



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Análisis de procedencia de la sucesión clástica del Oligoceno aflorante en el anticlinal Cerro Pelón, sur del Golfo de México

TESIS

QUE PARA OPTAR EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

SANDRA ELIZABETH GUERRERO MORENO

TUTOR:

Dr. Michelangelo Martini
Instituto de Geología, UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

Dr. Gilberto Silva Romo. Facultad de Ingeniería, UNAM
Dra. Berlaine Ortega Flores. Instituto de Geología, UNAM
Dr. Fanis Abdullin. Centro de Geociencias, UNAM
Dr. Aaron Martin. División de Geociencias Aplicadas IPICYT

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., Enero de 2019



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

Agradecimiento especial a la Universidad Nacional Autónoma de México y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca recibida y la oportunidad de realizar mis estudios de maestría en este maravilloso país. Igualmente, gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IV-100516. Agradezco a la DGAPA-UNAM la beca recibida.

A mi tutor, el Dr. Michelangelo Martini por aceptarme en su equipo de trabajo, por su continua enseñanza científica, infinita paciencia, su constante apoyo y por todos los consejos dados durante estos años de maestría. Igualmente un agradecimiento especial a mi otra tutora, la Dra. Berlaine Ortega por su paciencia, amistad y apoyarme incansablemente durante la realización de esta investigación.

A mi hermana Laura, a Paco y la familia Domínguez—Sánchez, quienes me recibieron en este maravilloso país y me trataron como un miembro más de su hogar

A los Doctores Gilberto Silva Romo, Fanis Abdullin, Aaron Martin y Vanessa Colás por sus acertados comentarios y colaboración para mejorar la calidad de esta investigación.

A mis amigos del alma, mis colegas, compadres, hermanos... mi todo: Katy, David, Rafa, Andrea, Alexis, Edgar, Carlos K. y Mileidy.

A mis amigos, compañeros y personas maravillosas que conocí en este grandioso país y quienes me ayudaron y brindaron su amistad durante mi estancia en el posgrado: Ismael, Jesús, Carlos Boni, Paola, Mildred, Rodrigo, Emmanuel, Salatiel, Bernardo, Carlos Luna, Carlitos, Saúl, Orestes, Sol, Enrique, Iván y César.

ÍNDICE

ÍNDICE	ii
ÍNDICE DE FIGURAS	iv
RESUMEN	vii
ABSTRACT	ix
CAPITULO 1. INTRODUCCION	1
CAPITULO 2. MARCO GEOLÓGICO.....	5
2.1 El registro estratigráfico del sureste de México, Belice y norte de Guatemala.	5
2.1.1 Estratigrafía del Eoceno	6
2.1.2 Estratigrafía del Oligoceno	8
2.1.3 Estratigrafía del Mioceno temprano.....	11
2.2 Estratigrafía del área de Cerro Pelón.....	13
2.3 Complejos cristalinos del sureste de México y norte de Guatemala	15
2.3.1 Complejo de Sutura de Guatemala.....	15
2.3.1.1 Parte Norte del Complejo de Sutura de Guatemala	16
2.3.1.2 Parte Sur del Complejo de Sutura de Guatemala	18
2.3.2 Complejo del Macizo de Chiapas	20
2.3.3 Oaxaquia.....	22
2.3.4 Terreno Cuicateco	24
CAPÍTULO 3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO, PROBLEMÁTICA A RESOLVER Y OBJETIVO DEL TRABAJO.....	26
3.1 Planteamiento del Problema e Hipótesis de Trabajo	26
3.3 Objetivos	28
CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA.....	29
4.1 Revisión Bibliográfica.....	29
4.2 Cartografía y Medición de la Columna Estratigráfica.....	29
4.3 Análisis petrográfico cuantitativo de roca total.....	29
4.4 Petrografía y Química de los minerales pesados	31
4.5 Geocronología U-Pb en circones detríticos	33
CAPITULO 5. OBSERVACIONES DE CAMPO	35
5.1 Litoestratigrafía	37
5.1.1 Formación La Laja.....	37

5.1.2 Formación Depósito	39
5.2 Análisis de icnogéneros	49
CAPÍTULO 6. Petrografía de areniscas	52
CAPÍTULO 7. MINERALES PESADOS	64
7.1 Petrografía de minerales pesados	64
7.2 Análisis de Microscopia Electrónica de Barrido (<i>Scanning Electron Microscopy</i> , SEM) en minerales pesados.	70
7.3 Química de minerales pesados	76
7.3.1 Composición química de granates detríticos.	76
CAPITULO 8. GEOCRONOLOGIA U-PB DE CIRCONES DETRÍTICOS	80
CAPITULO 9. DISCUSIÓN	83
9.1 Ambiente de depósito de la Formación Depósito	83
9.2 Edad de depósito de la Formación Depósito	84
9.3 Procedencia de las turbiditas de la Formación Depósito	85
9.4. Modelo tectono-sedimentario	91
CONCLUSIONES	93
REFERENCIAS	94
APÉNDICE I. GEOCRONOLOGÍA DE CIRCONES	104

Figura 1.2 Escenarios propuestos sobre la procedencia de la sucesión clástica Paleógena del sureste de México. a) La sucesión sedimentaria fue derivada de las rocas metamórficas de Oaxaquia (Witt <i>et al.</i> 2012). b) y c) La sucesión sedimentaria procede de las rocas ígneo-metamórficas de la parte norte y sur del Complejo de Sutura de Guatemala	3
Figura 2.1 Estratigrafía del Cenozoico en el sureste de México, Guatemala y Belice	5
Figura 2.2 Ambientes sedimentarios durante el Eoceno temprano.	7
Figura 2.3 Ambientes sedimentarios durante el Eoceno tardío.	8
Figura 2.4 Ambientes sedimentarios durante el Oligoceno temprano.	10
Figura 2.5 Ambientes sedimentarios durante el Oligoceno tardío.	11
Figura 2.6 Ambientes sedimentarios durante el Mioceno tsuperemprano.	13
Figura 2.7 Mapa geológico del anticlinal Cerro Pelón según Benavides (1962).	14
Figura 2.8 Columna estratigráfica representativa de: a. Cinturón Plegado de Chiapas (modificado de Mandujano y Keppie, 2009); b. Anticlinal Cerro Pelón (Modificado de Benavides, 1950).....	15
Figura 2.9 Mapa Geológico del Sureste de México y noroeste de Guatemala	16
Figura 2.10 Reconstrucción tectónica modificada de Martens et al. (2012) que ilustra el escenario propuesto por Abdullin et al. (2016), relacionada a la colisión del Gran Arco del Caribe con el margen sur de la Placa Norteamericana	17
Figura 2.11 Diagramas de estimación de densidad de Kernel (Vermeesch, 2012) e histogramas que muestran la distribución estadística de las edades obtenidas de circones de muestras representativas de la parte norte del Complejo de Sutura de Guatemala	18
Figura 2.12 Diagramas de estimación de densidad de Kernel (Vermeesch, 2012) e histogramas que muestran la distribución estadística de las edades obtenidas de circones de muestras representativas de la parte sur del Complejo de Sutura de Guatemala.....	19
Figura 2.13 Mapa Geológico del sureste de México y noroeste de Guatemala, mostrando una ampliación del Complejo del Macizo de Chiapas.	20
Figura 2.14 Diagramas de estimación de densidad de Kernel (Vermeesch, 2012) e histogramas que muestran la distribución estadística de las edades obtenidas de circones de muestras representativas del Complejo del Macizo de Chiapas.....	22
Figura 2.15 Mapa Geológico del sureste de México y noroeste de Guatemala, mostrando una ampliación del microcontinente Oaxaquia (Complejo Oaxaqueño y el Complejo Guichicovi) y del Terreno Cuicateco.	23
Figura 2.16 Diagramas de estimación de densidad de Kernel (Vermeesch 2012) e histogramas que muestran la distribución estadística de las edades obtenidas de circones de muestras representativas de Oaxaquia	24
Figura 2.17 Diagrama de estimación de densidad de Kernel (Vermeesch, 2012) e histograma que muestra la distribución estadística de las edades obtenidas de circones de muestras representativas del Terreno Cuicateco (Mendoza-Rosales et al. 2010).....	25
Figura 3.1. Localización del área de estudio.	27

Figura 4.1 Metodología utilizada para el conteo de puntos de los componentes de las areniscas.	31
Figura 5.1. a. Mapa geológico del anticlinal Cerro Pelón (modificado de Benavides, 1950). b Mapa geológico del flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón	35
Figura 5.2 Columna estratigráfica de las areniscas del Oligoceno expuestas en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón	36
Figura 5.3 Lutitas arcillosas y calcáreas de la Formación La Laja.	37
Figura 5.4 Niveles bioturbados de la Formación La Laja.	38
Figura 5.5 a y b) Alternancia rítmica de estratos de arenisca y lutita arcillosa de la Formación Depósito.	40
Figura 5.6 Contacto erosivo mostrando una superficie canalizada entre la sucesión de lutitas de la Formación La Laja y la sucesión de arenisca y lutita de la Formación Depósito.	41
Figura 5.7 Rizaduras en una arenisca de grano fino a medio de la Formación Depósito.	42
Figura 5.8 La bioturbación en la Formación Depósito es abundante y localmente puede obliterar algunas estructuras sedimentarias primarias.	42
Figura 5.9 Secuencia de Bouma completa.	43
Figura 5.10 Predominio de secuencias de Bouma incompletas en la Formación Depósito	44
Figura 5.11 Estructuras de deformación de sedimento suave de la Formación Depósito: a) Laminación convoluta. b) Estructura de flama y carga. c) Deformación plástica de los estratos de arenisca y lutita que muestra inyección de la lutita en la arenisca y <i>vice versa</i> a lo largo de las superficies de estratificación.	44
Figura 5.12 Alternancia de lutita y arenisca de la Formación Depósito distorsionada por una falla sin-sedimentaria inversa.	46
Figura 5.13 Pliegues sin-sedimentarios de la Formación Depósito.....	47
Figura 5.14 Brechas con intraclastos de arenisca en una matriz de lutita de la Formación Depósito.....	47
Figura 5.15 Depósitos de slumps de la Formación Depósito.	48
Figura 5.16 Icnogéneros asociados a depósitos de talud correspondientes a la Formación Depósito expuesta en las cercanías de la localidad de Morelos.	50
Figura 6.1 Cementante de tipo poikilotópico en una arenisca cuarzo-lito-feldespática.....	54
Figura 6.2 Diagramas ternarios que muestran la distribución composicional de las areniscas del Oligoceno tardío del flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón.	57
Figura 6.3 Fotomicrografías de los diferentes líticos metamórficos presentes en las areniscas del Oligoceno tardío del área de Cerro Pelón.	60
Figura 6.4 Fotomicrografía de líticos volcánicos, sedimentarios y ultramáficos de las areniscas del Oligoceno tardío en el área de Cerro Pelón.	62
Figura 7.1 Porcentaje de minerales pesados de las areniscas del Oligoceno superior.....	65
Figura 7.2 Minerales pesados contenidos en las areniscas del Oligoceno expuestas en el área de Cerro Pelón.	66
Figura 7.3 Minerales pesados contenidos en las areniscas del Oligoceno expuestas en el área de Cerro Pelón.	67

Figura 7.4 Minerales pesados contenidos en las areniscas del Oligoceno expuestas en el área de Cerro Pelón.....	68
Figura 7.5 Diferentes tipos de granates identificados bajo el microscopio petrográfico.....	69
Figura 7.6 Minerales pesados contenidos en las areniscas del Oligoceno expuestas en el área de Cerro Pelón.	70
Figura 7.7 a) Fotomicrografía de un granate con inclusiones de rutilo. b) Imagen de barrido de electrones retrodispersados (<i>BSE, Back-Scattered Electrons</i>).....	71
Figura 7.8 a) Fotomicrografía de una corona de titanita alrededor de grano de rutilo. b) Imagen de barrido de electrones retrodispersados (<i>BSE, Back-Scattered Electrons</i>)	73
Figura 7.9 a) Fotomicrografía de una corona de titanita alrededor de un grano de ilmenita. b) Imagen de barrido de electrones retrodispersados (<i>BSE, Back-Scattered Electrons</i>)	74
Figura 7.10 a) Fotomicrografía de un grano de sillimanita. b) Imagen de barrido de electrones retrodispersados (<i>BSE, Back-Scattered Electrons</i>) de la sillimanita.....	75
Figura 7.11 Diagrama bipiramidal que muestra la composición de los granates detríticos analizados de las areniscas del Oligoceno del área de Cerro Pelón.	77
Figura 7.12 Diagrama Mg# y Cr# mostrando la variación composicional de los granos de cromita detrítica de las areniscas del Oligoceno expuestas en el área de Cerro Pelón.	79
Figura 8.1 Cristales de circones con zoneamiento interno alrededor de núcleos xenocrísticos.	80
Figura 8.2 Diagramas de concordia de las edades de circones detríticos de las areniscas del área de Cerro Pelón.	81
Figura 8.3 Gráfico de estimación de densidad de Kernel (KDE), mostrando la distribución estadística de las edades de circón para las areniscas del Oligoceno del área de Cerro Pelón.	81
Figura 8.4 Edad máxima de depósito robusta para las areniscas colectadas a lo largo de la sección Morelos, calculada a partir de los cuatro y cinco circones más jóvenes.....	82
Figura 9.1 Diagrama esquemático del ambiente de depósito de la sucesión sedimentaria del Oligoceno superior del área de Cerro Pelón.....	84
Figura 9.2 Diagrama bipiramidal que muestra la composición de los granates de las areniscas del Oligoceno del área de Cerro Pelón (grupo 1 y grupo 2), así como los diferentes campos composicionales de los granates metamórficos del Complejo de Sutura de Guatemala	86
Figura 9.3 Diagrama de Mg# vs Cr# que muestra la composición química de los granos de cromitas detríticas de las areniscas del Oligoceno expuesta en el área de Cerro Pelón	87
Figura 9.4 Figura 2.6 Diagrama de estimación de densidad de Kernel (Vermeesch, 2012) e histogramas que muestra la distribución estadística de las edades obtenidas de circones detríticos de las areniscas del Oligoceno superior del área de Cerro Pelón.y muestras representativas de: parte norte y sur del Complejo de Sutura de Guatemala,Complejo del Macizo de Chiapas, Oaxaquia y Terreno Cuicateco	88
Figura 9.5 Modelo esquemático de los diferentes ambientes sedimentarios del sureste de México y las principales fuentes de los sedimentos de las areniscas del área del Cerro Pelón durante el Oligoceno Tardío.	92

RESUMEN

En el sureste de México, en los estados de Campeche, Tabasco, Chiapas y Veracruz, están expuestas sucesiones sedimentarias del Cenozoico que presentan un espesor que localmente supera los 8,000 m. Estas sucesiones han sido fundamentales para el desarrollo de los reservorios de hidrocarburos en el sureste de México ya que su depósito permitió el sepultamiento de las rocas generadoras del Jurásico y Cretácico subyacentes y propiciaron la maduración térmica de la materia orgánica.

