0.00157	0.07073	0.00054	0.47	1391	8	1445	12	1525	25	1525	25	1525	25	3.7
Zircon_74_095	481	6	0.01	0.09514	0.00161	0.06445	0.26663	0.00166	0.07199	0.00425	0.39	1524	10	1525	15	1525	30	1525	30	1525	30	0.1
Zircon_63_082	377	476	1.09	0.09514	0.00114	0.04436	0.24481	0.00166	0.06922	0.00118	0.5	1412	9	1461	11	1531	22	1531	22	1531	22	3.4
Zircon_42_057	1614	1084	0.61	0.09519	0.00162	0.05504	0.16795	0.00302	0.05108	0.00153	0.73	1001	17	1188	17	1532	32	1532	32	1532	32	15.7
Zircon_65_084	858	178	0.45	0.09529	0.00172	0.07156	0.2581	0.00284	0.07002	0.00202	0.52	1480	15	1503	17	1534	32	1534	32	1534	32	1.5
Zircon_84_107	1637	363	0.19	0.09528	0.00133	0.17331	0.15379	0.01292	0.03196	0.00767	0.99	922	72	1127	58	1534	24	1534	24	1534	24	18.2
Zircon_19_029	295	107	0.57	0.0954	0.00181	0.06666	0.22766	0.00178	0.06883	0.00186	0.34	1445	9	1482	16	1536	36	1536	36	1536	36	2.5
Zircon_06_014	289	108	0.33	0.09583	0.00125	0.04564	0.22766	0.00178	0.06679	0.00127	0.51	1322	9	1410	12	1544	23	1544	23	1544	23	6.2
Zircon_49_065	418	211	0.46	0.09587	0.00192	0.06473	0.20969	0.00252	0.03952	0.00154	0.51	1227	13	1349	17	1545	37	1545	37	1545	37	9.0
Zircon_42_057	864	749	0.75	0.09609	0.00125	0.05559	0.10184	0.00397	0.02007	0.00092	0.95	625	23	869	24	1550	24	1550	24	1550	24	28.1
Zircon_18_028	188	173	0.80	0.0966	0.00135	0.05177	0.24744	0.00176	0.07389	0.00126	0.46	1425	9	1481	12	1559	24	1559	24	1559	24	3.8
Zircon_73_094	846	176	0.19	0.0967	0.00164	0.07153	0.29036	0.00209	0.08853	0.00248	0.4	1643	10	1608	15	1561	29	1561	29	1561	29	2.2
Zircon_00_066	856	330	0.33	0.09675	0.0015	0.06065	0.17185	0.00267	0.05036	0.00075	0.8	1022	15	1210	19	1562	28	1562	28	1562	28	15.5
Zircon_22_093	897	537	0.54	0.09682	0.00165	0.06471	0.25498	0.00214	0.07301	0.00183	0.44	1464	11	1507	15	1564	32	1564	32	1564	32	2.9
Zircon_56_074	167	100	0.52	0.09683	0.00136	0.06959	0.22231	0.00158	0.06198	0.00112	0.45	1294	8	1399	12	1564	25	1564	25	1564	25	7.5
Zircon_46_062	456	136	0.27	0.0969	0.00174	0.06995	0.2685	0.00201	0.07598	0.00205	0.39	1533	10	1547	15	1565	33	1565	33	1565	33	0.9
Zircon_32_004	51	90	1.59	0.09693	0.00262	0.10653	0.27895	0.00254	0.07659	0.00207	0.32	1586	13	1580	23	1566	30	1566	30	1566	30	0.4
Zircon_53_070	756	239	0.27	0.09692	0.00116	0.07244	0.18937	0.00492	0.03974	0.00207	0.91	1118	27	1281	21	1566	22	1566	22	1566	22	12.7
Zircon_56_074	296	153	0.47	0.09692	0.00184	0.07412	0.26461	0.0023	0.07471	0.00202	0.42	1513	12	1538	17	1566	35	1566	35	1566	35	1.6
Zircon_72_093	90	172	1.72	0.09724	0.00224	0.08449	0.2532	0.00238	0.07152	0.00186	0.37	1455	12	1506	19	1572	40	1572	40	1572	40	3.4
Zircon_31_044	136	98	0.65	0.09822	0.00187	0.07795	0.27954	0.00221	0.0794	0.00214	0.38	1589	11	1590	17	1591	35	1591	35	1591	35	0.1
Zircon_73_094	80	96	1.04	0.09822	0.00167	0.06557	0.25827	0.00204	0.07755	0.00155	0.42	1481	10	1527	15	1592	31	1592	31	1592	31	3.0
Zircon_93_118	191	158	0.72	0.09827	0.00128	0.08594	0.2526	0.00174	0.06691	0.00117	0.47	1452	9	1512	12	1593	25	1593	25	1593	25	4.0
Zircon_76_098	162	89	0.50	0.09864	0.00197	0.07962	0.27337	0.0021	0.07728	0.00209	0.36	1558	11	1575	17	1599	35	1599	35	1599	35	1.1
Zircon_07_087	280	207	0.67	0.09873	0.00178	0.08281	0.18763	0.00338	0.07769	0.00218	0.55	1598	17	1599	17	1600	31	1600	31	1600	31	0.1
Zircon_91_116	308	122	0.34	0.09895	0.00139	0.04545	0.19173	0.00186	0.03807	0.00076	0.55	1163	10	1327	12	1604	24	1604	24	1604	24	12.4
Zircon_55_072	821	101	0.55	0.09912	0.00169	0.07319	0.28018	0.00244	0.07621	0.00198	0.45	1592	12	1600	15	1608	31	1608	31	1608	31	0.5
Zircon_91_116	309	173	0.51	0.09917	0.00188	0.06483	0.21606	0.00238	0.06353	0.00197	0.5	1261	13	1396	17	1609	35	1609	35	1609	35	9.7
Zircon_24_095	614	181	0.26	0.09923	0.00119	0.04914	0.20365	0.00264	0.03896	0.00132	0.74	1195	14	1350	14	1610	21	1610	21	1610	21	11.5
Zircon_04_011	599	180	0.27	0.09928	0.00129	0.05345	0.20318	0.00284	0.05376	0.00161	0.73	1192	15	1355	14	1611	23	1611	23	1611	23	12.0
Zircon_82_105	92	60	0.57	0.09928	0.00235	0.108738	0.22647	0.00215	0.06518	0.00061	0.45	1316	11	1433	22	1611	41	1611	41	1611	41	8.2
Zircon_04_011	272	201	0.67	0.09967	0.00189	0.07575	0.26193	0.00236	0.07432	0.00201	0.43	1500	12	1550	17	1618	35	1618	35	1618	35	3.2
Zircon_20_080	233	98	0.38	0.10008	0.00119	0.09237	0.31061	0.00311	0.08446	0.0022	0.47	1744	15	1694	18	1626	36	1626	36	1626	36	3.0
Zircon_33_046	682	484	0.61	0.10009	0.00113	0.03517	0.11896	0.00202	0.02209	0.00082	0.79	725	12	987	14	1626	23	1626	23	1626	23	26.5
Zircon_71_092	3238	1078	0.79	0.10033	0.00181	0.08868	0.19944	0.00455	0.02789	0.00078	0.55	783	9	1041	14	1630	31	1630	31	1630	31	24.8
Zircon_98_124	106	48	0.39	0.10049	0.00151	0.05543	0.23659	0.00185	0.06943	0.00146	0.46	1369	10	1476	13	1633	26	1633	26	1633	26	7.2
Zircon_59_077	184	90	0.42	0.10052	0.00141	0.06024	0.2557	0.00245	0.07299	0.00139	0.56	1468	13	1538	13	1634	25	1634	25	1634	25	4.6
Zircon_57_075	178	95	0.48	0.10173	0.00203	0.07815	0.26147	0.00193	0.07341	0.00198	0.35	1497	10	1564	17	1656	36	1656	36	1656	36	4.3
Zircon_20_114	305	156	0.46	0.10211	0.00153	0.06596	0.27788	0.00228	0.07929	0.00135	0.48	1581	12	1617	14	1663	26	1663	26	1663	26	2.2
Zircon_40_084	305	156	0.46	0.1025	0.00185	0.08874	0.30914	0.00223	0.08858	0.0023	0.37	1736	11	1707	16	1670	33	1670	33	1670	33	4.7
Zircon_08_016	100	42	0.38	0.10254	0.00226	0.09972	0.29792															

Tabla 7.4. Datos Isotópicos de (U-Pb LA-ICP-MS) para la arenisca del Grupo 3 de la formación Sierra de los Cuarzos. Muestra SQB-167.