El origen de estas sucesiones del Cenozoico es aún debatido. Diferentes complejos metamórficos y plutónicos que están expuestos en el sureste de México y en Guatemala representan probables fuentes para estas sucesiones del Cenozoico. Actualmente, se han propuesto dos hipótesis contrastantes. Witt et al. (2012) propusieron que estas sucesiones fueron derivadas principalmente del levantamiento del microcontinente Oaxaquia, un bloque microcontinental localizado en la parte oriental del territorio mexicano y que fue exhumado a finales del Cretácico y principio del Paleógeno como respuesta a variaciones de convergencia a lo largo de la margen pacífica de Norte América. Por el contrario, Abdullin et al. (2016) propusieron que estas sucesiones se generaron durante el desarrollo del Complejo de Sutura de Guatemala, el cual fue exhumado por la colisión del Gran Arco del Caribe y, posteriormente, por el bloque de Chortis a lo largo del margen sur de la placa norteamericana durante el Cretácico Tardío y Paleoceno. Para poner a prueba estos escenarios, se presentan datos petrográficos, análisis químicos de minerales pesados y edades de U-Pb de circones detríticos con el objetivo de determinar el origen de las areniscas del Oligoceno expuestas en el flanco oriental del anticlinal de Cerro Pelón, al sur del Golfo de México.

En el área de estudio se identificaron dos unidades: la Formación La Laja, compuesta por lutita arcillosa y calcárea, y sobreyacida en contacto estratigráfico por una sucesión de turbiditas que consiste en una alternancia de arenisca, lutita y marga de la Formación Depósito. Con base en la asociación de foraminíferos planctónicos, estas formaciones fueron depositadas durante el Oligoceno inferior y superior. De acuerdo con los datos petrográficos obtenidos en este trabajo, las areniscas de la Formación Depósito fueron alimentadas por rocas ígneas, metamórficas, ultramáficas y sedimentarias. La textura de varios clastos metamórficos y la presencia de componentes minerales tales como el granate, cloritoide y circón con inclusiones de rutilo sugieren una fuente metamórfica de alto grado. La presencia de minerales como la fuchsita y rutilos con coronas de titanita sugiere una procedencia de las rocas de alta presión y baja

temperatura del Complejo de Sutura de Guatemala, ya que se ha documentado en la literatura que estos minerales se formaron durante la exhumación de este complejo metamórfico. Los clastos de rocas ultramáficas confirma este escenario ya que las espinelas cromíferas detríticas encontradas en las areniscas analizadas presentan una composición similar a las de la placa del Proto-Caribe. La composición química de los granates detríticos de las areniscas estudiadas también es comparable con la de los granates de las rocas metamórficas del Complejo de Sutura de Guatemala.

Los datos geocronológicos de U-Pb en circones detríticos de estas areniscas muestran tres principales grupos de edades con rangos de ~1300–820 Ma, ~280–225 Ma y ~35–25 Ma. Hasta el momento, circones con edades de ~245–225 Ma han sido reportadas únicamente para metagranitoides en facies de eclogita a esquistos verdes y rocas metasedimentarias del Complejo de Sutura de Guatemala, lo que soporta el escenario de procedencia obtenido a partir de las observaciones petrográficas y geoquímicas. Adicionalmente, la presencia de escasos granos de sillimanita y de algunos granates ricos Mn sugieren localmente la posible contribución de las rocas metamórficas del Complejo Macizo de Chiapas.

Con base en los datos petrográficos, química de minerales pesados y edades de U-Pb de circones detríticos se concluye que las turbiditas del Oligoceno superior expuestas en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón fueron alimentadas principalmente por el Complejo de Sutura de Guatemala y, en menor medida, por el Complejo del Macizo de Chiapas. Esto implica que el desarrollo del límite de placa Norte América-Caribe favoreció el desarrollo de las sucesiones clásticas del Cenozoico expuestas en el sureste de México y el sepultamiento de las rocas generadoras de hidrocarburos en el Sistema Petrolífero de las Provincias del Sureste.

The Cenozoic sedimentary successions of southeastern Mexico, southern of Gulf of Mexico, are characterized by large thicknesses, which exceed 8,000 m. These sedimentary successions were key in the development of the petroleum systems of the southeastern Mexico because they allowed the burial of the underlying Jurassic and Cretaceous source rocks, which reached the necessary temperature for the maturation of organic matter.

The origin of the Cenozoic sedimentary rocks of southeastern Mexico is, however, a matter of debate. Different metamorphic and plutonic complexes, exposed in southeastern Mexico and Guatemala, represent the probable source rocks. Two contrasting hypotheses have been proposed. Witt et al. (2012) proposed that the Cenozoic sedimentary successions are probably sourced from Oaxaquia, a microcontinental block in eastern Mexico, which was exhumed during the Late Cretaceous–early Palaeogene because of variations in convergence rate and direction along the Pacific margin of North America. In contrast, Abdullin et al. (2016) suggested that these sedimentary successions were mainly sourced from the Guatemala suture complex, which was exhumed during the latest Cretaceous and Palaeogene collisions of the Great Caribbean Arc and, later, by the Chortis block with the southern margin of the North America plate. To test these two scenarios, this study provides sandstone petrography, heavy minerals chemical analysis, and detrital zircon U-Pb geochronology from Oligocene sandstones of the Cerro Pelón area, in order to assess the provenance of the sediments.

Two units were identified: the lower unit, which corresponds to La Laja Formation, consists of laminated mudstone and argillaceous shale, whereas the upper unit, which corresponds to Depósito Formation turbidites, composed of alternating sandstone, mudstone and argillaceous shale. Based on paleontological ages, both formations were deposited during the lower and upper Oligocene. The petrographic data suggest that the sandstones of the Depósito Formation were sourced from igneous, metamorphic, ultramafic and sedimentary rocks.

The texture of some metamorphic clasts and the heavy minerals content such as garnet, chloritoid and zircon with rutile inclusions suggest a high-grade metamorphic source rock. The fuchsite and rutile surrounded by titanite suggest a high-pressure and low-temperature source rock, affected by retrograde metamorphism, such as the Guatemala Suture Complex. The detrital chromite and some detrital garnet chemical compositions are comparable to those of the proto-Caribbean oceanic plate.

Detrital zircon U-Pb geochronology shows three main age groups ranging from ~1300–820 Ma, ~280–225 Ma and ~35–25 Ma. The zircons with ~ 245-225 Ma ages have been reported only in eclogite- to greenschist-facies metagranitoids and metasedimentary rocks from Guatemala Suture Complex, which supports the provenance scenario obtained from petrographic and geochemical data. However, the presence of scarce sillimanite grains and detrital garnets with high-manganese concentrations suggests a minor contribution of the metamorphic rocks from the Chiapas Massif Complex.

Therefore, based on the petrographic data, heavy mineral composition, and U-Pb ages of detrital zircons, we conclude that the Upper Oligocene turbidites exposed in the eastern flank of the Cerro Pelón anticline were mostly sourced from the Guatemala Suture Complex with minor contributions from the Chiapas Massif Complex. This interpretation suggests that the development of the Caribbean-North America plate boundary favored the development of thick Cenozoic clastic successions exposed in southeastern Mexico as well as the burial of older hydrocarbon-source rocks.

CAPITULO 1. INTRODUCCION

La provincia petrolera del sur del Golfo de México se desarrolla dentro de tres cuencas sedimentarias conocidas en la literatura como Cuenca Salina del Istmo, Cuenca Comalcalco y Cuenca Macuspana (Santiago et al., 1984; Padilla y Sánchez, 2007; Robles-Nolasco et al., 2004; Fig. 1.1). Estas cuencas se extienden dentro de los estados de Veracruz y Tabasco y están limitadas hacia el sur con el Cinturón Plegado de Chiapas, al este con la Plataforma de Yucatán y al oeste con la Cuenca de Veracruz. Dichas cuencas contienen sucesiones sedimentarias cenozoicas con espesores que superan los 8,000 metros (Galloway et al., 1991; Meneses-Rocha, 2001; Padilla y Sánchez, 2007; Mandujano y Keppie, 2009; Robles-Nolasco et al., 2013).

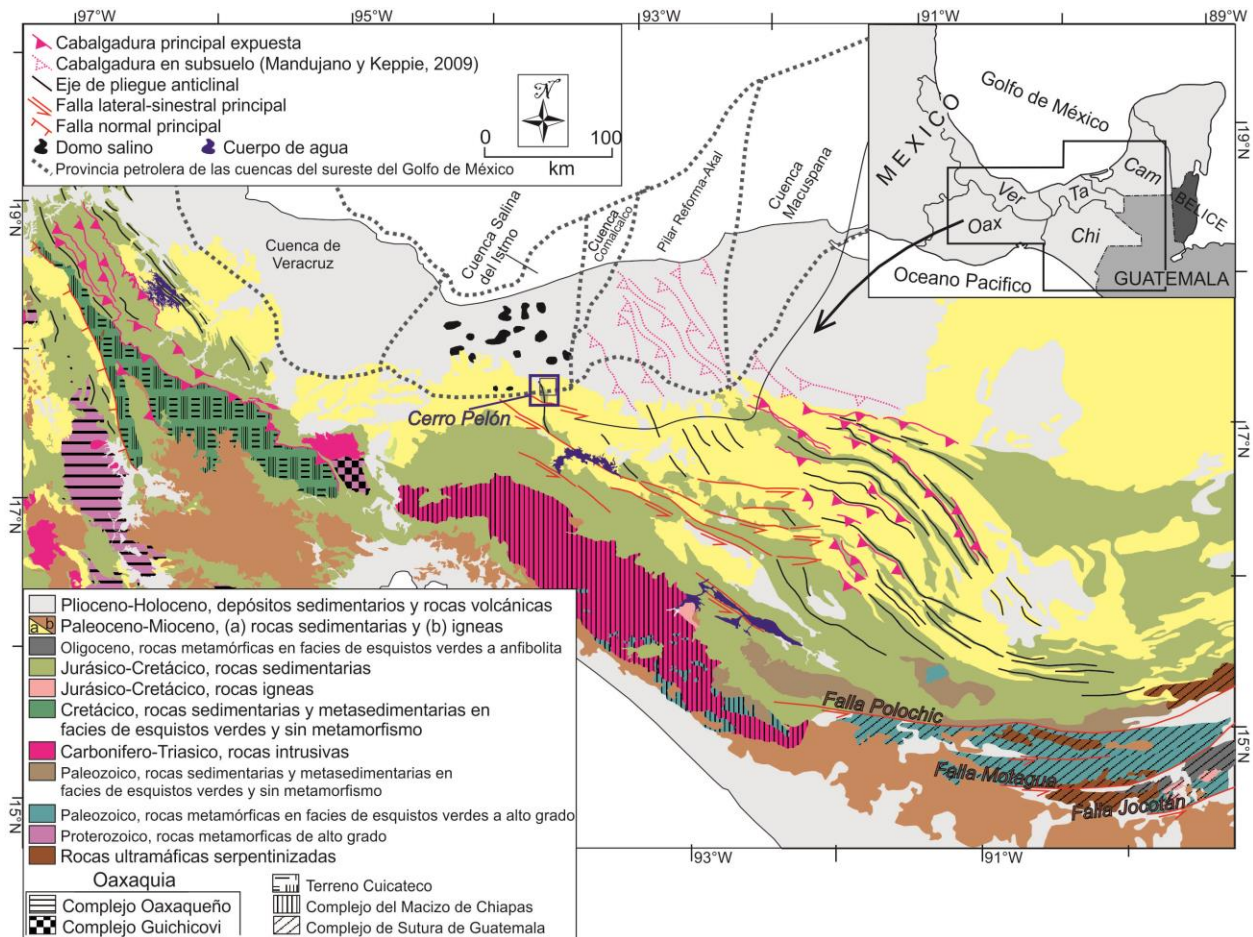


Figura 1.1 Mapa Geológico del Sureste de México y noroeste de Guatemala, mostrando la localización de los principales complejos ígneo-metamórficos y de la provincia petrolera de las cuencas del sur del Golfo de México. Modificado de Ortega-Flores et al. (2018).

El gran espesor que exhiben las rocas del Cenozoico en esta región tiene gran importancia dentro de los elementos que conforman el sistema petrolero. Un sistema petrolero involucra acumulaciones de hidrocarburo procedentes de una roca generadora e incluye elementos y procesos geológicos que permite su acumulación. Magoon y Dow (1994) consideran que el sistema petrolero está conformado por los siguientes elementos:

- Roca generadora rica en materia orgánica, la cual al alcanzar la madurez térmica generará hidrocarburo;
- Roca reservorio, que debe poseer buena porosidad y permeabilidad para el almacenamiento del hidrocarburo;
- Roca sello, que actúa como barrera al escape del hidrocarburo almacenado dentro de la roca reservorio;
- Roca de sobrecarga, depositada sobre la roca generadora, sello y reservorio;
- Trampa.

De acuerdo con este esquema, en la margen sur del Golfo de México las sucesiones cenozoicas con sus grandes espesores actúan como rocas de sobrecarga dentro del sistema petrolero, permitiendo el sepultamiento necesario para que las rocas generadoras Jurásicas y Cretácicas alcancen la madurez térmica (Magoon y Dow, 1994; Chávez et al., 2004). A su vez, estas unidades cenozoicas conforman también las rocas reservorios de hidrocarburos. Por lo tanto, estas sucesiones han jugado un papel fundamental para el desarrollo de la provincia petrolera del sur del Golfo de México.

El proceso tectónico que permitió la generación y acumulación de las sucesiones clásticas durante el Cenozoico aún no ha sido aclarado. Dos escenarios han sido propuestos para explicar el origen de este registro estratigráfico. Con base en las edades U-Pb en circones detríticos, Witt et al. (2012) propusieron que las rocas sedimentarias cenozoicas expuestas al sur del Golfo de México fueron derivadas principalmente de Oaxaquia, un microcontinente proterozoico localizado al este de México (Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Fig. 1.1). De acuerdo con los datos actualmente disponibles, las rocas proterozoicas de Oaxaquia fueron exhumadas en el Cretácico Tardío-Paleógeno temprano, durante un evento orogénico regional, que resultó de las variaciones en la velocidad y dirección de convergencia entre las placas Norteamericana y Farallón (Nieto-Samaniego et al., 2006; Martini et al., 2016; Fitz-Díaz et al., 2017; Fig. 1.2 a). Sin embargo, diversos autores han resaltado que circones con edades entre ~1350 y ~950 Ma no solo están presentes en Oaxaquia, sino que también se encuentran en el Complejo del Macizo de Chiapas,

en el Terreno Cuicateco y el Complejo de Sutura de Guatemala (Weber et al., 2008; Mendoza-Rosales et al. 2010; Solari et al. 2011). Por lo tanto, estas edades no son concluyentes para un análisis de procedencia.

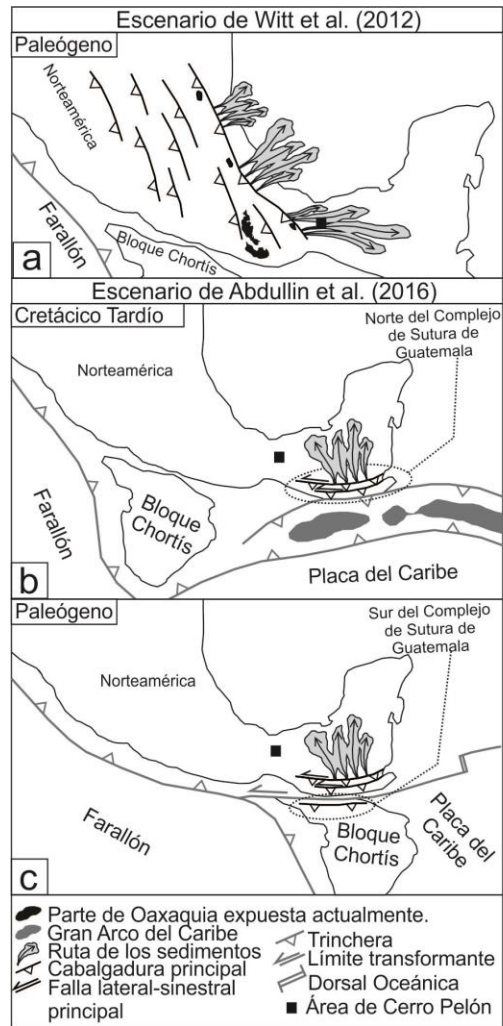


Figura 1.2 Escenarios propuestos sobre la procedencia de la sucesión clástica Paleógena del sureste de México. a) La sucesión sedimentaria fue derivada de las rocas metamórficas de Oaxaquia (Witt *et al.* 2012). b) y c) La sucesión sedimentaria procede de las rocas ígneo-metamórficas de la parte norte y sur del Complejo de Sutura de Guatemala, expuesto a ~500 km al sur del Golfo de México (Abdullin et al. 2016). Modificado de Ortega-Flores et al. (2018).

Alternativamente, con base en la química de apatitos detríticos, Abdullin et al. (2016) sugirieron un segundo escenario. De acuerdo con estos autores, las sucesiones del Cenozoico expuestas en el sureste de México son derivadas del Complejo de Sutura de Guatemala, el cual se encuentra localizado ~500 km al sur del Golfo de México y está conformado por rocas metamórficas, ígneas y ultramáficas con edades variables del Paleozoico hasta el Oligoceno (Martens et al., 2017). De acuerdo con los datos actualmente disponibles, la exhumación de este complejo ocurrió por la colisión del Gran Arco del Caribe con el margen sur de la placa Norteamericana durante el Cretácico Tardío (e.g. Harlow *et al.*, 2004; Brueckner *et al.*, 2009;

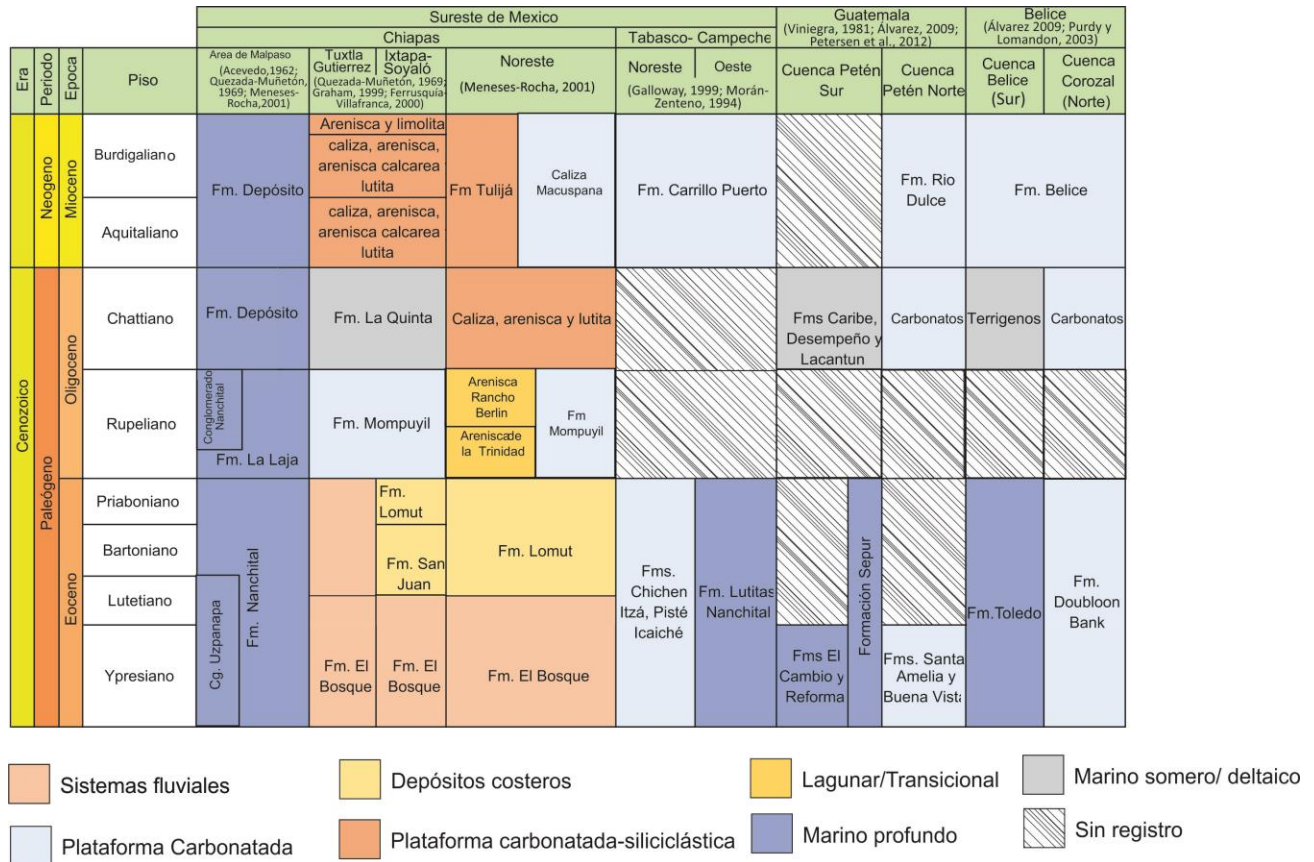
Ratschbacher *et al.*, 2009; Fig. 1.2 b), y posteriormente por la migración del Bloque de Chortís desde el Pacífico hasta su posición actual durante el Paleógeno (e.g. Pindell *et al.*, 1988; Keppie y Morán-Zenteno 2005, Martens *et al.*, 2017; Fig. 1.2 c).

Esta investigación se propone de resolver la controversia sobre el origen de por lo menos una parte de las sucesiones cenozoicas del sureste de México, con base en el análisis de procedencia de areniscas. En particular, el estudio se enfoca en las areniscas del Oligoceno expuestas en el área de Cerro Pelón, en la parte sur del Estado de Veracruz (Fig. 1.1). Esto con el objetivo de determinar cuál fue el proceso tectónico que permitió la acumulación de las sucesiones clásticas cenozoicas en el sur del Golfo de México y que, subsecuentemente, favoreció el desarrollo de los yacimientos de hidrocarburos.

2.1 El registro estratigráfico del sureste de México, Belice y norte de Guatemala.

En el sureste de México, en los estados de Campeche, Tabasco, Chiapas y Veracruz, así como en Belice y la parte norte de Guatemala, afloran sucesiones sedimentarias cenozoicas que se caracterizan por presentar espesores que superan los 8.000 metros (Galloway *et al.*, 1991; Meneses-Rocha, 2001; Padilla y Sánchez, 2007; Mandujano y Keppie, 2009; Robles-Nolasco *et al.*, 2013; Fig. 1.1). En Guatemala, Chiapas y la parte oriental de Tabasco, estas sucesiones se encuentran deformadas en un cinturón de pliegues y cabalgaduras del Mioceno tardío denominado Cinturón Plegado de la Sierra de Chiapas (e.g. Meneses-Rocha, 2001; Mandujano y Keppie, 2009; Witt *et al.*, 2012; Fig. 1.1). En la parte occidental de Tabasco y el área colindante del estado de Veracruz, las sucesiones cenozoicas se encuentran deformadas como resultado del emplazamiento de domos salinos (Mitra *et al.*, 2007; Robles-Nolasco *et al.*, 2013; Fig. 1.1). A continuación, se presenta una síntesis bibliográfica de la estratigrafía cenozoica (en particular del intervalo que abarca el Eoceno, Oligoceno y Mioceno) expuesta en el sureste de México, Belice y norte de Guatemala (Fig. 2.1), con el fin de proporcionar la información necesaria para entender la evolución sedimentaria de esta amplia área geográfica.

Figura 2.1 Estratigrafía del Cenozoico en el sureste de México, Guatemala y Belice, representando los ambientes sedimentarios en cada formación. La carta es adaptada de la propuesta por Quezada-Muñeton (1987), Ferrusquía-Villafranca (2000), Meneses-Rocha (2001), Mandujano y Keppie (2009) y Purdy y Lomando (2003).



2.1.1 Estratigrafía del Eoceno

Durante el Eoceno temprano, el progresivo levantamiento del Complejo de Sutura de Guatemala (Fig. 1.1) y la consecuente regresión del mar hacia el norte, produjo el depósito de sedimentos continentales y costeros a lo largo del margen sur de Chiapas (Meneses-Rocha, 2001; Abdullin *et al.*, 2016; Fig.2.2). En Chiapas se registra un gran aporte de terrígenos que incluyen una potente sucesión de arenisca y conglomerado rojos. Estas rocas corresponden a los depósitos fluviales de la Formación El Bosque (Perrilliat *et al.*, 2006; Fig. 2.1). El gran aporte de terrígenos durante el Eoceno temprano influyó también las zonas litorales y marinas adyacentes, determinando la dilución de la producción de carbonato de calcio y el establecimiento de plataformas continentales siliciclásticas en la región de Tabasco, Campeche y norte de Guatemala (Meneses-Rocha, 2001; Fig. 2.2).