Analysis	U(ppm)	Th (ppm)	Th/U	ISOTOPE RATIOS										APPARENT AGES (Ma)											
				²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ	Best age (Ma)	±1σ	% disc.											
Zircon_14_023	249	285	1.04	0.05737	0.00166	0.24475	0.00778	0.03108	0.0004	0.00989	0.00023	0.41	197	3	222	6	506	65	199	5	506	65	197	3.0	11.3
Zircon_19_029	198	278	1.28	0.059	0.00224	0.26225	0.01029	0.03219	0.00023	0.01038	0.00023	0.25	204	2	236	8	567	85	209	5	567	85	204	2.0	13.6
Zircon_31_044	567	765	1.23	0.05231	0.00099	0.25533	0.00534	0.03544	0.00031	0.0113	0.00021	0.43	225	2	231	4	299	40	227	4	299	40	225	2.0	2.6
Zircon_36_110	311	339	0.99	0.05906	0.00159	0.28824	0.00824	0.03569	0.00034	0.0112	0.00024	0.34	226	2	257	6	569	56	225	5	569	56	226	2.0	12.1
Zircon_01_SQB-167_008	194	121	0.57	0.05163	0.00186	0.25515	0.00953	0.03602	0.00036	0.01052	0.00026	0.26	228	2	231	8	269	80	212	5	228	2.0	1.3		
Zircon_32_117	251	366	1.33	0.06193	0.00173	0.32147	0.00956	0.03785	0.00038	0.01204	0.00026	0.34	239	2	283	7	672	54	242	5	672	54	239	2.0	15.5
Zircon_21_032	650	603	0.84	0.05236	0.00115	0.27696	0.00654	0.03841	0.00033	0.01234	0.00023	0.37	243	2	248	5	301	51	248	5	301	51	243	2.0	2.0
Zircon_30_042	142	69	0.44	0.0523	0.00199	0.27727	0.01097	0.03852	0.00042	0.01109	0.00033	0.27	244	3	248	9	299	80	223	7	244	3.0	1.6		
Zircon_09_017	78	30	0.35	0.05689	0.00273	0.30783	0.01548	0.04028	0.0006	0.0114	0.00046	0.3	255	4	272	12	487	109	229	9	255	4.0	6.3		
Zircon_100_126	44	50	1.03	0.05634	0.00349	0.31536	0.02004	0.04046	0.00057	0.01275	0.00034	0.22	256	4	278	15	466	142	256	7	256	4.0	7.9		
Zircon_11_020	75	22	0.26	0.06334	0.00729	0.36473	0.04448	0.04177	0.00065	0.01282	0.00047	0.37	264	4	316	33	720	262	257	9	264	4.0	16.5		
Zircon_35_048	874	627	0.65	0.05527	0.00105	0.32897	0.00679	0.04319	0.00035	0.0136	0.00026	0.39	273	2	289	5	423	39	273	5	423	39	273	2.0	5.5
Zircon_67_087	370	244	0.60	0.05588	0.00145	0.35519	0.00989	0.04609	0.00046	0.01586	0.00049	0.36	290	3	309	7	448	55	318	10	448	55	290	3.0	6.1
Zircon_72_093	542	468	0.79	0.04932	0.00084	0.41263	0.00796	0.06091	0.00055	0.01656	0.00035	0.47	381	3	351	6	163	38	332	7	381	3.0	-8.5		
Zircon_52_069	248	293	1.08	0.05531	0.00116	0.52196	0.01237	0.06862	0.00075	0.02132	0.00043	0.47	428	5	426	8	425	44	426	9	425	44	428	5.0	-0.5
Zircon_29_041	120	121	0.92	0.06081	0.00268	0.60308	0.03152	0.07193	0.0009	0.02218	0.00023	0.39	448	5	479	20	632	88	443	5	632	88	448	5.0	6.5
Zircon_91_116	261	190	0.66	0.0625	0.00125	0.62207	0.01362	0.07194	0.00064	0.02176	0.00044	0.41	448	4	491	9	691	39	435	9	691	39	448	4.0	8.8
Zircon_47_063	1536	71	0.04	0.05836	0.00076	0.60653	0.01033	0.07538	0.00083	0.0186	0.00043	0.64	468	5	481	7	543	27	372	9	543	27	468	5.0	2.7
Zircon_65_084	168	79	0.43	0.05856	0.00649	0.64091	0.07427	0.07938	0.00089	0.02459	0.00041	0.13	492	5	503	46	521	237	491	8	521	237	492	5.0	2.2
Zircon_61_080	25	13	0.45	0.06643	0.00379	0.74861	0.04453	0.08218	0.0014	0.02574	0.00111	0.28	509	8	567	26	820	112	514	22	820	112	509	8.0	10.2
Zircon_05_012	275	155	0.51	0.06327	0.00251	0.74378	0.03411	0.08526	0.00109	0.02617	0.00031	0.4	527	6	565	20	717	87	522	6	717	87	527	6.0	6.7
Zircon_51_068	329	28	0.06	0.06215	0.00126	0.73948	0.01686	0.0863	0.00087	0.02654	0.00027	0.43	534	5	568	10	679	41	530	5	679	41	534	5.0	5.0
Zircon_23_034	196	156	0.72	0.05979	0.00126	0.74906	0.01703	0.0908	0.00079	0.02746	0.00052	0.38	560	5	562	10	596	42	548	10	596	42	560	5.0	1.4
Zircon_71_092	285	189	0.60	0.05112	0.00112	0.64795	0.01566	0.09228	0.00092	0.02511	0.00053	0.42	569	5	507	10	246	49	501	10	246	49	569	5.0	-12.2
Zircon_69_089	356	111	0.28	0.06023	0.00096	0.77848	0.01605	0.09401	0.00122	0.03102	0.00087	0.63	579	7	585	9	612	33	617	17	612	33	579	7.0	1.0
Zircon_03_010	122	89	0.66	0.06196	0.00298	0.80653	0.04433	0.09441	0.00116	0.02905	0.00032	0.45	582	7	601	25	673	106	579	6	673	106	582	7.0	3.2
Zircon_08_016	311	124	0.36	0.06388	0.00102	0.86998	0.01641	0.09881	0.00099	0.02934	0.00062	0.53	607	6	636	9	738	34	584	12	738	34	607	6.0	4.6
Zircon_38_052	223	115	0.47	0.06957	0.00676	0.97621	0.01059	0.10177	0.00166	0.0309	0.00057	0.49	625	10	692	54	916	185	615	11	916	185	625	10.0	9.7
Zircon_53_070	274	123	0.41	0.07049	0.00287	1.05328	0.07763	0.10837	0.00436	0.03286	0.00122	0.91	663	25	731	38	943	78	653	24	943	78	663	25.0	9.3
Zircon_60_078	151	35	0.21	0.06689	0.0014	1.14051	0.02844	0.12365	0.0013	0.03771	0.0004	0.49	752	7	773	13	834	41	748	8	834	41	752	7.0	2.7
Zircon_28_040	124	86	0.63	0.0638	0.00115	1.118	0.0227	0.12724	0.0012	0.03655	0.00077	0.46	772	7	762	11	735	35	726	15	735	35	772	7.0	-1.3
Zircon_79_101	86	90	0.96	0.06926	0.00363	1.30041	0.07949	0.13618	0.00179	0.04137	0.00045	0.41	823	10	846	35	906	104	819	9	906	104	823	10.0	2.7
Zircon_49_065	34	9	0.23	0.07411	0.0026	1.4845	0.05619	0.14529	0.00154	0.04381	0.00048	0.31	874	9	924	23	1044	66	867	9	1044	66	874	9.0	5.4
Zircon_84_107	111	8	0.06	0.0686	0.00123	1.3818	0.02775	0.14615	0.0013	0.04751	0.00271	0.45	879	7	881	12	887	36	938	52	887	36	879	7.0	0.2
Zircon_56_074	458	33	0.07	0.07393	0.00096	1.5935	0.02466	0.15637	0.00131	0.03681	0.00166	0.54	937	7	968	10	1040	25	731	32	1040	25	937	7.0	3.2
Zircon_99_125	104	61	0.53	0.07191	0.00187	1.56997	0.0491	0.1583	0.00153	0.04789	0.00043	0.48	947	8	958	19	984	48	945	8	984	48	947	8.0	1.1
Zircon_93_118	48	36	0.69	0.07158	0.00193	1.584	0.04518	0.16061	0.00148	0.04686	0.00103	0.33	960	8	964	18	974	50	926	20	974	50	960	8.0	0.4
Zircon_26_038	54	33	0.56	0.07251	0.00234	1.61929	0.06038	0.16197	0.00156	0.04895	0.00043	0.35	968	9	978	23	1000	61	966	8	1000	61	968	9.0	1.0
Zircon_54_071	429	127	0.27	0.07341	0.00103	1.6487	0.02642	0.16308	0.00127	0.04946	0.00094	0.48	974	7	989	10	1025	27	976	18	1025	27	974	7.0	1.5
Zircon_45_060	132	33	0.23	0.07392	0.00126	1.9853	0.04249	0.19498	0.00253	0.0532	0.00112	0.6	1148	14	1111	14	1039	32	1048	21	1039	32	1048	21.0	-3.3
Zircon_06_014	559	106	0.17	0.07405	0.00111	1.6509	0.03071	0.16191	0.00178	0.04564	0.00105	0.59	967	10	990	12	1043	31	902	20	1043	31.0	2.3		
Zircon_63_082	81	21	0.23	0.07426	0.00181	1.67516	0.04792	0.16361	0.00175	0.04932	0.00053	0.49	977	10	999	18	1048	46	973	10	1048	46.0	2.2		
Zircon_78_100	201	58	0.26	0.07479	0.0012	1.7346	0.03469	0.16776	0.00201	0.05034	0.00106	0.6	1000	11	1021	13	1063	31	993	20	1063	31.0	2.1		
Zircon_62_081	188	71	0.34	0.07619	0.00152	1.60398	0.03942	0.1527	0.00155	0.0459	0.00045	0.51	916	9	972	15	1100	37	907	9	1100	37.0	5.8		
Zircon_94_119	135	112	0.76	0.07642	0.00168	1.7599	0.04246	0.16749	0.00166	0.05049	0.00106	0.41	998	9	1031	16	1106	40	996	20	1106	40.0	3.2		

Continuación de la Tabla 7.4.