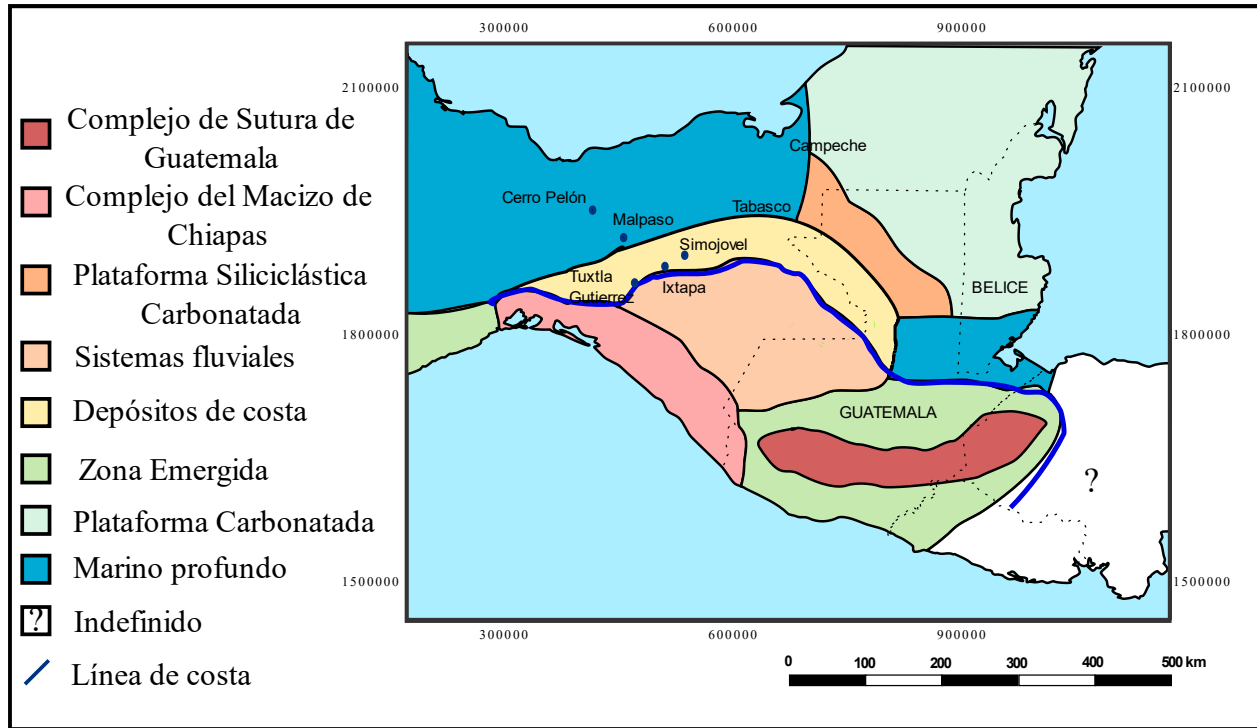


Figura 2.2 Ambientes sedimentarios durante el Eoceno temprano. Reconstrucción elaborada a partir de los datos de Carfantan (1985), Quezada-Muñeton (1987), Ferrusquía- Villafranca (2000), Meneses-Rocha (2001), Witt et al. (2012) y Purdy y Lomando (2003).

Durante el Eoceno tardío, fluctuaciones del nivel del mar permitieron la acumulación de depósitos litorales a marinos someros de la Formación Lomut por encima de los depósitos fluviales de la Formación El Bosque en gran parte de la Sierra de Chiapas (Quezada-Muñeton, 1987; Mandujano y Vázquez, 1996; Meneses-Rocha, 2001; Figs. 2.1 y 2.3). Igualmente, Ferrusquía-Villafranca *et al.* (2000) describen en el área de Ixtapa-Soyaló (Fig. 2.3) una sucesión de biomicrita margosa, arenisca y conglomerado que atribuyen a la Formación San Juan, depositada bajo condiciones litorales.

Durante el mismo tiempo, más al norte, en la provincia petrolera del sur del Golfo de México, se acumularon grandes espesores de turbiditas de la Formación Nanchital, la cual está representada por una alternancia de lutita y arenisca calcárea, intercaladas con depósitos pelágicos (Acevedo, 1962; Quezada-Muñeton, 1987), Localmente, estas rocas se encuentran intercaladas con el Conglomerado Uzpanapa, el cual está compuesto por lentes de conglomerado con fragmentos de caliza (Acevedo, 1962; Quezada-Muñeton, 1987; Galloway *et al.*, 1991; Mandujano y Vázquez, 1996; Horbury *et al.*, 2003; Figs. 2.1).

En los estados de Campeche y Tabasco, así como en la parte sur de Yucatán, el registro estratigráfico dominante está representado por las Formaciones Icaiché, Pisté y Chichén Itzá, las cuales

consisten en margas y calizas fosilíferas de plataforma (Galloway *et al.*, 1991; Morán-Zenteno, 1994; Figs. 2.1 y 2.3). Similarmente, al norte de los estados de Alta Verapaz, el Quiché y El Petén, en Belice y norte de Guatemala, se depositaron carbonatos y evaporitas de plataforma de las formaciones Buena Vista, Santa Amelia y Doubloon Bank (Vinson, 1962; Bermúdez, 1963; Álvarez 2009; Figs. 2.1 y 2.3).

Al sur de estos estados aflora una sucesión de lutita arcillosa, caliza, marga y conglomerado de las formaciones El Cambio y Reforma. Ambas formaciones fueron definidas por Vinson (1962) como la Formación Sepur, cuyas facies corresponden a turbiditas y flujos de detritos en ambiente marino profundo (Bonis, 1967; Petersen *et al.*, 2012; Figs. 2.1 y 2.3). De igual manera, hacia el sur de Belice aflora una sucesión de arenisca, limolita, caliza y conglomerado de la Formación Toledo, interpretados por Fisher y King (2015) como depósitos de abanicos submarinos.

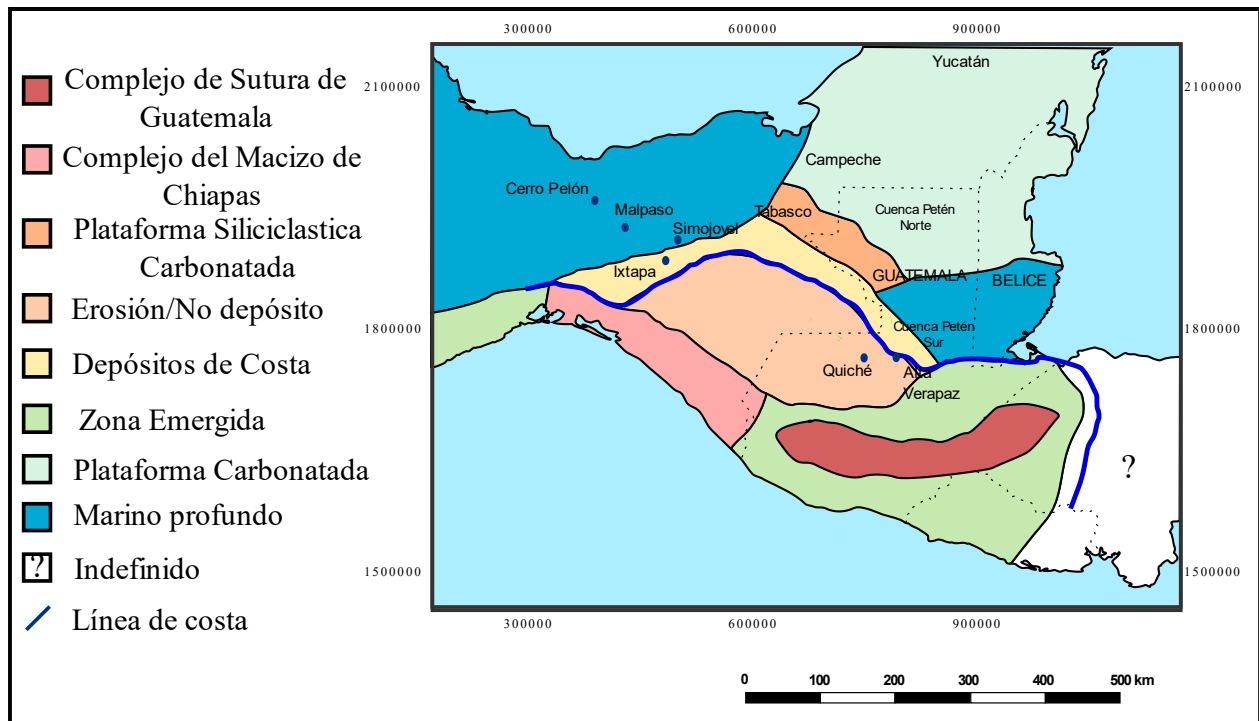


Figura 2.3 Ambientes sedimentarios durante el Eoceno tardío. Reconstrucción elaborada a partir de los datos de Vinson (1962), Carfantan (1985), Galloway *et al.* (1991), Morán-Zenteno, (1994), Quezada-Muñeton (1987), Ferrusquía- Villafranca (2000), Meneses-Rocha (2001), Álvarez (2009), Witt *et al.* (2012), Purdy y Lomando (2003) y Fisher y King (2015).

2.1.2 Estratigrafía del Oligoceno

El límite Eoceno tardío y Oligoceno marca un nuevo episodio regresivo que expone de nuevo a la superficie la parte este de la Sierra de Chiapas. (Quezada-Muñeton, 1987; Meneses-Rocha, 2001). Durante

el Oligoceno temprano, aparentemente en un periodo de estabilidad tectónica, disminuyó el aporte de sedimentos terrígenos en gran parte del sureste de México, lo que favoreció el depósito de carbonatos en las regiones más someras al sur de la provincia petrolera (Sánchez- Montes de Oca, 2006; Fig. 2.4). En el Graben de Ixtapa, calizas de aguas someras se encuentran sobre unidades terrígenas litorales del Eoceno tardío (Meneses-Rocha, 2001; Fig. 2.4).

Al noreste de la Sierra de Chiapas y en el área de Simojovel (Fig. 2.4), se encuentran una sucesión de caliza con intercalaciones de lutita y arenisca de la Formación Mompuyil. Esta sucesión contiene algas coralinas, corales, gasterópodos y pelecípodos de arrecifes, que indican desarrollo de una plataforma carbonatada (Galloway *et al.*, 1991; Horbury *et al.*, 2003; Figs. 2.1 y 2.4). Quezada-Muñeton (1987) resalta que al norte de Simojovel persistieron las facies de plataforma, a diferencia del sur, donde predominaron facies lagunares (Fig. 2.4). Igualmente, Meneses-Rocha (2001) hace mención de dos unidades terrígenas que afloran en el Sinclinal de Simojovel: la Arenisca de la Trinidad y la Arenisca Rancho Berlín. Tales unidades informales sugieren a un ambiente litoral a marino somero (Figs. 2.1 y 2.4).

Hacia la provincia petrolera del sureste, en los alrededores de los ríos Nanchital, Playas y Pedregal se encuentra una sucesión de lutita, marga y escasas arenisca interestratificadas con un cuerpo conglomerático denominado Conglomerado Nanchital (Figs. 2.1 y 2.4). Dicha sucesión fue depositada dentro de un ambiente marino profundo y corresponde a la Formación La Laja del Oligoceno temprano (Acevedo 1962; Quezada- Muñeton, 1987; Galloway *et al.*, 1991; Horbury *et al.*, 2003).

En la Península de Yucatán y en la parte norte de Belice, se ha reportado la presencia de calizas depositadas en un ambiente de plataforma asociado a una baja tasa de subsidencia (Carfantan, 1985; López-Ramos, 1979; García, 2016; Fig. 2.4).

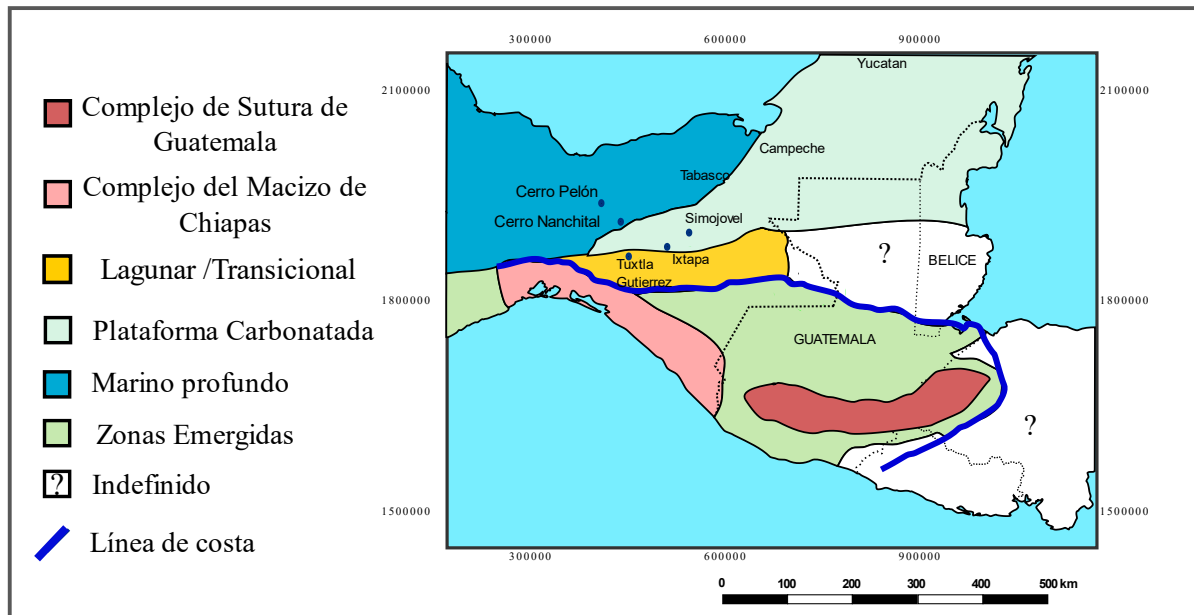


Figura 2.4 Ambientes sedimentarios durante el Oligoceno temprano. Reconstrucción elaborada a partir de los datos de Carfantan (1985), Galloway et al. (1991), Quezada-Muñeton (1987), Ferrusquía- Villafranca (2000), Meneses-Rocha (2001), Witt et al. (2012), Purdy y Lomando (2003).