Zircon_18_028	98	90	0.83	0.0777	0.00148	1.8926	0.04055	0.17707	0.00175	0.0531	0.00106	0.46	1051	10	1078	14	1139	39	1046	20	1139	39	0	1139	39	2.5		
Zircon_56_086	766	316	0.38	0.07803	0.00094	2.0162	0.03986	0.18757	0.00178	0.0579	0.0011	0.62	1108	10	1121	10	1148	23	1148	23	1138	21	1148	23	0	1148	23	1.2
Zircon_15_024	124	56	0.41	0.07807	0.00188	1.80466	0.05169	0.16766	0.00156	0.05026	0.00045	0.42	999	9	1047	18	1149	49	1061	9	1149	49	0	1149	49	4.6		
Zircon_98_124	62	42	0.62	0.07835	0.00188	1.9855	0.05052	0.18408	0.00184	0.05411	0.00124	0.38	1089	9	1111	18	1156	43	1065	24	1156	43	0	1156	43	2.0		
Zircon_35_072	171	108	0.58	0.07853	0.00134	1.8296	0.03414	0.16931	0.0013	0.05276	0.001	0.4	1008	7	1056	12	1160	32	1039	19	1160	32	0	1160	32	4.5		
Zircon_27_039	175	141	0.74	0.07958	0.00111	2.1237	0.03535	0.19361	0.00174	0.05688	0.00108	0.55	1141	9	1157	11	1187	26	1118	21	1187	26	0	1187	26	1.4		
Zircon_85_108	97	55	0.52	0.08116	0.00227	2.3347	0.08142	0.20684	0.00246	0.06175	0.00067	0.5	1212	13	1217	25	1225	53	1211	13	1225	53	0	1225	53	0.4		
Zircon_88_112	161	56	0.32	0.08199	0.00131	2.0778	0.05149	0.1832	0.00348	0.05924	0.00164	0.77	1084	9	1140	17	1245	28	1043	31	1245	28	0	1245	28	4.9		
Zircon_36_050	132	59	0.41	0.08211	0.00131	2.3022	0.04193	0.20324	0.00177	0.05357	0.00112	0.48	1193	9	1213	13	1248	29	1055	21	1248	29	0	1248	29	1.6		
Zircon_44_059	1176	378	0.29	0.08315	0.00123	1.81889	0.03556	0.15866	0.00137	0.04724	0.00039	0.54	949	8	1052	13	1273	28	933	8	1273	28	0	1273	28	9.8		
Zircon_82_105	163	44	0.24	0.08316	0.00291	2.14131	0.08273	0.18675	0.00181	0.05611	0.00055	0.29	1104	10	1162	27	1273	66	1094	10	1273	66	0	1273	66	5.0		
Zircon_87_111	139	17	0.11	0.08415	0.00135	2.9302	0.09705	0.25228	0.00732	0.07216	0.0018	0.87	1450	38	1390	25	1296	28	1408	34	1296	28	0	1296	28	-4.3		
Zircon_97_123	109	48	0.40	0.08468	0.00161	2.25347	0.05298	0.19317	0.00175	0.05741	0.0005	0.51	1189	9	1198	17	1308	34	1128	10	1308	34	0	1308	34	4.9		
Zircon_36_050	451	451	0.91	0.08701	0.00113	2.4229	0.03777	0.2024	0.00174	0.06057	0.00127	0.55	1188	9	1249	11	1361	23	1189	24	1361	23	0	1361	23	4.9		
Zircon_77_099	223	76	0.31	0.08771	0.0014	2.6917	0.04895	0.22256	0.00209	0.06822	0.0015	0.51	1295	11	1326	14	1376	29	1334	28	1376	29	0	1376	29	2.3		
Zircon_36_122	174	61	0.32	0.08833	0.0015	2.4267	0.05344	0.19952	0.00279	0.06936	0.00202	0.64	1173	15	1251	16	1390	30	1166	39	1390	30	0	1390	30	6.2		
Zircon_59_077	635	77	0.11	0.09096	0.00111	2.97092	0.04043	0.23688	0.00188	0.06986	0.00057	0.54	1370	10	1400	11	1446	22	1365	11	1446	22	0	1446	22	2.1		
Zircon_34_047	179	128	0.65	0.09184	0.00129	3.0907	0.05317	0.24418	0.00244	0.06826	0.0013	0.58	1408	13	1430	13	1464	25	1335	25	1464	25	0	1464	25	1.5		
Zircon_37_075	904	104	0.10	0.09197	0.0011	2.9456	0.042	0.23221	0.00179	0.07059	0.00127	0.54	1346	9	1394	11	1467	21	1379	24	1467	21	0	1467	21	3.4		
Zircon_04_011	595	72	0.11	0.09203	0.0012	1.8859	0.06166	0.14892	0.00447	0.03735	0.00097	0.92	895	25	1076	22	1468	25	741	19	1468	25	0	1468	25	16.8		
Zircon_33_046	344	246	0.65	0.09205	0.00129	2.7754	0.04604	0.21877	0.00195	0.06536	0.00124	0.54	1275	10	1349	12	1468	25	1280	24	1468	25	0	1468	25	5.5		
Zircon_13_022	1688	543	0.29	0.09209	0.0012	2.0578	0.04085	0.16146	0.00242	0.04653	0.00149	0.75	965	13	1135	14	1469	25	919	29	1469	25	0	1469	25	15.0		
Zircon_75_096	600	205	0.31	0.09254	0.00111	2.9382	0.04372	0.23026	0.00203	0.06534	0.00124	0.59	1336	11	1392	11	1478	22	1279	24	1478	22	0	1478	22	4.0		
Zircon_10_018	195	371	1.73	0.09292	0.0013	3.0205	0.05197	0.23592	0.00236	0.06865	0.0013	0.58	1365	12	1413	13	1486	27	1342	25	1486	27	0	1486	27	3.4		
Zircon_74_095	357	214	0.54	0.09418	0.00141	2.2496	0.06559	0.17538	0.00438	0.04842	0.00165	0.86	1427	15	1497	20	1512	27	956	32	1512	27	0	1512	27	12.9		
Zircon_46_062	178	87	0.44	0.09477	0.00142	3.084	0.05332	0.23563	0.00203	0.06769	0.00135	0.5	1364	11	1429	13	1524	26	1324	26	1524	26	0	1524	26	4.5		
Zircon_58_076	227	203	0.81	0.09526	0.00124	3.5049	0.05444	0.2667	0.00227	0.07417	0.00134	0.55	1524	12	1528	12	1533	23	1446	25	1533	23	0	1533	23	0.3		
Zircon_24_035	117	39	0.30	0.0953	0.00143	3.0896	0.08744	0.23456	0.00563	0.06639	0.00159	0.85	1358	29	1430	22	1534	26	1299	30	1534	26	0	1534	26	5.0		
Zircon_35_120	167	159	0.87	0.09541	0.00134	3.3873	0.05496	0.25724	0.00211	0.07412	0.00141	0.5	1476	11	1501	13	1536	24	1445	27	1536	24	0	1536	24	1.7		
Zircon_20_030	55	82	1.34	0.09568	0.00163	3.3797	0.06501	0.25613	0.00231	0.0758	0.00152	0.46	1470	12	1500	15	1541	33	1477	29	1541	33	0	1541	33	2.0		
Zircon_64_083	244	194	0.72	0.0957	0.00134	3.249	0.06207	0.24613	0.0032	0.07414	0.00141	0.68	1418	17	1469	15	1542	25	1446	27	1542	25	0	1542	25	3.5		
Zircon_25_036	122	100	0.74	0.09651	0.00145	3.3865	0.05822	0.25483	0.00214	0.07443	0.00134	0.49	1463	11	1501	13	1558	26	1451	25	1558	26	0	1558	26	2.5		
Zircon_70_090	179	128	0.65	0.09656	0.00145	3.5061	0.05944	0.26351	0.00208	0.08107	0.00154	0.46	1508	11	1529	13	1559	27	1576	29	1559	27	0	1559	27	1.4		
Zircon_37_051	323	88	0.19	0.09677	0.0013	3.47239	0.06082	0.26025	0.00224	0.07626	0.00064	0.55	1491	11	1521	14	1563	23	1485	12	1563	23	0	1563	23	2.0		
Zircon_12_021	168	87	0.47	0.097	0.00146	3.5223	0.06273	0.26361	0.00253	0.08123	0.00162	0.53	1508	13	1532	14	1567	29	1425	29	1567	29	0	1567	29	1.6		
Zircon_40_054	261	313	1.09	0.09698	0.00126	3.46946	0.12844	0.25548	0.00248	0.07307	0.00153	0.6	1467	13	1507	13	1567	23	1425	29	1567	23	0	1567	23	2.7		
Zircon_40_054	162	155	0.87	0.09824	0.00286	3.46946	0.12844	0.25615	0.00347	0.07494	0.0009	0.65	1470	18	1520	29	1591	47	1461	17	1591	47	0	1591	47	3.3		
Zircon_39_053	336	67	0.18	0.0986	0.00128	4.0193	0.06073	0.29509	0.00227	0.08498	0.0017	0.51	1667	11	1638	12	1598	23	1649	32	1598	23	0	1598	23	-1.8		
Zircon_02_009	244	131	0.49	0.09983	0.0019	2.9794	0.06949	0.20262	0.00324	0.05201	0.00146	0.64	1189	17	1355	19	1621	34	1025	28	1621	34	0	1621	34	12.3		
Zircon_30_066	463	146	0.29	0.10006	0.0013	3.4654	0.05402	0.25123	0.00216	0.07385	0.00148	0.55	1448	11	1519	12	1625	23	1440	28	1625	23	0	1625	23	4.9		
Zircon_43_058	191	150	0.71	0.10081	0.00151	3.7786	0.06533	0.27146	0.00233	0.07637	0.00145	0.5	1548	12	1588	14	1639	26	1488	27	1639	26	0	1639	26	2.5		
Zircon_17_027	234	136	0.53	0.10084	0.00141	3.7377	0.06064	0.26921	0.00221	0.07817	0.00141	0.51	1537	11	1579	13	1640	26	1521	26	1640	26	0	1640	26	2.7		
Zircon_83_106	359	175	0.44	0.10124	0.00142	3.9104	0.06962	0.27982	0.00308	0.0822	0.0014	0.62	1590	16	1616	14	1647	25	1597	32	1647	25	0	1647	25	1.6		
Zircon_41_056	1037	746	0.65	0.10167	0.00122	3.8306	0.05611	0.27332	0.00223	0.07773	0.0014	0.57	1558	12	1599	12	1655	21	1513	26	1655	21	0	1655	21	2.6		
Zircon_76_098	316	158	0.45	0.10472	0.00136	4.3273	0.07656	0.30032	0.0036	0.08844	0.00186	0.68	1693	18	1699	15	1709	23	1713	35	1709	23	0	1709	23	0.4		
Zircon_07_015	627	87	1.28	0.10634	0.00234	3.8117	0.09104	0.26048	0.00242	0.07511	0.00147	0.39	1492	12	1595	19	1738	41	1509	28	1738	41	0	1738	41	6.5		
Zircon_80_102	2053	1529	0.68	0.11015	0.00589	1.72027	0.1142	0.11327	0.00262	0.03275	0.0007	0.42	692	15	1016	43	1802	94	651	14	1802	94	0	1802	94	31.9		
Zircon_73_094	182	237	1.19	0.12401	0.00174	5.6366	0.09089	0.32902	0.00263	0.09572	0.00182	0.49	1834	13	1922	14	2015	24	1848	34	2015	24	0	2015				

Continuación de la Tabla 7.5.