Durante el Oligoceno tardío, en la provincia petrolera del sureste continua el depósito de sedimentos clásticos en un ambiente marino profundo. Dichos depósitos han sido agrupados dentro de la Formación Depósito (Figs. 2.1 y 2.5), la cual consiste en una alternancia de arenisca y lutita, localmente interestratificadas con horizontes de toba (Acevedo, 1960; Rosales *et al.* 2005).

Más al sur, en la Sierra de Chiapas, la sedimentación ocurrió en un ambiente marino somero. En la localidad de Simojovel aflora la Formación La Quinta caracterizada por una sucesión de arenisca, caliza, limolita y conglomerado, depositadas en un ambiente marino somero a litoral (Graham, 1999; Martínez & Ramírez, 2006; Ferrusquía-Villafranca, 2006; Fig. 2.5).

Igualmente, en la Península de Yucatán se encuentra una sucesión de marga depositada en un ambiente marino somero (Viniegra, 1981). Del mismo modo, en la Cuenca Corozal, en el norte de Belice, los datos estratigráficos disponibles indican que persistieron condiciones de depósito marinas someras durante todo el Oligoceno tardío (Viniegra, 1981; Figs. 2.1 y 2.5), mientras que en la parte sur de Belice se han reportado depósitos terrígenos interpretados como el registro de un ambiente deltaico (Purdy y Lomandon, 2003). Cabe destacar, que todas las unidades estratigráficas de Belice son informales y carecen de localidad tipo y una descripción propia (King *et al.*, 2004).

En la cuenca Peten Sur, en el norte de Guatemala, Álvarez (2009) describe tres formaciones del Oligoceno tardío: el Conglomerado Desempeño, la Formación Lacantún y la Formación Caribe. Estas unidades consisten en limolita, arenisca ferruginosa, conglomerado rico en cuarzo y lutita nodular ferruginosa que han sido interpretados como el registro de un ambiente deltaico (Figs. 2.1 y 2.5).

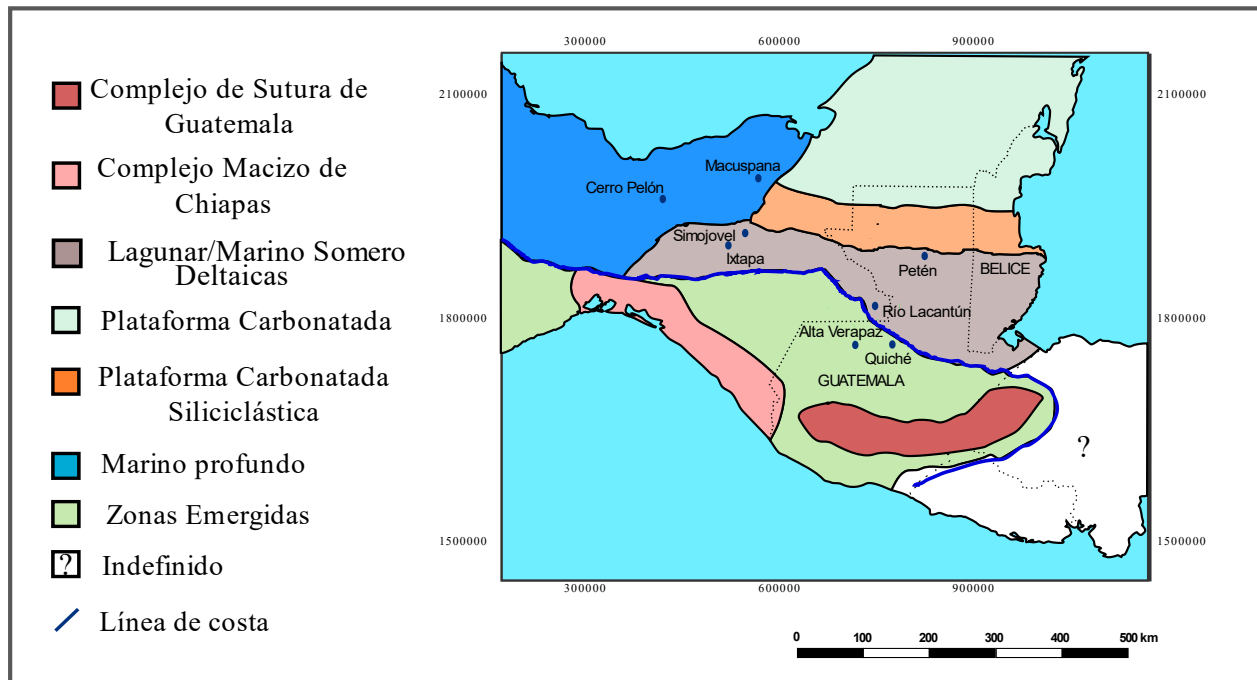


Figura 2.5 Ambientes sedimentarios durante el Oligoceno tardío. Reconstrucción elaborada a partir de los datos de Acevedo (1960), Carfantan (1985), Rosales et al. (2005), Quezada-Muñeton (1987), Ferrusquía- Villafranca (2000), Meneses-Rocha (2001), Witt et al. (2012), Purdy y Lomando (2003).

2.1.3 Estratigrafía del Mioceno temprano

Para el Mioceno temprano, un aumento del nivel del mar permitió el desarrollo de depósitos marinos someros a profundos por encima de las sucesiones litorales y fluviales que se desarrollaron en las zonas expuestas durante el Oligoceno (Meneses-Rocha, 2001) (Fig. 2.6). En la provincia petrolera del sureste de México se encuentran grandes espesores de arenisca y lutita de la Formación Depósito, las cuales se emplazaron en un ambiente marino profundo (Meneses-Rocha, 2001). Adicionalmente, en la Cuenca Salina del Istmo (Fig. 1.1), Patrón *et al.* (2009) han reportado un registro estratigráfico dominado por lutita y arenisca a través de un análisis de registros geofísicos y concluyeron que podría tratarse de una unidad correlacionable con la Formación Depósito.

En la localidad de Simojovel, destaca la presencia de lutitas con foraminíferos planctónicos de ambiente marino profundo (Meneses-Rocha, 2001). Mas al sur, hacia el área de Macuspana en Chiapas, se encuentra una sucesión de calizas arrecifales y de plataforma designadas como Caliza Macuspana (Quezada-Muñetón, 1987; Meneses- Rocha, 2001; Figs. 2.1 y 2.6). Del mismo modo, calizas fosilíferas y margas de ambiente marino somero de la Formación Carrillo Puerto se encuentran al noroeste de Campeche y en Yucatán (Galloway, *et al.* 1991).

Hacia la parte más nororiental del Cinturón Plegado de Chiapas, cerca de Ocosingo y hacia el oeste de Guatemala, se han reportado sucesiones carbonatadas de plataforma (Carfantan, 1985; Fig. 2.6). Igualmente, la Cuenca Corozal, en Belice, contiene carbonatos de ambiente marino somero de la Formación Belice (Purdy y Lomando, 2003).

Durante el Mioceno temprano, el aumento del nivel del mar también se vio reflejado en la parte más al sur de la Cuenca de Belice, donde se depositaron calizas arrecifales de la Formación Rio Dulce (Weyl, 1980; Figs. 2.1 y 2.6) sobre facies deltaicas y lagunares que formaron parte del Oligoceno tardío.

En el área de Ixtapa, Meneses-Rocha (2001) señala la presencia de areniscas y calizas con foraminíferos bentónicos y corales que indican ambientes de plataforma carbonatada-siliciclástica (Figs. 2.1 y 2.6). En las cercanías de Palenque, al norte de Chiapas y sur de Tabasco, aflora una sucesión conformada por marga, lutita y coquina que constituyen la Formación Tulijá, depositada en ambientes de alta energía y baja profundidad de la plataforma interna (Martínez *et al.* 2017; Figs. 2.1 y 2.6). Meneses-Rocha (2001) afirma que esta formación representa la entrada de terrígenos a la plataforma.

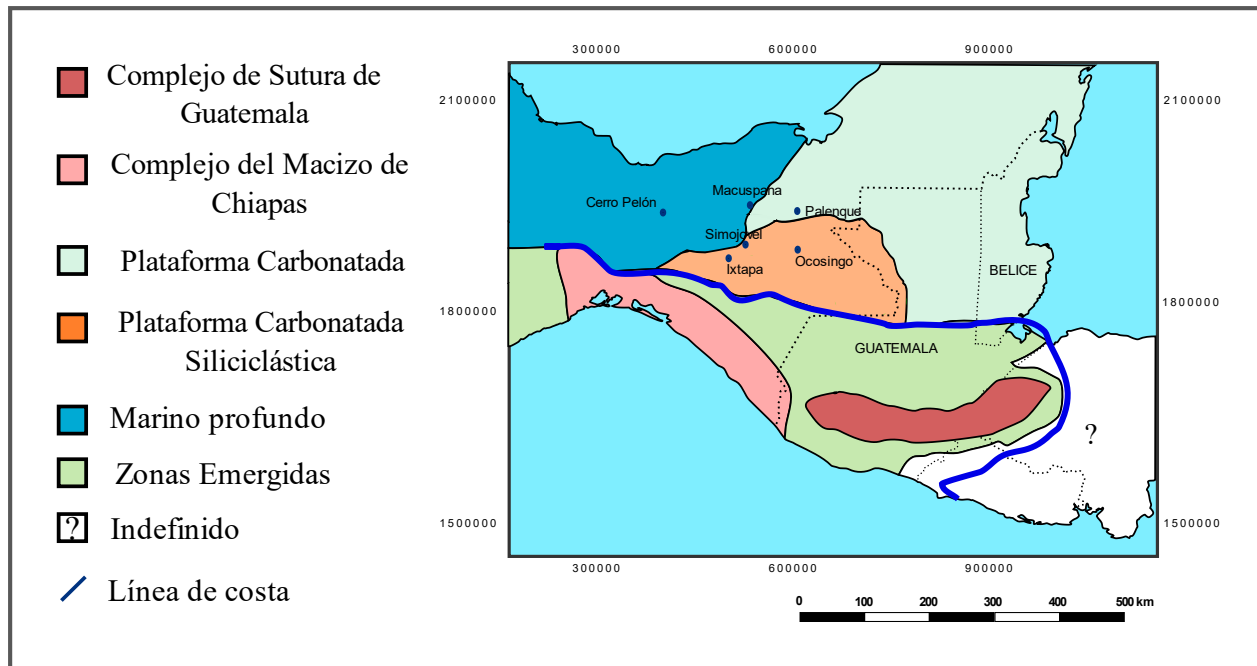


Figura 2.6 Ambientes sedimentarios durante el Mioceno Temprano. Reconstrucción elaborada a partir de los datos de Acevedo (1960), Carfantan (1985), Quezada-Muñeton (1987), Ferrusquía- Villafranca (2000), Meneses-Rocha (2001), Witt et al. (2012), Purdy y Lomando (2003).

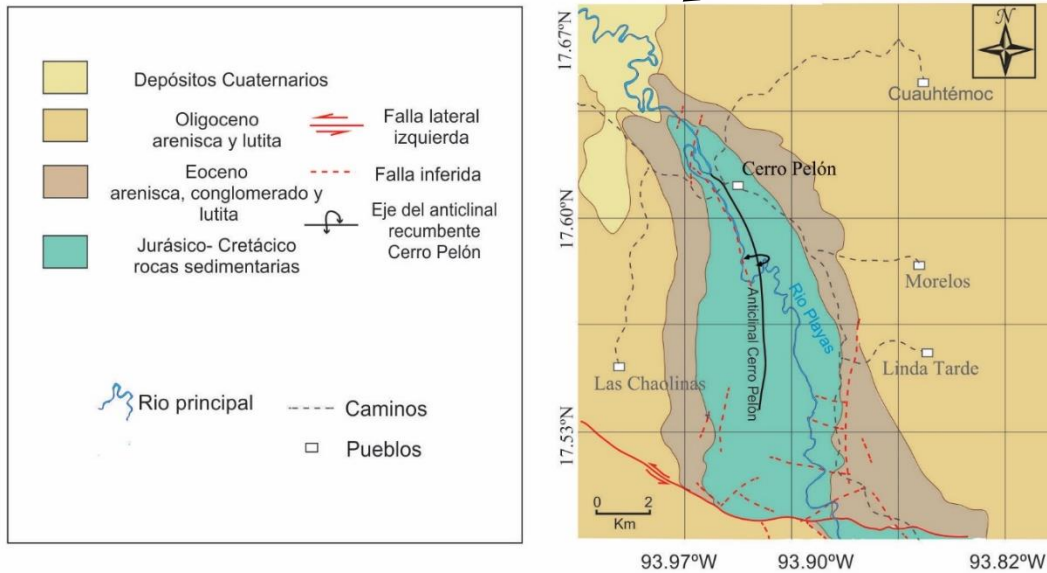
2.2 Estratigrafía del área de Cerro Pelón

El área de Cerro Pelón se encuentra en el municipio de las Choapas, en el sur del estado de Veracruz (Fig. 2.7). En esta área aflora una sucesión de aproximadamente 4,000 metros de espesor que abarca desde el Jurásico Temprano hasta el Mioceno temprano (Benavides, 1950; Acevedo, 1962). Esta sucesión se encuentra plegada formando un anticlinal de escala kilométrica, recumbente hacia el este y con orientación NNW. Esta estructura se ha interpretado como parte de la terminación norte del Cinturón Plegado de la Sierra de Chiapas (Acevedo, 1962; Meneses-Rocha, 2001; Witt *et al.*, 2012; Fig. 1.1).

La sucesión cenozoica en esta área está expuesta a lo largo de los flancos oriental y occidental del anticlinal Cerro Pelón (Fig. 2.7). De acuerdo con Benavides (1962), el Eoceno en esta área incluye una sucesión de aproximadamente 1400 m de espesor compuesta por estratos delgados de lutita interestratificados con arenisca de grano fino y arenisca conglomerática (Fig. 2.8).



Figura 2.7 Mapa geológico del anticlinal Cerro Pelón según Benavides (1962). Modificado de Ortega-Flores *et al.*, 2018.



Dichas rocas se encuentran sobreyacidas por una sucesión del Oligoceno de aproximadamente 2000 m de espesor, la cual está compuesta por arenisca, conglomerado y lutita que muestran cambios laterales de facies (Benavides, 1962). Estas rocas del Oligoceno han sido correlacionadas por Acevedo (1962) con las formaciones La Laja y Depósito (Fig. 2.8), las cuales han sido reconocidas ampliamente dentro de la provincia petrolera de las cuencas del sureste. Sobre las rocas del Oligoceno, yace concordantemente una sucesión de conglomerado y marga del Mioceno temprano (Acevedo, 1962).

El origen del detrito que componen las rocas clásticas cenozoicas del área de Cerro Pelón no ha sido determinado. En el sureste de México y Guatemala se encuentran diferentes complejos ígneo-metamórficos que representan posibles fuentes de los sedimentos de las cuencas del sureste de México, específicamente de la sucesión sedimentaria clástica del Cenozoico expuesta en el área de Cerro Pelón. A continuación, se presenta la descripción de cada uno de estos complejos cristalinos.

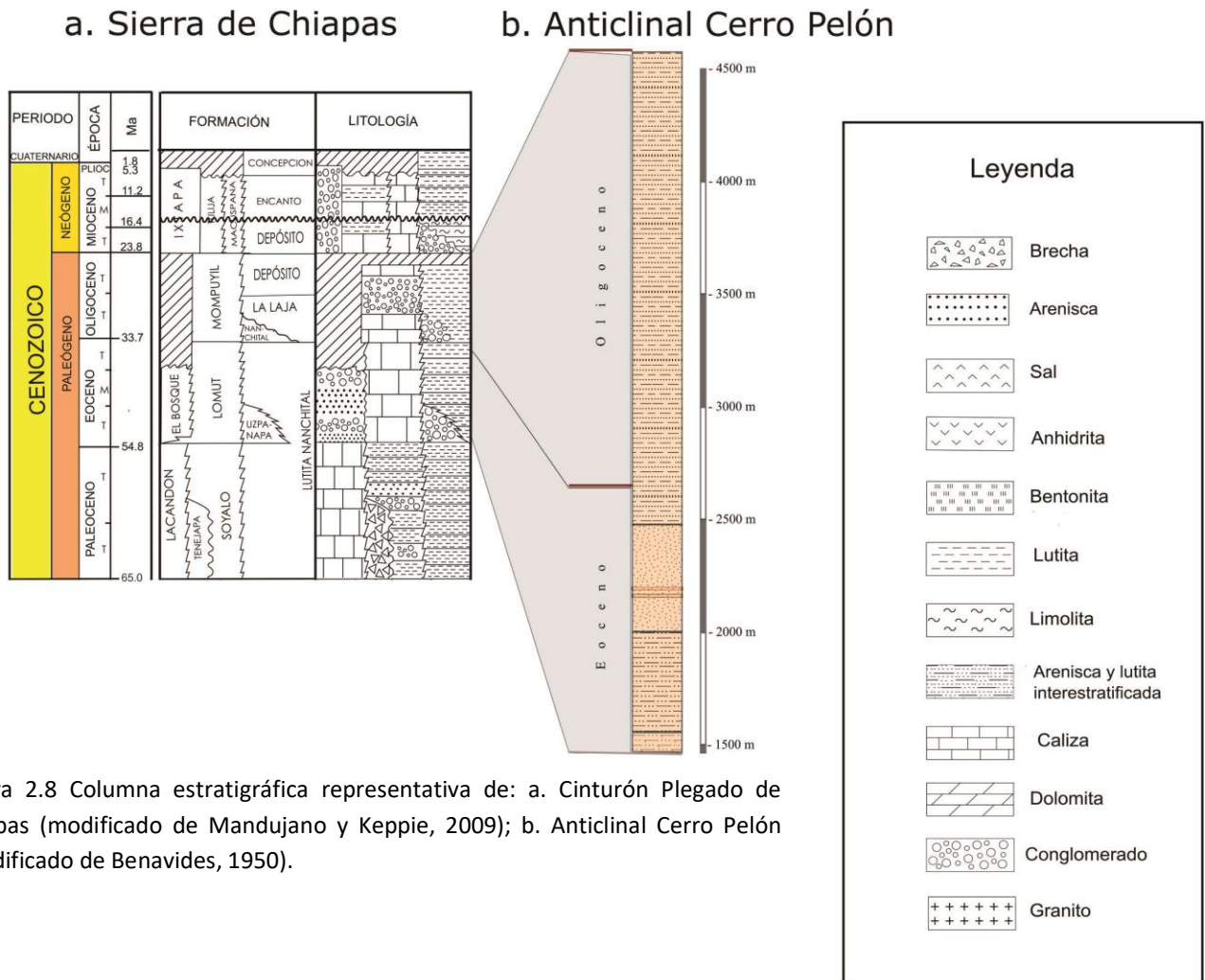


Figura 2.8 Columna estratigráfica representativa de: a. Cinturón Plegado de Chiapas (modificado de Mandujano y Keppie, 2009); b. Anticlinal Cerro Pelón (Modificado de Benavides, 1950).

2.3 Complejos cristalinos del sureste de México y norte de Guatemala

2.3.1 Complejo de Sutura de Guatemala

El Complejo de Sutura de Guatemala (Martens *et al.*, 2017; Fig. 2.9) se encuentra ~500 km al sur del Golfo de México. Consiste en un cinturón metamórfico de 350 km de largo con orientación este-oeste, el cual está delimitado por el sistema de fallas laterales izquierdas de Polochic, al norte y Jocotán, al sur. De acuerdo con varios autores, el Complejo de Sutura de Guatemala se generó entre el Cretácico Tardío y el Neógeno durante el desarrollo del límite de placa Norte América-Caribe (e.g. Dickinson y Lawton 2001; Ratschbacher *et al.* 2009; Torres de León *et al.*, 2012; Martens *et al.*, 2017; Harlow *et al.*, 2004; Brueckner *et al.*, 2009). Con base en los diferentes grados metamórficos, protolitos y origen de las rocas presentes, el Complejo de Sutura de Guatemala se ha dividido en una parte norte y una parte sur, las cuales son separadas por la Falla de Motagua (e.g. Martens *et al.*, 2017; Fig. 2.9).

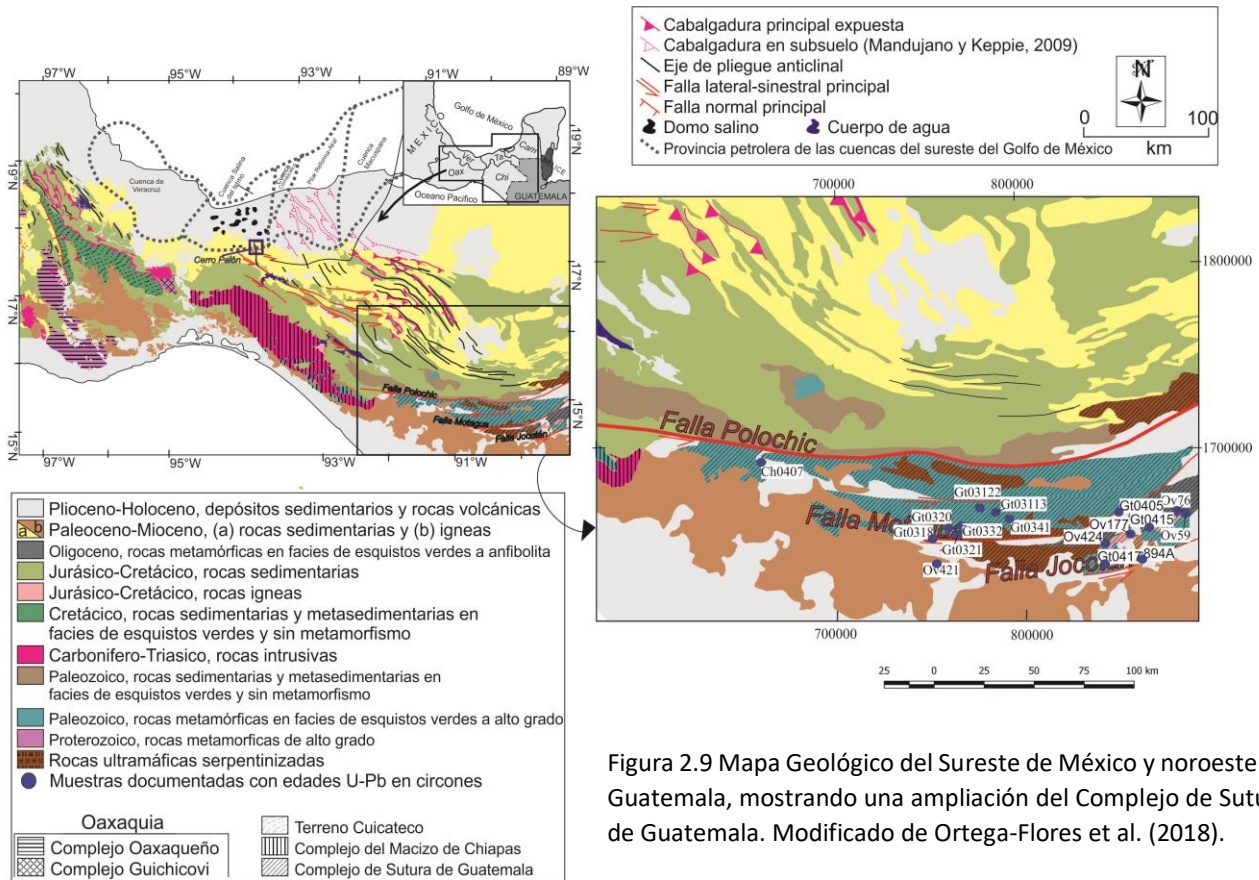


Figura 2.9 Mapa Geológico del Sureste de México y noroeste de Guatemala, mostrando una ampliación del Complejo de Sutura de Guatemala. Modificado de Ortega-Flores et al. (2018).

2.3.1.1 Parte Norte del Complejo de Sutura de Guatemala

La parte norte del Complejo de Sutura de Guatemala se encuentra comprendida entre las fallas de Polochic al norte y Motagua al sur (Fig. 2.9). Esta parte del Complejo de Sutura de Guatemala contiene un *melange* de serpentinita en facies de eclogitas que aloja bloques máfico y ultramáficos del Cretácico Inferior (Harlow, 2004; Tsujimori *et al.*, 2006; Flores *et al.*, 2013; Martens *et al.* 2017). Más hacia el norte, estas rocas máficas y ultramáficas se encuentran yuxtapuestas por medio de una falla lateral izquierda a rocas metaintrusivas, metasedimentarias y, en menor abundancia, metabasalto y calcosilicatos del Paleozoico, los cuales exhiben un grado metamórfico variable desde la facies de eclogitas en proximidad de la falla de Motagua, hasta la facies de anfibolitas y esquistos verdes hacia el norte (e.g. Martens *et al.*, 2017). Estas rocas metamórficas han sido interpretadas de diferentes maneras por los diferentes autores. Martens *et al.* (2017) han sugerido que la parte norte del Complejo de Sutura de Guatemala representa un remanente del margen continental meridional de Norte América y de la adyacente litosfera oceánica del proto-Caribe, las cuales fueron subducidas bajo el Gran Arco del Caribe y, posteriormente, exhumadas

durante la colisión arco-continente en el Cretácico Tardío (Fig. 2.10). De manera alternativa, otros autores han planteado que por lo menos parte de estas rocas metamórficas sea un terreno alóctono que se acrecionó a Norte América durante el Cretácico Tardío (e.g. Solari *et al.*, 2011). Hacia el norte de la falla de Polochic, el Complejo de Sutura de Guatemala está en contacto con rocas metasedimentarias de muy bajo grado y sedimentarias de edad paleozoica (Ortega-Obregón *et al.*, 2008; Ratschbacher *et al.*, 2009; Fig. 2.9).