Zircon_80_100	197	93	0.43	0.05474	0.00224	0.16628	0.0071	0.02246	0.00027	0.00735	0.00021	0.29	143	2	156	6	402	89	148	4	143	2	8.3
Zircon_86_108	104	57	0.50	0.06236	0.00331	0.19179	0.01042	0.02237	0.00027	0.00743	0.00027	0.21	143	2	178	9	686	110	138	5	150	5	19.7
Zircon_87_109	177	63	0.32	0.05272	0.00221	0.16265	0.00706	0.02238	0.00025	0.00685	0.00023	0.26	143	2	153	6	317	92	138	5	143	2	6.5
Zircon_29_040	139	59	0.39	0.05498	0.00264	0.16959	0.00839	0.02253	0.00027	0.00688	0.00024	0.24	144	2	159	7	411	109	139	5	144	2	9.4
Zircon_50_064	152	57	0.34	0.05242	0.00257	0.16128	0.00826	0.02254	0.00034	0.00764	0.0003	0.29	144	2	152	7	304	112	154	6	144	2	5.3
Zircon_53_068	300	135	0.41	0.05212	0.00182	0.16145	0.00592	0.0226	0.00025	0.00727	0.0002	0.31	144	2	152	5	291	80	146	4	144	2	5.3
Zircon_62_079	189	94	0.45	0.05216	0.00338	0.1623	0.01159	0.02257	0.00036	0.00709	0.00012	0.28	144	2	153	10	293	148	144	2	144	2	5.9
Zircon_37_050	204	84	0.37	0.04923	0.00266	0.15282	0.00845	0.0227	0.00027	0.00709	0.00027	0.21	145	2	144	7	159	122	143	5	145	2	-0.7
Zircon_41_055	171	58	0.31	0.05043	0.00222	0.15753	0.00714	0.02291	0.00025	0.00817	0.00025	0.24	146	2	149	6	215	101	164	5	146	2	2.0
Zircon_68_086	372	241	0.59	0.04738	0.00205	0.14914	0.00769	0.02283	0.00033	0.00725	0.00015	0.4	146	2	141	7	68	93	146	3	146	2	-3.5
Zircon_76_096	208	131	0.57	0.04841	0.00261	0.15331	0.00915	0.02297	0.00029	0.00728	0.00016	0.27	146	2	145	8	119	115	147	3	146	2	-0.7
Zircon_02_009	236	112	0.43	0.06209	0.00594	0.19725	0.01995	0.02304	0.00034	0.00709	0.00012	0.27	147	2	183	17	677	187	143	2	147	2	19.7
Zircon_15_024	117	43	0.33	0.05346	0.00587	0.17242	0.0198	0.02339	0.00037	0.00732	0.00032	0.23	149	2	162	17	348	218	147	6	149	2	8.0
Zircon_89_111	99	32	0.30	0.04801	0.00336	0.15525	0.01108	0.02336	0.00033	0.00701	0.00036	0.2	149	2	147	10	100	148	141	7	149	2	-1.4
Zircon_34_046	37	11	0.26	0.05549	0.00843	0.18028	0.029	0.02356	0.0007	0.00734	0.00093	0.36	150	4	168	25	432	322	148	19	150	4	10.7
Zircon_88_110	121	41	0.31	0.05629	0.00304	0.18152	0.01017	0.02371	0.00036	0.00697	0.0003	0.27	151	2	169	9	464	116	140	6	151	2	10.7
Zircon_92_115	67	54	0.73	0.05138	0.00503	0.16768	0.01733	0.02367	0.00046	0.00745	0.00028	0.22	151	3	157	15	258	211	150	6	151	3	3.8
Zircon_17_027	508	457	0.82	0.05056	0.00142	0.16604	0.00482	0.02395	0.00018	0.00716	0.00014	0.25	153	1	156	4	221	65	144	3	153	1	1.9
Zircon_61_078	238	180	0.69	0.05219	0.00193	0.17193	0.00656	0.02398	0.00022	0.00731	0.00017	0.25	153	1	161	6	294	85	147	3	153	1	5.0
Zircon_10_018	292	212	0.66	0.05341	0.00155	0.17675	0.00542	0.02414	0.00024	0.00744	0.00016	0.32	154	2	165	5	346	59	150	3	154	2	6.7
Zircon_97_121	309	226	0.66	0.04988	0.00165	0.16615	0.0057	0.02422	0.00023	0.00737	0.00015	0.27	154	1	156	5	189	74	148	3	154	1	1.3
Zircon_83_104	330	239	0.66	0.05115	0.00164	0.17424	0.00584	0.02452	0.00025	0.00792	0.00022	0.29	156	2	163	5	248	71	159	4	156	2	4.3
Zircon_98_122	75	66	0.61	0.0557	0.00373	0.18876	0.01296	0.02482	0.00037	0.00799	0.00027	0.22	158	2	176	11	440	145	161	5	158	2	10.2
Zircon_11_020	235	65	0.25	0.05289	0.00169	0.18273	0.00646	0.02511	0.00038	0.00929	0.00032	0.43	160	2	170	6	324	66	187	6	160	2	5.9
Zircon_60_076	157	77	0.44	0.05528	0.00254	0.19	0.00899	0.02524	0.00028	0.00832	0.00022	0.24	161	2	177	8	424	104	167	4	161	2	9.0
Zircon_96_120	115	74	0.58	0.05143	0.00455	0.17912	0.01703	0.02526	0.00041	0.00795	0.00029	0.26	161	3	167	15	260	191	160	6	161	3	3.6
Zircon_54_069	305	209	0.62	0.05622	0.00332	0.1999	0.01256	0.02579	0.00026	0.00803	0.00009	0.18	164	2	185	11	461	127	162	2	164	2	11.4
Zircon_34_105	64	46	0.65	0.06381	0.00644	0.22883	0.0246	0.02578	0.00053	0.00791	0.00018	0.26	164	3	208	20	735	210	159	4	164	3	21.2
Zircon_32_044	107	55	0.47	0.06197	0.00454	0.22431	0.01792	0.02625	0.00043	0.00808	0.00013	0.3	167	3	205	15	673	161	163	3	167	3	18.5
Zircon_99_123	209	101	0.44	0.05075	0.00193	0.18437	0.00735	0.02654	0.00032	0.00814	0.00022	0.3	169	2	172	6	229	85	164	4	169	2	1.7
Zircon_35_047	216	59	0.25	0.05503	0.00259	0.207	0.01009	0.02705	0.00035	0.00927	0.00044	0.26	172	2	191	8	413	102	187	9	172	2	9.9
Zircon_93_116	938	658	0.64	0.04991	0.001	0.18519	0.00393	0.02703	0.00019	0.00913	0.00016	0.33	172	1	173	3	191	45	184	3	172	1	0.6
Zircon_28_039	406	251	0.56	0.05385	0.00135	0.26513	0.00713	0.03582	0.00035	0.01148	0.00023	0.36	227	2	239	6	365	57	231	5	227	2	5.0
Zircon_08_016	146	91	0.57	0.05878	0.00408	0.33134	0.02453	0.04088	0.00045	0.01266	0.00017	0.39	258	3	291	19	559	147	254	3	258	3	11.3
Zircon_43_057	332	134	0.37	0.05964	0.00195	0.5429	0.02071	0.06602	0.0008	0.0204	0.00024	0.29	412	5	440	14	591	71	408	5	412	5	6.4
Zircon_74_093	87	146	1.52	0.05727	0.00178	0.70801	0.03206	0.0899	0.0009	0.02662	0.00051	0.3	555	5	544	14	502	69	531	10	555	5	-2.0
Zircon_85_106	180	91	0.46	0.06603	0.00178	1.10248	0.0351	0.1211	0.00121	0.03699	0.00035	0.44	737	7	755	17	807	55	734	7	737	7	2.4
Zircon_06_014	512	15	0.03	0.07199	0.00115	1.2031	0.02336	0.12131	0.00133	0.02448	0.00154	0.57	738	8	802	11	986	31	489	30	738	8	8.0
Zircon_01_SQT-8_008	723	13	0.02	0.07384	0.00115	1.75994	0.02924	0.17285	0.00105	0.05214	0.00092	0.39	1028	6	1031	11	1037	30	1027	18	1028	6	0.3
Zircon_36_049	237	158	0.61	0.07346	0.00125	1.815	0.035	0.17959	0.00163	0.05539	0.00089	0.47	1065	9	1051	13	1027	33	1090	17	1065	9	-1.3
Zircon_23_034	339	61	0.40	0.07824	0.00141	2.0974	0.04202	0.19466	0.00171	0.0556	0.00128	0.44	1147	9	1148	14	1153	35	1094	25	1147	9	0.1
Zircon_14_023	332	88	0.24	0.08069	0.00121	2.3018	0.03946	0.20727	0.00172	0.05818	0.00099	0.48	1214	9	1213	12	1214	28	1143	19	1214	28	-0.1
Zircon_16_026	214	115	0.49	0.09192	0.00129	3.1331	0.04772	0.24737	0.00148	0.0701	0.00105	0.39	1425	8	1441	12	1466	27	1369	20	1466	27	1.1

Tabla 7.6. Datos Isotópicos de (U-Pb LA-ICP-MS) para las areniscas vulcanosedimentarias de la formación Pelones. Muestra SQT-5.

Analisis	ISOTOPE RATIOS				APPARENT AGES (Ma)																				
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ	Best age (Ma)	±1σ	% disc										
Zircon_28_041	111	73	0.52	0.005675	0.018082	0.016988	0.019894	0.000239	0.000009	0.000009	0.35	127	2	169	15	799	182	123	2	158	5	127	2	0.249	
Zircon_07_016	332	177	0.42	0.06119	0.0019	0.00648	0.02001	0.0002	0.00029	0.00024	0.3	128	1	158	5	646	64	128	2	169	15	128	2	0.190	
Zircon_15_025	191	108	0.45	0.05584	0.00316	0.00988	0.02001	0.00032	0.00009	0.00019	0.35	128	2	145	9	446	122	126	2	145	9	128	2	0.117	
Zircon_37_038	68	34	0.40	0.0949	0.04032	0.252481	0.03031	0.0004	0.00032	0.00031	0.34	138	3	230	25	1465	215	138	3	230	25	138	3	0.443	
Zircon_29_042	290	207	0.57	0.05904	0.00254	0.016539	0.02032	0.00017	0.00037	0.00023	0.18	131	1	155	6	569	93	118	5	118	5	131	1	0.155	
Zircon_31_045	84	46	0.42	0.14248	0.04444	0.44844	0.04032	0.00032	0.00032	0.00032	0.32	139	2	286	45	1444	224	139	2	286	45	139	2	0.540	
Zircon_31_045	829	47	0.29	0.05121	0.00256	0.152228	0.00783	0.00026	0.00034	0.00034	0.23	144	7	150	113	334	7	134	7	150	113	134	7	0.390	
Zircon_53_072	165	70	0.36	0.05446	0.00218	0.1631	0.00681	0.00031	0.00031	0.00031	0.28	140	2	153	6	390	87	141	6	153	6	139	2	0.92	
Zircon_54_071	105	50	0.38	0.05564	0.00384	0.16673	0.01174	0.00031	0.00032	0.00032	0.2	140	2	157	10	438	150	120	6	157	10	140	2	0.108	
Zircon_19_030	138	60	0.35	0.06068	0.00316	0.18457	0.00981	0.00024	0.00034	0.00034	0.22	141	2	172	8	628	109	149	7	172	8	141	2	0.180	
Zircon_37_052	163	57	0.28	0.05342	0.0024	0.16212	0.00747	0.00029	0.00029	0.00029	0.22	141	1	153	7	347	101	126	6	153	7	141	1	0.78	
Zircon_46_063	213	87	0.33	0.0596	0.00351	0.18151	0.01154	0.00025	0.00063	0.00063	0.29	141	2	169	10	589	127	138	2	169	10	141	2	0.166	
Zircon_47_064	428	343	0.64	0.0508	0.00157	0.15423	0.00498	0.00022	0.00023	0.00023	0.32	141	1	146	4	232	70	133	5	146	4	141	1	0.34	
Zircon_70_091	256	134	0.42	0.06121	0.00355	0.18695	0.01107	0.00027	0.00048	0.00048	0.2	141	2	174	9	647	124	144	10	174	9	141	2	0.190	
Zircon_35_049	79	36	0.37	0.06324	0.00726	0.19371	0.02332	0.00022	0.00037	0.00062	0.00013	0.18	142	2	180	20	716	248	137	3	180	20	142	2	0.211
Zircon_40_095	177	82	0.37	0.06115	0.0084	0.1888	0.02706	0.00034	0.00066	0.00066	0.00013	0.18	142	2	176	23	657	259	138	4	176	23	142	2	0.193
Zircon_52_048	404	51	0.49	0.09843	0.04334	0.48987	0.13449	0.00032	0.00032	0.00032	0.21	142	2	265	103	1595	1088	142	2	265	103	142	2	0.464	
Zircon_23_035	262	162	0.49	0.06261	0.00263	0.19174	0.00827	0.00022	0.00074	0.0003	0.23	143	1	178	7	695	86	143	1	178	7	143	1	0.197	
Zircon_24_036	310	183	0.47	0.0529	0.00249	0.16852	0.0078	0.00018	0.00067	0.00023	0.16	143	1	154	7	325	103	134	5	154	7	143	1	0.71	
Zircon_72_093	169	82	0.39	0.05714	0.00504	0.17629	0.01707	0.00045	0.00095	0.00015	0.31	143	3	165	15	497	195	140	3	165	15	143	3	0.133	
Zircon_71_092	81	40	0.40	0.04871	0.00526	0.15028	0.01787	0.00049	0.00709	0.00059	0.38	143	3	142	16	134	231	143	12	143	16	143	3	0.07	
Zircon_18_074	543	353	0.52	0.05421	0.00146	0.16778	0.00481	0.00024	0.00024	0.00024	0.34	144	1	157	4	380	58	146	5	157	4	144	1	0.83	
Zircon_45_061	568	387	0.54	0.05014	0.00145	0.15492	0.00481	0.00022	0.00022	0.00022	0.36	144	2	146	4	201	66	133	4	146	4	144	2	0.14	
Zircon_05_013	156	85	0.43	0.06653	0.00683	0.20839	0.02331	0.00037	0.00066	0.00014	0.34	145	2	192	20	816	212	140	3	192	20	145	2	0.245	
Zircon_08_017	335	175	0.42	0.06106	0.00397	0.19288	0.01268	0.00022	0.00097	0.00042	0.15	145	1	179	11	641	136	140	3	179	11	145	1	0.190	
Zircon_25_037	124	38	0.24	0.06544	0.00464	0.20542	0.01493	0.00022	0.00066	0.00009	0.14	145	2	150	13	788	149	140	2	150	13	145	2	0.237	
Zircon_63_083	133	68	0.41	0.06505	0.00447	0.20339	0.01488	0.00028	0.00066	0.00009	0.14	145	2	188	13	776	142	140	2	188	13	145	2	0.229	
Zircon_02_010	154	73	0.38	0.04648	0.00558	0.13901	0.01691	0.00022	0.00038	0.00079	0.16	147	3	132	15	230	189	136	16	132	15	147	3	0.114	
Zircon_32_046	154	73	0.38	0.05196	0.00218	0.1641	0.00721	0.00022	0.00066	0.00028	0.3	147	2	154	6	284	95	138	6	154	6	147	2	0.45	
Zircon_35_073	197	115	0.46	0.05091	0.00219	0.16089	0.00723	0.00023	0.00069	0.00029	0.29	147	2	151	6	237	95	141	5	151	6	147	2	0.26	
Zircon_03_011	57	15	0.21	0.06348	0.00698	0.20025	0.02232	0.00039	0.00766	0.00012	0.21	148	3	185	19	724	230	172	15	185	19	148	3	0.200	
Zircon_51_060	416	225	0.43	0.04851	0.0015	0.1546	0.00501	0.00026	0.00741	0.00026	0.3	148	1	146	4	124	67	148	1	146	4	148	1	0.14	
Zircon_20_031	227	123	0.43	0.05216	0.00209	0.16745	0.00695	0.00026	0.00709	0.0003	0.26	148	2	157	6	292	88	143	6	157	6	149	2	0.51	
Zircon_59_078	80	34	0.30	0.04822	0.01222	0.14329	0.04226	0.00032	0.00063	0.00032	0.33	149	3	253	33	1376	272	149	3	253	33	149	3	0.411	
Zircon_43_059	95	49	0.41	0.06886	0.00406	0.22317	0.01359	0.00036	0.00716	0.00054	0.2	150	2	210	14	972	145	150	2	210	14	150	2	0.286	
Zircon_30_043	95	49	0.41	0.06886	0.00406	0.22317	0.01359	0.00036	0.00716	0.00054	0.25	151	2	205	11	895	121	144	7	205	11	151	2	0.263	
Zircon_14_074	136	81	0.47	0.06503	0.00499	0.20755	0.01792	0.00037	0.00738	0.00033	0.48	152	6	191	15	797	155	144	7	191	15	152	6	0.204	
Zircon_26_039	204	68	0.27	0.06303	0.00427	0.20685	0.01464	0.00022	0.00731	0.00009	0.2	152	1	191	12	709	144	147	2	191	12	152	1	0.204	
Zircon_49_066	270	188	0.55	0.05221	0.00172	0.17102	0.00586	0.00022	0.00713	0.00009	0.28	152	1	167	5	297	72	144	5	167	5	152	1	0.50	
Zircon_16_027	392	232	0.66	0.05221	0.00168	0.17878	0.00582	0.00022	0.00752	0.00027	0.31	153	2	160	5	380	67	151	5	160	5	153	2	0.84	
Zircon_48_065	103	82	0.64	0.05832	0.00551	0.19885	0.01994	0.00039	0.00766	0.00012	0.21	157	2	184	17	542	205	154	3	184	17	157	2	0.147	
Zircon_56_075	385	163	0.34	0.05167	0.00129	0.17603	0.00473	0.00024	0.00713	0.00025	0.37	157	2	165	4	271	55	144	5	165	4	157	2	0.48	
Zircon_09_018	282	192	0.54	0.05287	0.00185	0.17992	0.00655	0.00025	0.00793	0.0003	0.28	158	2	168	6	323	77	160	6	168	6	158	2	0.60	
Zircon_41_057	235	200	0.68	0.04683	0.00482	0.16059	0.01756	0.00029	0.00792	0.00052	0.17	158	2	151	15	39	208	159	10	151	15	158	2	0.46	
Zircon_65_085	377	188	0.40	0.05368	0.0014	0.18191	0.00495	0.00022	0.00762	0.00028	0.29	158	2	170	4	358	56	154	6	170	4	158	2	0.71	
Zircon_33_047	220	110	0.29	0.0597	0.00417	0.20503	0.01543	0.00029	0.00777	0.00013	0.36	159	2	189	13	593	151	155	3	189	13	159	2	0.159	
Zircon_64_084	111	57	0.41	0.07261	0.00672	0.2493	0.02381	0.00029	0.00753	0.00014	0.17	159	3	226	19	1003	187	152	3	226	19	159	3	0.296	
Zircon_67_088	89	40	0.35	0.06166	0.00492	0.21208	0.01779	0.00033	0.00768	0.00011	0.24	159	2	195	15	662	169	152	3	195	15	159	2	0.185	
Zircon_38_093	290	219	0.60	0.05087	0.00183	0.17618	0.00663	0.00028	0.00755	0.00026	0.29	161	2	165	6	235	82	152	5	165	6	161	2	0.24	
Zircon_68_089	91	47	0.41	0.06963	0.00736	0.24287	0.02696	0.00037	0.00768	0.00013	0.21	161	2	221	22	918	219	155	3	221	22	161	2	0.271	
Zircon_42_058	171	106	0.49	0.05586	0.00296	0.19538	0.01071	0.00036	0.00844	0.00041	0.26	162	2	181	9	447	117	170	8	181	9	162	2	0.105	
Zircon_58_077	182	86	0.38	0.05																					

Tabla 7.7 Asociación de morfologías de circones con la edad. Esta separación muestra la posible relación de la morfología de los circones de la formación Sierra de los Cuarzos, con las distintas poblaciones edad.










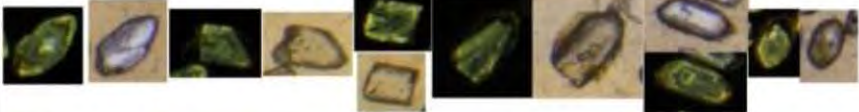
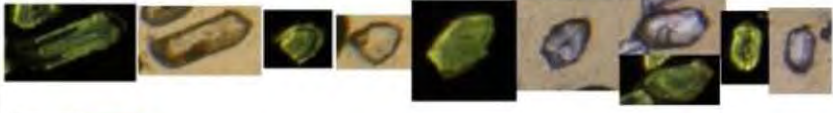

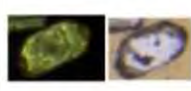
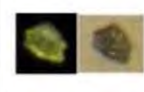

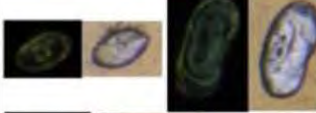

EDAD	Morfologías de Zircones de la formación Sierra de los Cuarzos
Jurásico Medio (161.2-175.6 Ma)	
Triásico Superior (199-228 Ma)	
Permo-triásico (280-245 Ma)	
Ordovícico-Silúrico (467-420 Ma)	
E. Panafricano (700- 500 Ma)	
E. Grenvilliano (1300-900 Ma)	
Meso y Paleoproterozoico (1300-2500)	
Arqueano (2500-4000 Ma)	

Tabla 7.8 Asociación de morfologías de circones con la edad. Esta separación muestra la posible relación de la morfología de los circones de la formación Pelones, con las distintas poblaciones edad.

EDAD	Morfologías de Zircones de la formación Pelones
Cretácico Inferior (145.5-99.6 Ma)	
Jurásico Superior (145.5-161.2 Ma)	
Jurásico Medio (161.2-175.6 Ma)	
Triásico Superior (199-228 Ma)	
Permo-triásico (280-245 Ma)	
Ordovícico-Silúrico (467-420 Ma)	
E. Panafricano (700- 500 Ma)	
E. Grenvilliano (1300-900 Ma)	
Meso y Paleoproterozoico (1300-2500)	
Arqueano (2500-4000 Ma)	

Bibliografía

- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C., y Vassallo, L.F., **2001**, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 18, p. 129-148.
- Allen, J.R.L., **1965**, The sedimentation and paleogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales: Proceedings Yorkshire Geological Society, v. 35, p. 139-85.
- Allen, J.R.L., **1982**, Sedimentary structures: Their character and physical basis: Amsterdam, Elsevier, Development in sedimentology, v. 2, 663p.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., and Fisher, D., **2012**, Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology: Cambridge University Press, 289 p.
- Altamira-Areyán, A., **2002**, Las litofacies y sus implicaciones de la cuenca sedimentaria Cutzamala-Tiquicheo, Estado de Guerrero y Michoacán, México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, 79 p.
- Andersen, T., **2002**, Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report 204Pb. Chemical Geology, v. 192, p. 59–79.
- Arvizu, H.E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Solís-Pichardo, G., Foster, D.A. y Cruz, R.L.S., **2009**, Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 26, p. 709–728.
- Barboza-Gudiño, J.R., **1992**, Geología de la Sierra de Catorce, S.L.P., en Encuentro Hispano Mexicano sobre Geología y Minería, Palacio de Minería, México D.F., Memorias, p. 85-95.
- Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., y Martínez-Macías, P.R., **2004**, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, p. 299–319.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., and Zavala-Monsiváis, A., **2008**, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: Journal of South America Earth Science, v. 25, p. 49–63.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., and Barajas-Nigoche, L.D., **2010**, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: tectonic setting and provenance: Geosphere, v. 6, p. 621–640.

- Bartolini, C., Lang, H., Spell, T., **2003**, Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in north-central Mexico, and its continuation to north South America: *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J.F. (Eds.), *The Circum Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 79, p. 427–461.
- Basu, A., **1976**, Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implications to paleoclimatic interpretation: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46, p. 694-709.
- Basu, A., **1985**, Influence of climate and relief on (mineralogical) compositions of sands released at source areas: *en* Zuffa, G.G. (eds), *Provenance of arenites: NATO ASI Series*, v. 148, p. 1-18.
- Benammi, M., Centeno-García, E., Martínez-Hernández, E., Morales-Gamez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., and Tolson, G., **2005**, Presencia de dinosaurios en la Barranca Los Bonetes en el sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, p. 429–435.
- Bissig, T., Mortensen, J.K., Tosdal, R.M., y Hall, B.V., **2008**, The rhyolite-hosted VMS district of Cuale, Guerrero Terrane, west-central Mexico: silver-rich, base-metal mineralization emplaced in a shallow submarine continental margin setting: *Economic Geology*, v. 103, p. 141–160.
- Blatt, H., **1992**, *Sedimentary Petrology*, 2nd ed.: New York, Oxford, W.H. Freeman and Company, p. 514.
- Bryan, S.E., Ewart, A., Stephens, C.J., Parianos, J., and Downes, P.J., **2000**, The Whitsunday Volcanic Province, Central Queensland, Australia: Lithological and stratigraphic investigations of a silicic-dominated large igneous province: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 99, p. 55-78.
- Burckhardt, C., and Scalia, S., **1906**, Géologie des environs de Zacatecas: Mexico, *in* International Geological Congress, 10th, Excursion Guidebook, v. 16, p. 26.
- Busby, C.J., **2004**, Continental growth at convergent margins facing large ocean basins: a case study from Mesozoic Baja California, Mexico: *Tectonophysics*, v. 392, p. 241-277.
- Caballero-Miranda, C., **1990**, Geología y anisotropía magnética del Jurásico continental del área de Huajuapán de León-Petlalingo, estados de Oaxaca y Puebla, México (Tesis de Maestría): Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 142 p.
- Cabral-Cano, E., Lang, H.R., and Harrison, C.G.A., **2000**, Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: implication for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution: *Journal of South America Earth Science*, v. 13, p. 443–457.