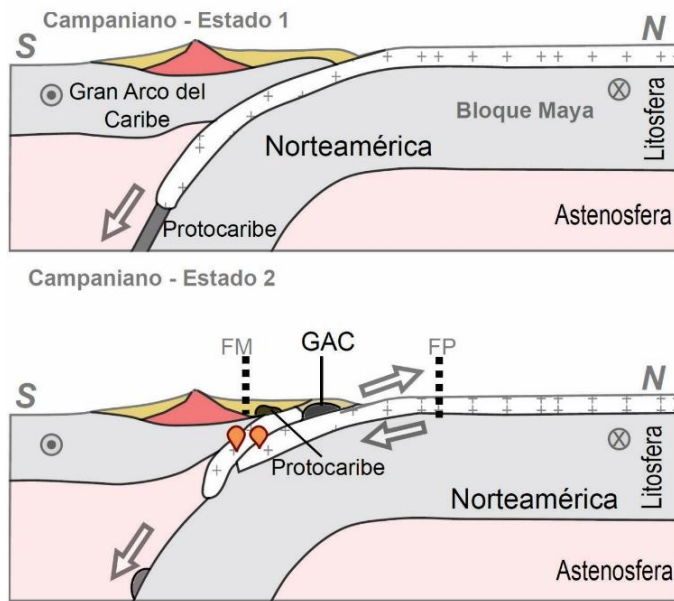


Figura 2.10 Reconstrucción tectónica modificada de Martens *et al.* (2012) que ilustra la colisión del Gran Arco del Caribe con el margen sur de la Placa Norteamericana durante el Campaniano. En un primer estado, el margen sur continental de la Placa Norteamericana y su adyacente litosfera oceánica subducen por debajo del Gran Arco del Caribe. En la segunda etapa ocurre la exhumación del slab y la formación de un melange al norte de la futura Falla Motagua. FM= Falla Motagua futura, FP= Falla Polochic futura, GAC= remanentes del manto litosférico del Gran Arco del Caribe.

Estas rocas paleozoicas están sobreyacidas en contacto tectónico por cuerpos de harzburgita serpentizada, gabro, dolerita y basalto (Beccaluva *et al.*, 1995; Giunta *et al.*, 2002; Chiari *et al.*, 2006; Fig. 2.9). Dichas rocas han sido interpretadas como remanentes del manto litosférico subyacente al Gran Arco del Caribe, los cuales fueron exhumados y emplazados tectónicamente sobre el margen continental de Norte América (Martens *et al.*, 2012; Fig. 2.10).

Actualmente, los datos geocronológicos para las rocas metamórficas de la parte norte del Complejo de Sutura de Guatemala son escasos y, desafortunadamente, no cubren toda la variedad litológica anteriormente descrita. Las edades U-Pb disponibles indican que los metagranitoides de este complejo metamórfico fueron emplazados durante dos principales intervalos de tiempo: entre ~480-420 Ma (Ortega-Obregón *et al.* 2008; Ratschbacher *et al.* 2009; Solari *et al.* 2011; Fig. 2.11 a), y, posteriormente, entre ~250-210 Ma (Ratschbacher *et al.* 2009; Solari *et al.* 2011; Martens *et al.* 2012; Figs. 2.11 a y b). Estas rocas metaintrusivas contienen circones heredados con edades del Proterozoico

(Ratschbacher *et al.*, 2009; Solari *et al.*, 2011). En las rocas metasedimentarias dominan circones con edades U-Pb entre ~1270–910 Ma (Solari *et al.*, 2009; Figs. 2.11 c y d). Adicionalmente, algunas muestras contienen también circones con edades entre ~250–220 Ma y, en cantidades subordinadas, circones con edades de ~810–400 Ma y ~140–120 Ma (Solari *et al.*, 2011; Fig. 2.11 d).

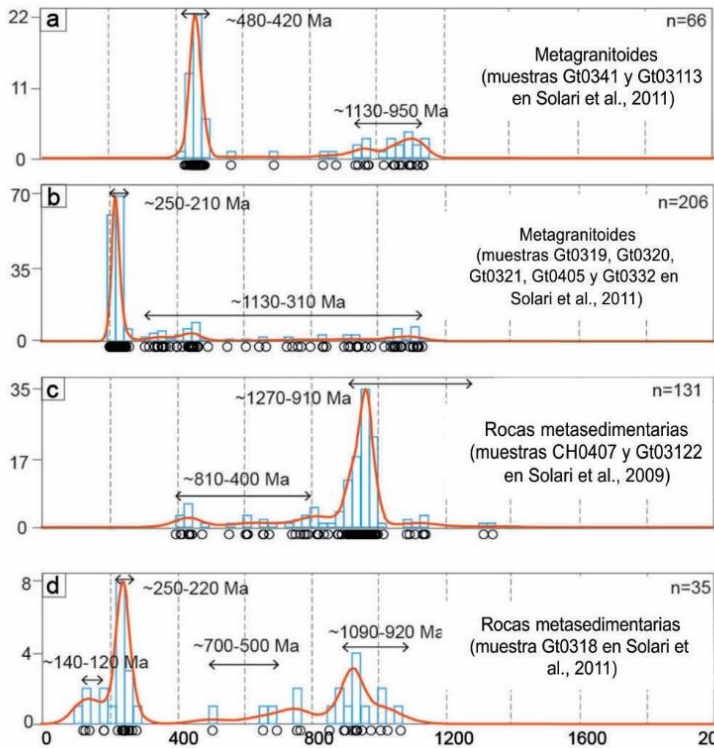


Figura 2.11 Diagramas de estimación de densidad de Kernel (Vermeesch, 2012) e histogramas (rectángulos azules) que muestran la distribución estadística de las edades obtenidas de circones de muestras representativas de la parte norte del Complejo de Sutura de Guatemala (Solari *et al.* 2009, 2011). La ubicación de las muestras se observa en la figura 2.9. Los círculos indican las edades de cada circón analizado. Modificado de Ortega-Flores *et al.*, 2018.

2.3.1.2 Parte Sur del Complejo de Sutura de Guatemala

La parte sur del Complejo de Sutura de Guatemala está expuesta entre las fallas de Motagua al norte y Jocotán al sur (Fig. 2.9). Entre estas fallas, se encuentran rocas metaígneas y metasedimentarias en facies de anfibolitas a esquistos verdes, así como rocas intrusivas y un melánge de serpentina que contiene bloques de gabro milonitizado, basalto almohadillado, jadeítita, eclogita y esquistos azules (Lawrence 1975; Giunta *et al.*, 2002; Harlow *et al.*, 2003; Ratschbacher *et al.*, 2009; Torres de León *et al.*, 2012). Dichas rocas metamórficas han sido interpretadas como la parte norte del bloque de Chortís, un bloque continental alóctono que, de acuerdo con algunos autores, se desplazó desde una posición inicial frente de la costa suroccidental de México hacia el sureste, a lo largo del límite transformante entre las placas de Caribe y Norteamérica, siendo finalmente amalgamado a la parte norte del Complejo de Sutura de Guatemala durante el Oligoceno o posteriormente (e.g. Dickinson y Lawton 2001; Pindell *et al.*, 2006; Ratschbacher *et al.*, 2009; Torres de León *et al.*, 2012; Figs. 1.2 b y c).

Al igual que para la parte norte, los datos geocronológicos disponibles para la parte sur del Complejo de Sutura de Guatemala son escasos. Estudios de geocronología de U-Pb realizados en circones procedentes de rocas metasedimentarias muestran un rango de edades entre ~1410-520 Ma con un grupo dominante de circones con edades entre ~1410-930 Ma y en menor proporción otro grupo con edades entre ~555-520 Ma (Solari *et al.*, 2009; Figs. 2.12 a). En cambio, circones de otras muestras de rocas metasedimentarias han arrojado edades que varían desde el Mesoproterozoico al Oligoceno, con un grupo principal de edades entre ~330-225 y ~40-30 Ma y, seguidamente, cantidades subordinadas de circones con edades entre ~1250-930, ~630-450 y ~180-170 Ma (Torres de León *et al.*, 2016; Fig. 2.12 b).

Las rocas granitoides y metagranitoides presentan diferentes edades de emplazamiento como lo demuestra las edades de cristalización U-Pb de los circones, los cuales definen tres grupos principales a los ~170-165, ~130-85 y ~40-20 Ma (Torres de León *et al.*, 2016; Figs. 2.12 c-e).

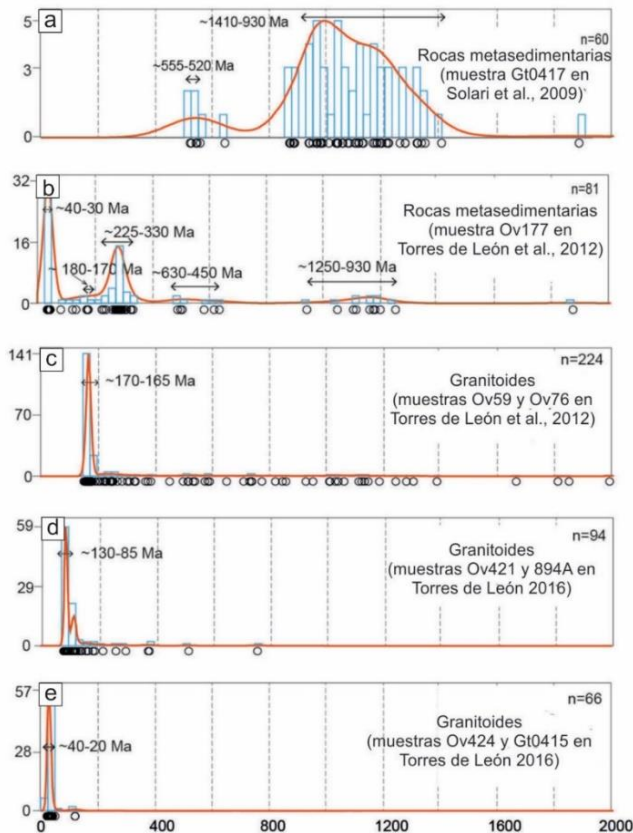


Figura 2.12 Diagramas de estimación de densidad de Kernel (Vermeesch, 2012) e histogramas (rectángulos azules) que muestran la distribución estadística de las edades obtenidas de circones de muestras representativas de la parte sur del Complejo de Sutura de Guatemala (Solari *et al.* 2009, 2011). La ubicación de las muestras se observa en la figura 2.9. Los círculos indican las edades de cada circón analizado. Modificado de Ortega-Flores *et al.*, 2018.

2.3.2 Complejo del Macizo de Chiapas

El Complejo del Macizo de Chiapas (Schaaf *et al.*, 2002; Hiller *et al.*, 2004; Weber *et al.*, 2007; Estrada-Carmona *et al.*, 2012) es una cadena montañosa localizada ~100 km al sur del área de Cerro Pelón (Fig. 2.13). Este complejo forma parte del basamento del suroeste del Bloque Maya y comprende granitoides débilmente foliados a no deformados que cortan rocas metaintrusivas, metasedimentarias clásticas y metabasitas en facies de anfibolitas, las que fueron afectadas por metamorfismo retrógrado hacia la facies de esquistos verdes (Schaaf *et al.*, 2002; Weber *et al.*, 2007; Estrada-Carmona *et al.*, 2012). La mayoría de los autores han propuesto que los granitoides del Complejo del Macizo de Chiapas se formaron durante un evento metamórfico de alta temperatura, que produjo la fusión parcial de las rocas metasedimentarias y metaintrusivas en facies de anfibolitas (Weber *et al.*, 2007).