- Campa, M.F., and Coney, P.J., **1983**. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040–1051.
- Campa, M.F., e Iriondo, A., **2004**, Significado de dataciones Cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la evolución de la plataforma Guerrero-Morelos. *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra: GEOS*, v.24, p. 173.
- Campa, M.F., Ramírez, J., Flores, R., y Coney, P.J., **1980**, Terrenos tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos: *V Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana*, México D.F., p. 29.
- Campa, M.F., Ramírez, J., y Bloome C., **1982**, La secuencia volcánico-sedimentaria metamorfizada del Triásico (Ladiniano-Cárnico) de la región de Tumbiscatio, Michoacán: *Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional*, 6a, Abstracts, p. 48.
- Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C., y Silva-Romo, G., **2013**, Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla-Huajuapán de León, Oaxaca: *Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 30, no. 1, p. 24-50.
- Cantú-Chapa, A., **1969**, Una nueva localidad Triásico Superior en México: *Revista Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 1, p. 71–72.
- Carrillo-Martínez., M., **2000**, Resumen de la geología de la Hoja Zimapán, estados de Hidalgo y Querétaro, escala 1:100,000: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D.F., Carta Geológica de México, Serie 1:100,000*, 1 mapa con texto.
- Centeno-García, E., **1994**, Tectonic evolution of the Guerrero Terrane, Western, Mexico: *University of Arizona, Tesis Doctoral*. Inédita.
- Centeno-García, E., **2005**, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography: *Special Paper of the Geological Society of America*, v. 393, p. 233–258.
- Centeno-García, E., and Keppie, J.D., **1999**, Latest Paleozoic-early Mesozoic structures in the central Oaxaca Terrane of southern Mexico: Deformation near a triple junction: *Tectonophysics*, v. 301, p. 231–242.
- Centeno-García, E., and Silva-Romo, G., **1997**, Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, no. 2, p. 244–260.

- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J. and Ortega-Gutiérrez, F., **1993**, Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, v. 21, p. 419–422.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., and Iriondo, A., **2003**, Geologic and tectonic evolution of the western Guerrero terrane: a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico: *in* Alcayde, M., and Gómez-Caballero, A., eds. *Geologic transects across Cordilleran Mexico. Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting (Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4–7, 2003)*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Special Paper, v. 1, p. 201–228.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M. and Talavera-Mendoza, O., **2008**, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: *Geological Society of America Special Paper*, v. 436, p. 279–308.
- Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C. y Silva-Romo, G., **2009**, Sedimentología de la Formación Matzitzi (Paleozoico superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla-San Luis Atolotitlán, Estado de Puebla: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, no. 1, p. 18–36.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M. and Gehrels, G., **2011**, Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 123, p. 1776–1797.
- Cerca-Martínez, L.M., Aguirre-Díaz, G.D.J., and López-Martínez, M., **2000**, The geologic evolution of the southern Sierra de Guanajuato, Mexico: A documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, v. 42, p. 131-151.
- Chávez-Aguirre, R., **1968**, Bosquejo geológico de la sierra del Peñón Blanco, Zacatecas: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 78 p., Inédita.
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspard, D., Sánchez, A., Yta, M., **1988**, Une discordance anté-albienne datée par une faune d'ammonites et de brachiopods de type thétisien au Mexique central: *Geobios*, v. 21, p. 125–135.
- Collinson, J.D., **1970**, Bedforms of the Tana River, Norway: *Geografiska Annaler*, v. 52A, p. 31-56.
- Collinson, J.D., and Thompson D.B., **1987**, *Sedimentary Structures 2nd ed.*: Allen and Unwin, London, 207 p.

- Connelly, J.N., **2001**, Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost for concordancy in U/Pb geochronology: *Chemical Geology*, v. 172, p. 25-39.
- Córdoba-Méndez, D.A., **1964**, Geology of Apizolaya quadrangle (east half), northern Zacatecas, Mexico: Austin, Estados Unidos de América, University of Texas, Tesis de Maestría, 111 p.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., and Kinny, P., **2003**, Atlas of zircon textures: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 53, p. 469–500.
- Critelli, S., Marsaglia, K.M., Busby, C.J., **2002**, Tectonic history of a Jurassic backarc-basin sequence (the Gran Cañon Formation, Cedros Island, Mexico), based on compositional modes of tuffaceous deposits: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 114, p. 515-527.
- Dávila-Alcocer, V.M., Centeno-García, E., Barboza-Gudiño, R., Valencia, V., Fitz, D.E., **2008**, Detrital Zircon Ages from the El Chilar Accretionary Complex and Volcaniclastic Rocks of the San Juan de la Rosa Formation, Toliman, Queretaro, Mexico: *in Geological Society of America, Cordilleran Section, Joint meeting, Houston, Texas, EUA, Geological Society of America, Abstracts*, v. 40, p. 198.
- Dávila-Alcocer, V.M., Centeno-García, E., Valencia, V., y Fitz-Díaz, E., **2009**, Una nueva interpretación de la estratigrafía de la región de Toluca, Estado de Querétaro: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 61, p. 491–497.
- Dávila-Alcocer, V.M., Centeno-García, E., y Meriggi, L., **2013**, Caracterización y ambiente tectónico de las rocas máficas del Complejo El Chilar: evidencias de un prisma de acreción pre-Jurásico Tardío en el centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 65, no. 1, p. 83-98.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., York, D., y Hall, C.M., **1992**, Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 29, p. 1590-1604.
- Dickinson, W.R., **1970**, Interpreting detrital modes of greywacke and arkose: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, p. 695–707.
- Dickinson, W.R., **1985**, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones: *In Zuffa, G. G., ed. Provenance of arenite: NATO Advanced Study Institute Series*, Dordrecht, Reidel, p. 333–363.
- Dickinson, W.R, and Lawton, T., **2001**, Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1142–1160.
- Dickinson, W.R., and Suczek, C.A., **1979**, Plate tectonics and sandstone composition: *AAPG Bulletin-American Association of Petroleum Geologist*, v. 63, p. 2164–2172.

- Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Shoemaker, S., Ruiz, J., and Valencia V.A., **2004**, Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology: Geological Society of America Bulletin, v. 116, no. 7/8, p. 1016-1025.
- C.D'Amico, F. Innocenti, F.P. Sassi, **1987**, Magmatismo e Metamorfismo, Utet, Torino, p. 536
- Elías-Herrera, **2004**, Geología pre-Cenozoica de la región de Tejupilco, estado de México, y sus implicaciones tectónicas: México D.F., Universidad nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de Doctorado, 201 p.
- Elías-Herrera, M., and Ortega-Gutiérrez, F., **1998**, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico): geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center –Comment: Tectonophysics, v. 292, p. 321–326.
- Elías-Herrera, M. and Ortega-Gutiérrez, F., **2002**, Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications: Tectonics, v. 21, no. 3, p. 1–19.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., and Macías-Romo, C., **2000**. Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation: Journal of South American Science, v. 13, p. 355–375.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A. e Iriando, A., **2005**, La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 57, no. 1, p. 83–109.
- Enos, P., **1974**, Reefs, platforms, and basins of middle Cretaceous in northeast Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 800-809.
- Erben, H.K., **1956**, El Jurásico Medio y el Calloviano de México: XX Congreso Geológico Internacional, México, p. 139.
- Fastovsky, D.E., Hermes, O.D., Strater, N.H., Bowring, S.A., Clark, J.M., Montellano, M., and Hernandez R., **2005**, Pre–Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico: *in* Anderson, T.H., et al., eds., The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Paper, v. 393, p. 259–282.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., and Carrasco-Nuñez, G., **1999**, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: Geology, v. 24, p. 303-308.

- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M., and Manetti, P., **2000**, Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v. 316, p. 161-185.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Camprubí, A., Rubio-Ramos, M.A., y Prol-Ledesma, R.M., **2008**, Deformación, vetas, inclusiones fluidas y la evolución tectónica de las rocas cretácicas de Valle de Bravo, Estado de México, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, no. 1, p. 59–81.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., **2011**, Comparison of tectonic styles in the Mexican y Canadian Rocky Mountain Fold-Thrust Belt, in Poblet, J., and Lisle, R., eds., *Kinematics and Tectonic Styles of Fold-Thrust Belts: Geological Society of London Special Paper 349*, p. 149–167.
- Folk, R.L., **1974**, *Petrology of Sedimentary Rocks*: Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, 182 p.
- Freydier, C., Lapierre, H., Briquieu, L., **1997**, Volcaniclastic sequences with continental affinities within the late Jurassic early Cretaceous Guerrero intra-oceanic arc terrane (western Mexico): *Journal of Geology*, v. 105, p. 483–502.
- Gazzi, P., **1966**, Le arenarie del flysch sopracretaceo dell' Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro: *Mineralogica e Petrografica Acta*, v. 12, p. 69-97.
- Gehrels, G., **2012**, Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities: *in* Busby, C. and Azor-Pérez, A., (eds), *Tectonics of Sedimentary Basins, Recent Advances*: Chichester, UK, John Wiley and Sons, p. 47-62.
- Goldhammer, R.K., **1999**, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, *in* Bartolini, C., et al., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of America Special Paper*, v. 340, p. 197–210.
- Gómez-Luna, M.E., Cedillo-Pardo, E., Contreras y Montero, B., Gallo-Padilla, I., y Martínez-Cortés, A., **1998**, Un nuevo perfil del Ladiniano-Cárnico inferior con fauna de amonoideos en La Ballena, Zacatecas, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, no. 1, p. 38-45.
- Guerrero-Suástegui, M., **1997**, *Depositional History and Sedimentary Petrology of the Huetamo Sequence, Southwestern Mexico*: El Paso, Texas, E.U.A., University of Texas, Tesis de Maestría. Inédita.
- Guerrero-Suástegui, M., **2004**, *Depositional and Tectonic History of the Guerrero Terrane, Sierra Madre de Sur; with Emphasis on Sedimentary Successions of the Teloloapan Area, southwestern Mexico*: Newfoundland, Canadá, Department of Earth Sciences, Memorial University, Tesis de Doctorado, 600 p. Inédita.

- Guerrero-Suástegui, M., Ramírez-Espinosa, J., Talavera-Mendoza, O., Campa-Uranga, M.F., **1991**, El desarrollo carbonatado del Cretácico Inferior asociado al arco de Teloloapan, Noroccidente del Estado de Guerrero: Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoria, p. 67-70.
- Gutiérrez-Amador, **1908**; Gutiérrez-Amador, M., 1908, Las capas cárnicas de Zacatecas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 4, p. 29–35.
- Hernández-Treviño, T., Torres de León, R., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Bernal, M.S., Morales-Contreras, J.J., **2004**, Edad de la Formación Chapolapa en la localidad del Río Cochoapa al este del Ocotito, estado de Guerrero: IV Reunión Mexicana de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Qro., p. 338.
- Imlay, R.W., **1943**, Jurassic formations of the gulf region: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 27, p. 407-533.
- Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M., Jr., and Diaz, T., **1948**, Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 32, p. 1750–1761.
- Ingersoll, R.V. and Cavazza, W., **1991**, Reconstruction of Oligo-Miocene volcanoclastic dispersal patterns in north-central New Mexico using sandstone petrofacies: *in* Fisher, R. V. and Smith, G.A., eds., Sedimentation in volcanic settings: SEPM Special Publication, v. 45, P. 227-236.
- Ingersoll, R.V., and Suczek, C.A., **1979**, Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal Fans, DSDP sites 211 and 218: Journal of Sedimentary Petrology, v. 49, p. 1217–1228.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., and Sares, S.W., **1984**, The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method: Journal of Sedimentary Petrology, v. 54, no. 1, p. 103–116.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), **2001**, Carta Topográfica Buenavista F14-C55, escala 1:50,000: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Keppie, J.D., **2004**, Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey: International Geology Review, v. 46, no. 9, p. 765–794.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., and López, R., **2003**, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxaca complex, southern Mexico: tectonic implications: Precambrian Research, v. 120, p. 365-389.

- Keppie, J.D., Nance, R.D., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Miller, B.V., Fox, D., Powell, J.T., Mumma, S.A. and Lee, J.K.W., **2004a**, Mid-Jurassic tectonothermal event superposed on a Paleozoic geological record in the Acatlán Complex of southern Mexico: hotspot activity during the breakup of Pangea: *Gondwana Research*, v. 7, no. 1, p. 239–260.
- Keppie, J.D., Sandberg, C.A., Miller, B.V., Sánchez-Zavala, J.L., Nance, R.D., and Poole, F.G., **2004b**, Implications of Latest Pennsylvanian to Middle Permian paleontological and U-Pb SHRIMP data from the Tecamate Formation to re-dating tectonothermal events in the Acatlán Complex, Southern Mexico: *International Geology Review*, v. 46, no. 8, p. 745–753.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B. and Nance, R.D., **2008**, Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin: *Tectonophysics*, v. 461, no. 1/4, 277–290.
- Kirsch, M., Keppie J.D., Murphy B., and Solari L., **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: *Geological Society of America Bulletin*, v. 124, no. 9-10, p. 1607-1628.
- Kretz, R., **1983**, Symbols for rock-forming minerals: *American Mineralogist*, v.68, p.277–279.
- Lang, H.R., Barros, J.A., Cabral-Cano, E., Draper, G., Harrison, C.G.A., Jansma, P.E. and Johnson, C.A., **1996**, Terrane deletion in northern Guerrero state: *Geofísica Internacional*, v. 35, p. 349–359.
- Lapierre, H., Ortiz, L.E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., Zimmermann, J.L., **1992**, A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 108, p. 61–77.
- Lehmann, C., **1998**, Controls on cyclostratigraphy of lower Cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila platforms, Northeastern Mexico: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, no. 6, p. 1109-1130.
- Lehmann, C., Osleger, D.A, Montañez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., and Banner, J., **1999**, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 111, no. 7, p. 1010-1029.
- Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), **2012**, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico, Centro de Geociencias, http://www.geociencias.unam.mx/~solari/index_files/LEI/LA-ICPMS.html (Consulta en marzo de 2012).

- López-Doncel, R., **2003**, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 20, no. 1, p. 1-19.
- López-Infanzón, M., **1986**, Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las Formaciones Huizachal y Nazas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 47, no. 2, p. 1-42.
- Lowe, D.R., **1976**, Grain flow and gain flow deposits: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46, p. 188-199.
- Ludwig, K.R., **2008**, User's Manual for Isoplot 3.6: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center, Special Publication, no. 4, 77 p.
- Mack, G.H., **1981**, Composition of modern stream sand in a humid climate derived from a low-grade metamorphic and sedimentary foreland fold-thrust belt of north Georgia: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, no. 4, p. 1247-1258.
- Mack, G.H., and Suttner, L.J., **1977**, Paleoclimatic interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado Front Range: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 47, p. 89-100.
- MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H., and Guilford, C., **1982**, Atlas of igneous rocks and their textures: Longman Harlow, 148 p.
- Maldonado-Koerdell, M., **1948**, Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre el Triásico de Zacatecas: *Anales de la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas*, v. 5, p. 291-306.
- Mariscal-Ramos, C., Talavera-Mendoza, O., Centeno-García, E., Morales-Gámez, M., y Benammi, M., **2005**, Preliminary magnetostratigraphic study of the upper cretaceous dinosaur site from La Barranca Los Bonites, Tiquicheo (Michoacán State, Southern Mexico): *Reunión Annual de la Unión Geofísica Mexicana*, v. 25, no. 1, p. 57-58.
- Marsaglia, K.M., Pavia, J.A., and Maloney, S.J., **2007**, Petrology and provenance of Eocene-Albian sandstones and grainstones recovered during ODP Leg 210: implications for passive margin (rift-to-drift) sandstone provenance models, *In* Tucholke, B.E., Sibuet, J.-C., and Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 210: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 1-47.
- Martínez-Pérez, J., **1972**, Exploración geológica del área El Estribo-San Juan Francisco, San Luis Potosí (Hojas K-8 y K-9): *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 24, p. 325-402.
- Martínez-Reyes, J., **1992**, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D.F., *Cartas Geológicas y Mineras* no. 8.

- Martini, M., **2008**, Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario temprano: Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis de Doctorado en Ciencias de la Tierra, 267 p. Inédita.
- Martini, M., and Ferrari, L., **2011a**, Style and chronology of the Late Cretaceous shortening in the Zihuatanejo area (south-western Mexico): Implications for the timing of the Mexican Laramide deformation: *Geosphere*, v. 7, p. 1469–1479.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V., and Serrano-Duran, L., **2009**. Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in Southwestern Mexico: no role for terrane accretion, *in* Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., *Backbone of the Americas, Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir*, v. 204, p. 151–182.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Valencia, V., **2010**, Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo area, southwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 27, no. 3, p. 412–430.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., **2011b**, Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane: *Journal of Geology*, v. 119, p. 597–617.
- Martini, M., Solari, L., y Camprubí, A., **2013**, Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato, central Mexico: New insights for the structural evolution of arc–continent collisional zones: *International Geology Review*, v. 55, p. 574–589.
- Mendoza, O.T., y Suástegui, M.G., **2000**, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero terrane (western Mexico): Implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during late Mesozoic: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 297–324.
- Middleton, G.V. and Hampton M.A., **1973**, Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition, *in* Middleton, G.V., and Bouma, A.H., (eds.), *Turbidites and deep water sedimentation*: Los Angeles, Pacific Section, p. 1-35.
- Middleton, G.V. and Hampton M.A., **1976**, Subaqueous sediment transport in deposition by sediment gravity flows, *in* Stanley, D.J., and Swift, D.J.P., eds., *Marine sediment transport and environmental management*: New York, John Wiley and Sons, p. 197-215.
- Miller, B.V., Dostal, J., Keppie, J.D., Nance, R.D., Ortega-Rivera, and Lee, J.K.W., **2007**, Ordovician calcalkaline granitoids in the Acatlán Complex, southern Mexico: Geochemical and geochronologic data and implications for the tectonics of the Gondwanan margin of the

- Rheic Ocean, *in* Linneman, U., et al. (eds.), The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian–Variscan collision: Geological Society of America Special Paper, v. 423, p. 465–475.
- Mixon, R.B., Murray, G.E., and Diaz, T.G., **1959**, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 43, p. 757–771.
- Mohr y Zanettin, **1988**, Flood and shield basalts from Ethiopia, Magmas from the African superswell: Journal of Petrology, v. 45, no. 4, p. 793-834.
- Morales-Gómez, M., **2005**, Geología estructural del sistema de fallas transcurrentes poscretácico de la región de Tiquicheo, Michoacán, sur de México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, 102 p.
- Morales-Gómez, M., Keppie, J.D. and Norman, M.D., **2008**, Ordovician-Silurian rift-passive margin on the Mexican margin of the Rheic Ocean overlain by Carboniferous-Permian periacaric rocks: Evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico: Tectonophysics, v. 461, no. 1/4, p. 291–310.
- Morán-Zenteno, D.J., Caballero-Miranda, C.I., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, B., González-Torres, E., **1993**, Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca terrane, southern Mexico: Geofísica Internacional, v. 32, no. 3, p. 453–473.
- Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., Gabites J.E., **2008**, Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulphide deposits in the Guerrero terrane of Central Mexico: constraints from U-Pb age and Pb isotope studies: Economic Geology, v. 103, p. 117–140.
- Moya-García, Christian Uriel, **2009**, Análisis de facies y procedencia de las sucesiones marinas jurásico-cretácicas del área de San Antonio-Villa Bernal, estado de Querétaro: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 130 p. Inédita.
- Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B. and Dostal, J., **2006**, Acatlán Complex, southern Mexico: Record spanning the assembly and breakup of Pangea: Geology, v. 34, p. 857–860.
- Nieto-Samaniego, A.F., Macías-Romo, C., and Alaníz-Alvarez, S.A., **1996**, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 13, p. 117-122.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., **1999**, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre

- Occidental Volcanic Province, México: Geological Society of America Bulletin, v. 111, p. 347-363.
- Ortega-Gutiérrez, F., **1978**, Notas sobre la geología del área entre Santa Cruz y Ayuquila, estados de Puebla y Oaxaca: Paleontología Mexicana, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, v. 44, no. 3, p. 17-26.
- Ortega-Gutiérrez, F., **1981**, Metamorphic belts in southern Mexico and their tectonic significance: Geofísica Internacional, v. 20, p. 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., and Centeno-García, E., **1995**, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: Geology, v. 23; no. 12, p. 1127–1130.
- Ortiz-Hernández, L.E., Chiodi, M., Lapierre, H., Monod, O., Calvet, P., **1992**, El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato-características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas, implicaciones geodinámicas: Revista del Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México, v. 9, no. 2, p. 126–145.
- Ortiz-Hernández, L.E., Acevedo-Sandoval, O.A., and Flores-Castro, K., **2003**, Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central Mexico: geochemical and mineralogical data: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 30, p. 27–40.
- Owen, G., **1987**, Deformation processes in unconsolidated sands, in Jones, M.E., and Preston, R.M.F., (eds.), Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks: Geological Society of London, Special Publication, v. 29, p. 11-24.
- Palazuelos, C.R., **1970**, Exploración Geológica del Área de Laguna Seca De Real de Catorce, S.L.P., (Hojas México J-8, J-9).Informe Geológico No. 534 ZN, Petróleos Mexicanos.
- Pantoja-Alor, J., **1970**, Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro-septentrional de Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana, Libreto-guía de la Excursión México-Oaxaca, p. 67-84.
- Pantoja-Alor, J., **1972**, La Formación Nazas del levantamiento de Villa Juárez, Estado de Durango: II Convención Nacional, Sociedad Geológica Mexicana, Memorias, p. 25-31.
- Pantoja-Alor, J., y Estrada-Barraza, S., **1986**, Estratigrafía de los alrededores de la mina de fierro de El Encino, Jalisco: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 47, no.1., p. 1–15.
- Pantoja-Alor, J., and Gómez-Caballero, J.A., **2003**, Geologic features and biostratigraphy of the Cretaceous of southwestern México (Guerrero Terrane), in Alcayde, M., and Gómez-Caballero, A., eds., Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting,

- Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-7, 2003, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Special Paper, v. 1, p. 229-260.
- Pérez-Ibargüengoitia, J.M., Hokuto-Castillo, A., De Cserna, Z., **1965**, Estratigrafía y Paleontología del Jurásico Superior de la parte centro meridional del estado de Puebla. Reconocimiento geológico del área de Petlalcingo-Santa Cruz, Municipio de Acatlán, estado de Puebla: Paleontología Mexicana, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, v. 21, p. 1-22.
- Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F., Solorio-Munguía, J.G., **1996**, Geología del volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 13, no. 2, p. 174-183.
- Pindell, J.L., **1985**, Alleghanian reconstruction and subsequeute evolution of the Gulf of México, Bahamas, and Proto-Caribbean: Tectonics, v. 4, p. 1–39.
- Postma, G., **1986**, Classification for sediment gravity-flow deposits on flow conditions during sedimentation: Geology, v. 14, no. 4, p. 291-294.
- Postma, G., Kleinspehn, K.L., and Nemec, V., **1984**, Outsized clasts in high-density turbidity currents: A mechanism for their transport: European Meeting of Sedimentology, 5th, Marseille, Abstracts, p. 366-367.
- Quintero-Legorreta, O., **1992**, Geología de la región de Comanja, Estados de Guanajuato y Jalisco: Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, v. 10, no. 1, p. 6–25.
- Ramírez-Espinoza, J., Campa-Uranga, M.F., Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suástegui, M., **1991**, Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas: Congreso Evolución Geológica de México, Soc. Mex. Miner., Instituto de Geología, UNAM, Memorias, p. 163-166.
- Ramsay, J.G., and Huber, M.I., **1987**, The techniques of Modern Structural Geology: Harcourt Brace Jovanovich Publishers, Alden Press, Oxford, v. I, 308 p.
- Ramos-Arias, M.A. and Keppie, J.D., **2011**, U–Pb Neoproterozoic–Ordovician protolith age constraints for high- to medium-pressure rocks thrust over low-grade metamorphic rocks in the Ixcamilpa area, Acatlán Complex, southern Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 48, no. 1, p. 45–61.
- Ricci Lucchi, F., **1985**, Influence of transport processes and basin geometry on sand composition, *in* G.G. Zuffa (ed.): Provenance of Arenites: Dordrecht, Reidel Publishing Company, p. 19-45.
- Riggs, N.R., Barth, A.P., González-León, C., Walker, J.D., and Wooden, J.L., **2009**, Provenance of Upper Triassic strata in southwestern North America as suggested by isotopic analysis

- and chemistry of zircon crystals: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 41, no. 7, p. 540.
- Riggs, N.R., Barth, A.P., Wooden, J.L., and Walker, J.D., **2010**, Use of zircon geochemistry to tie volcanic detritus to source plutonic rocks: An example from Permian northwestern Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 42, no. 5, p. 267.
- Robinson, R., and Pantoja-Alor, J., **1968**, Tremadocian trilobites from Nochixtlan region, Oaxaca, Mexico: Journal of Paleontology, v. 42, p. 767-800.
- Rubatto, D., **2002**, Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism: Chemical Geology, v. 184, p. 123–138.
- Rubio-Cisneros, I.I., and Lawton, T.F., **2011**, Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension: Geosphere, v. 7, p. 159-170.
- Salinas-Prieto, J.C., Monod, O., and Faure, M., **2000**, Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico): Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 389–402.
- Sánchez-Zavala, J.L., Centeno-García, E., and Ortega-Gutiérrez, F., **1999**, Review of Paleozoic stratigraphy of Mexico and its role in the Gondwana-Laurentia connections, *in* Ramos, V.A., and Keppie, J.D., eds., Laurentia-Gondwana Connections before Pangea: Geological Society of America Special Paper, v. 336, p. 211–226.
- Sánchez-Zavala, J.L., Jenner, G.A., Belousova, E.A. and Macías-Romo, C., **2004**, Ordovician and Mesoproterozoic zircons from the Tecamate Formation and Esperanza Granitoids, Acatlán Complex, southern Mexico: local provenance in the Acatlán and Oaxacan Complexes, International Geology Review, v. 46, no. 11, p. 1005–1021.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, C.R., **1993**, Tectonostratigraphic terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper, v. 278, p. 153.
- Silva-Pineda, A., **1978**, Plantas del Jurásico Medio del sur de Puebla y noroeste de Oaxaca: Paleontología Mexicana, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, v. 44, p. 27-57.
- Silva-Romo, G., **1993**, Estudio de la Estratigrafía y Estructuras Tectónicas de la Sierra de Salinas, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría, 139 p.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., and Nieto-Obregon, J., **2000**, A submarine fan in the Mesa Central, Mexico: Journal of South America Earth Science, v. 13, p. 429–442.

- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A.; Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A.; et al., **2008**, Plešovice zircon: a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis: *Chemical Geology*, v. 249, p. 1–35.
- Solari, L.A., and Tanner, M., **2011**, UPb age, a fast data reduction script for LA-ICP-MS U-Pb geochronology: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 28, no. 1, p. 83-91.
- Solari, L.A., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F. and Keppie, J.D., **2001**, The 275 Ma arc-related La Carbonera stock in the northern Oaxacan Complex of southern Mexico: U-Pb geochronology and geochemistry: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 18, no. 2, p. 149–161.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.F., López, R., and Hames, W.E., **2003**, 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen: *Tectonophysics*, v. 365, p. 257-282.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Pablo Bernal, J., Pérez-Arvizu, O. and Tanner, M., **2010**, U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy: *Geo-standards and Geoanalytical Research*, v. 34, no. 1, p. 5–18.
- Sour-Tovar, F., **1990**, Comunidades Cámbrico–Ordovícicas del área de Santiago Ixtaltepec, Oaxaca, (Formación Tiñu): implicaciones paleoambientales y paleogeográficas: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, v. 3, p. 7-24.
- Stacey, J.S., and Kramers, J.D., **1975**, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207.
- Stewart, J.H., Blodgett, R.B., Boucot, A.J., Carter, J.L., and Lopez, R., **1999**, Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico, *in* Ramos, V.A., and Keppie, J.D., eds., *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*: Geological Society of America Special Paper, v. 336, p. 227–252.
- Suttner, L.J., **1974**, Sedimentary petrographic provinces: an evaluation: *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Special Publication*, v. 21, p. 75-84.
- Talavera-Mendoza, O., **2000**, Pre-accretion metamorphism of the Teloloapan Terrane (southern Mexico): Example of burial metamorphism in an island-arc setting: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 337–354.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J., and Guerrero-Suástegui, M., **1995**, Petrology and geochemistry of the Teloloapan Subterranean: a lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 3-22.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R. and Campa-Uranga, M.F., **2005**, U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the

- Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 235, p. 682–699.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., and Centeno-García, E., **2007**. Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 1052–1065.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier De Lepinay, B., Beck, C., Martínez, J., Talavera-Mendoza, O., Ortiz, E., Stein, G., Bourdier, J.L., Yta, M., **1994**, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, v. 230, p. 49–73.
- Tera, F., and Wasserburg, G.J., **1972**, U-Th-Pb systematic in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 14, p. 281–304.
- Terhorst, B., **2007**, Periglacial cover beds and soils in landslide areas of SW-Germany: *CATENA*, v. 71, no. 3, p. 467–476.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., and Grajales-Nishimura, J. M., **1999**, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico; tectonic implications for reconstructions of southern North America, in Bartolini, C., Wilson, J. L. and Lawton, T. F. (eds), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper*, v. 340, p. 191–196.
- Twiss, R.S., and Moores, E.M., **1992**, *Structural Geology*: New York, W.H. Freeman, and Company, 532 p.
- Valdéz-Moreno, G., Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., **1998**, El volcán La Joya, Estados de Querétaro y Guanajuato – un estratovolcán miocénico del cinturón volcánico mexicano: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, no. 2, p. 181-197.
- Van der Plas, L. and Tobi, A. C., **1965**, A chart for judging the reliability of point counting results: *American Journal of Science*, v. 263, p. 87-90.
- Vega-Carrillo, J.J., Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F., **1998**, Complejo plutónico de Cuananá: Basamento prejurásico en el borde meridional del terreno Mixteco e interpretación litotectónica, in Alaniz-Álvarez, S.A., Ferrari, L., Nieto-Samaniego, Á.F., and Ortega-Rivera, C., Vega-Granillo, R., 2006, (eds.), *Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra: México*, D. F., Libro de Resúmenes, p. 145.

- Vega-Granillo, R., Calmus, T., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., and López-Martínez, M., **2009**, Structural and tectonic evolution of the Acatlán Complex, southern Mexico: Its role in the collisional history of Laurentia and Gondwana: *Tectonics*, v. 28, p. 1-25.
- Venegas-Rodriguez, G., Barboza-Gudiño, J.R., y López-Doncel, R.A., **2009**, Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, no. 2, p. 466–481.
- Vidal-Serratos, R., **1986**, Tectónica de la región de Zihuatanejo, Guerrero, Sierra Madre del Sur: México D.F., Instituto Politécnico Nacional, Tesis de Licenciatura, 155 p. Inédita.
- Villanueva-Lascurain, D., **2011**, Petrogénesis de la parte gabróica del Plutón de Jilotlán Jalisco: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 210 p. Inédita.
- Weber, R., **1997**, How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, no. 2, p. 225–243.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W., Hecht, L. and Schaaf, P., **2007**, New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U–Pb–SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif: *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, v. 96, no. 2, p. 253–269.
- Weltje, G.J., **1994**, Provenance and Dispersal of Sand-sized Sediments: Reconstruction of Dispersal Patterns and Sources of Sand-sized sediments by means of inverse modeling Techniques: *Geologica Ultraiectina*, Ph.D Thesis, v. 121, 208 p.
- Wilson, J.L., **1975**, Carbonate facies in geologic history: New York, Springer-Verlag, 471 p.
- Wilson, J. L., y Ward, W. C., **1993**, Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico, *in* Simo, J. A., Scott, R. W., and Masse, J.-P., eds., *Cretaceous carbonate platforms: American Association of Petroleum Geologists Memoir 56*, p. 35–50.
- Zuffa, G.G., **1985**, Optical Analyses of Arenites: Influence of methodology on compositional results, *in* G.G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites: Dordrecht, Reidel Publishing Company*, p. 165-189.