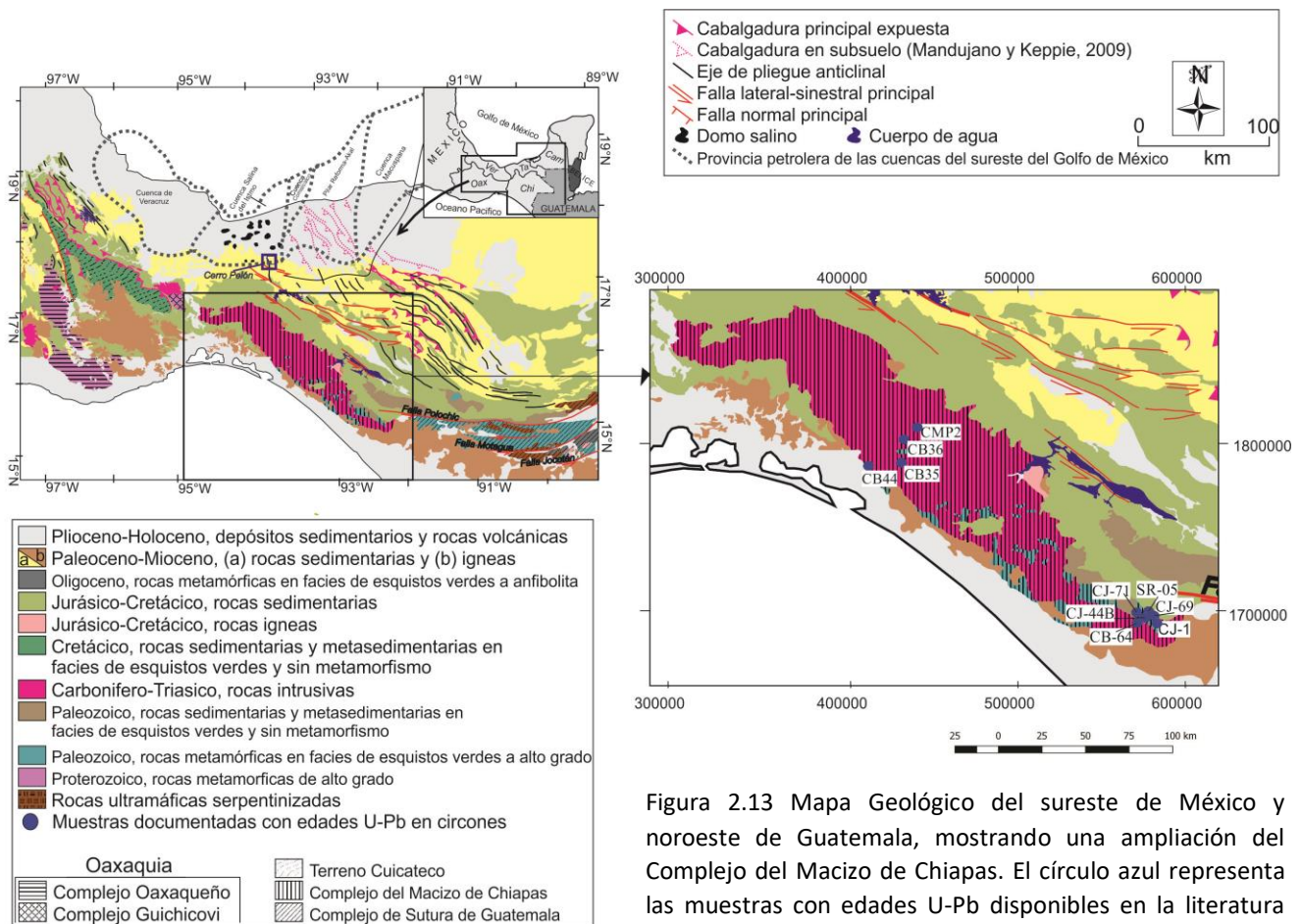


Figura 2.13 Mapa Geológico del sureste de México y noroeste de Guatemala, mostrando una ampliación del Complejo del Macizo de Chiapas. El círculo azul representa las muestras con edades U-Pb disponibles en la literatura para este complejo. Modificado de Ortega-Flores et al. 2018.

La geocronología U-Pb en circones procedentes de una anatexita muestra edades entre ~258-245 Ma, que han sido interpretados como el registro de un evento metamórfico de alta temperatura que dio origen a la intrusión de los granitoides del Complejo del Macizo de Chiapas (Weber *et al.*, 2007; Figs. 2.14 a).

Las edades U-Pb en circones indican que las rocas metagranitoides del Complejo del Macizo de Chiapas fueron emplazadas en diferentes tiempos: las más antiguas contienen un grupo principal de circones con edades de ~480-410 Ma (Estrada-Carmona *et al.*, 2012; Figs. 2.14 b), mientras que las más jóvenes contienen circones con edades que varían entre ~290 y ~270 Ma (Weber *et al.*, 2007; Figs. 2.14 c). Adicionalmente, casi todas las rocas metagranitoides de este complejo metamórfico contienen circones heredados con edades comprendidas entre ~1770 y ~550 Ma (Estrada-Carmona *et al.*, 2012; Figs. 2.14 b).

Por otro lado, las rocas metasedimentaria presentan en general un grupo principal de circones con edades de ~1300-880 Ma y, en menor proporción, circones con edades entre ~460 y ~410 Ma (Weber *et al.* 2008; Figs. 2.14 d y e). Sin embargo, con base en los datos disponible es posible diferenciar las rocas metasedimentarias expuestas en el norte y sur del Complejo del Macizo de Chiapas. En efecto, además de los grupos de edades anteriormente mencionadas, las muestras metasedimentarias colectadas en la parte norte del complejo contienen una cantidad importante de circones con edades de ~670-500 Ma y un pequeño grupo con edades de ~780-700 Ma, ~3000–2650 y ~2325–1540 (Weber *et al.* 2008; Fig. 2.14 d). Por lo contrario, las rocas metasedimentarias expuestas en la parte sur del complejo contienen un importante grupo de circones con edades entre ~1680 y ~1340 Ma, el cual no está presente en las rocas expuestas en la parte norte (Weber *et al.* 2008; Fig. 2.14 e).

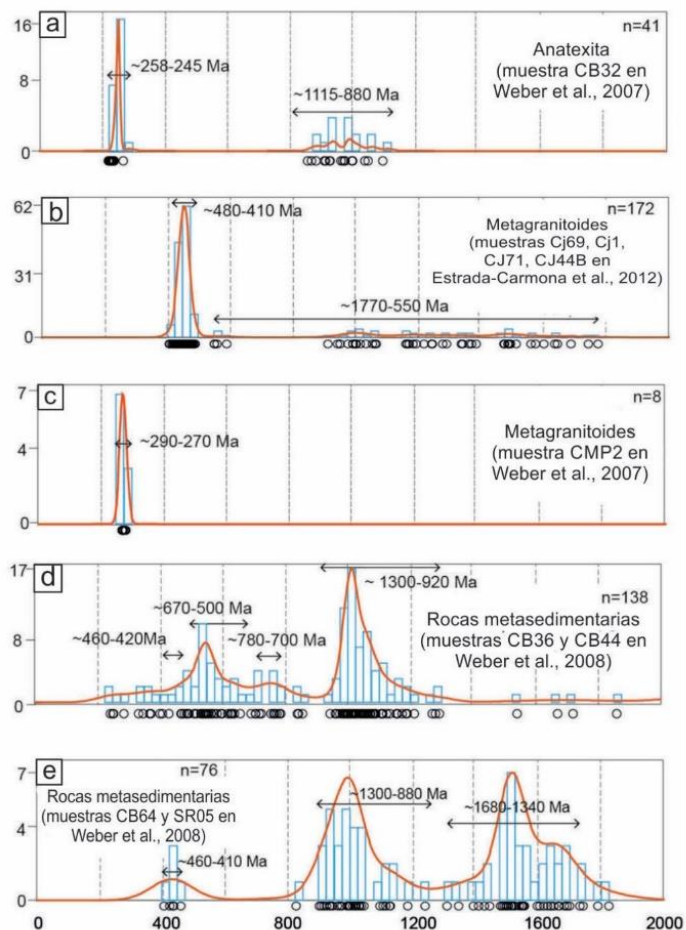


Figura 2.14 Diagramas de estimación de densidad de Kernel (Vermeesch, 2012) e histogramas (rectángulos azules) que muestran la distribución estadística de las edades obtenidas de circones de muestras representativas del Complejo del Macizo de Chiapas (Weber *et al.* 2007, 2008; Estrada-Carmona *et al.* 2012). La ubicación de las muestras se observa en la figura 2.13. Los círculos indican las edades de cada circón analizado. Modificado de Ortega-Flores *et al.*, 2018.

2.3.3 Oaxaquia

Oaxaquia fue definida formalmente por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) como un bloque microcontinental de edad Meso-Neoproterozoico temprano, el cual se encuentra localizado en la parte oriental del territorio mexicano. Debido a que la mayor parte del micro-continente Oaxaqueño se encuentra cubierta por rocas volcánicas y sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico, es difícil determinar con exactitud sus límites. Las exposiciones más extensas y lateralmente continua de Oaxaquia en el sur de México están representada por el Complejo Oaxaqueño y el Complejo Guichicovi (Fig. 2.15). Litológicamente estos complejos incluyen meta-anortosita, ortogneis, charnockita, metagabro, metagranito, rocas metasedimentarias clásticas, mármoles y rocas calcosilicatadas que han experimentado un metamorfismo de alto grado en facies de granulitas (Weber y Kohler 1999; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Keppie y Ortega-Guitierrez, 2010).

Edades U-Pb en circón entre ~ 1300 y ~ 980 Ma han sido interpretadas como edades del protolito de la parte metaintrusiva del Complejo Oaxaqueño (Weber y Kohler 1999; Solari *et al.*, 2003; Keppie *et al.*, 2003). Las rocas metasedimentaria han arrojado circones con edades U- Pb de ~ 880 -1350 Ma, con algunos pocos granos de circón que han arrojado edades hasta de ~ 2000 Ma (Solari *et al.*, 2014; Fig. 2.16 a).

Las rocas Proterozoicas del Complejo Oaxaqueño y del Complejo Guichicovi se encuentran cortadas por rocas intrusivas y metaintrusivas, cuyos circones han arrojado edades de U-Pb comprendidas entre ~ 310 y ~ 255 Ma (Ortega-Obregón *et al.*, 2014; Fig. 2.16 b). Dichas rocas intrusivas y metaintrusivas han sido interpretadas por varios autores como las raíces de un arco continental, resultado de la subducción de la placa Farallón por debajo del microcontinente Oaxaquia durante el ensamble de la Pangea (Torres *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001).

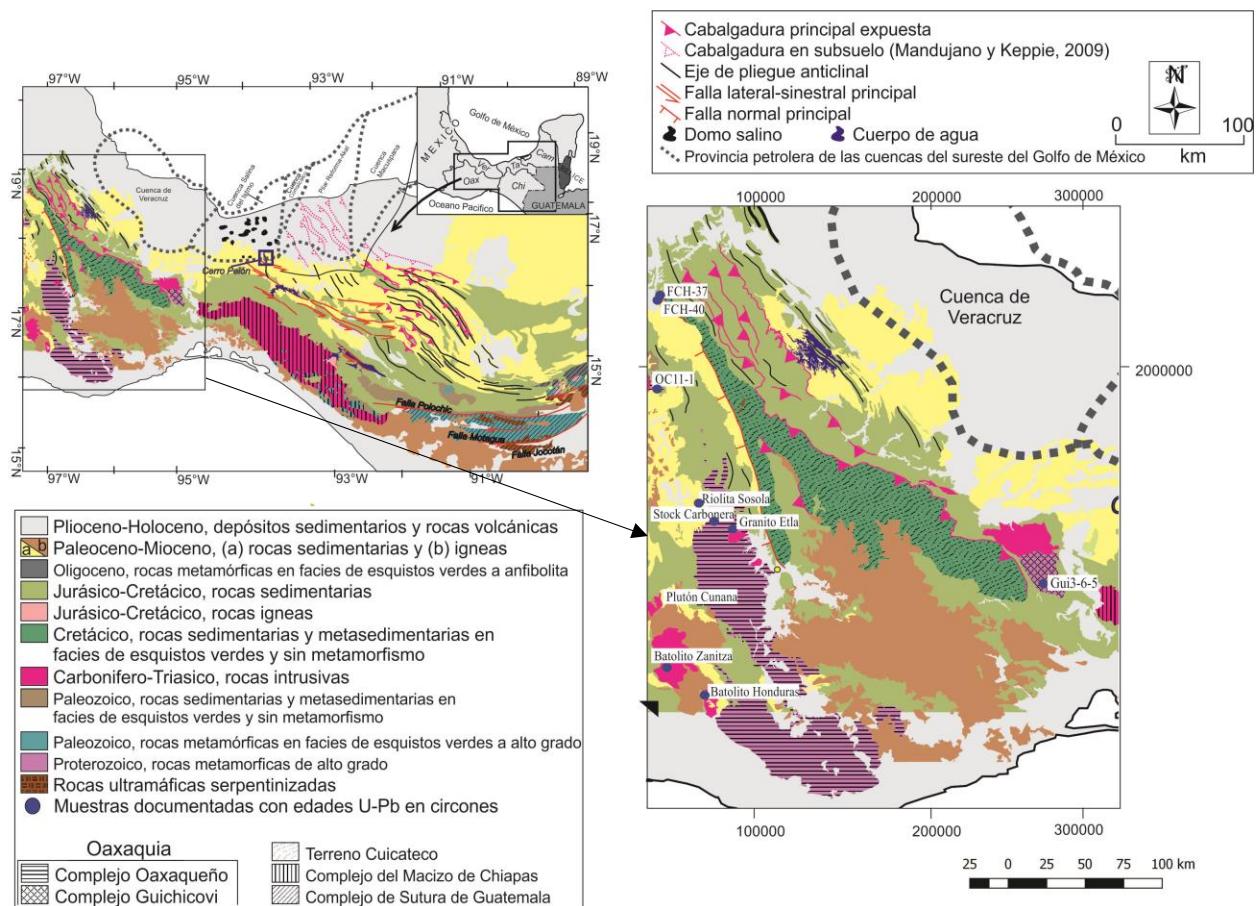


Figura 2.15 Mapa Geológico del sureste de México y noroeste de Guatemala, mostrando una ampliación del microcontinente Oaxaquia (Complejo Oaxaqueño y el Complejo Guichicovi) y del Terreno Cuicateco. El círculo azul representa las muestras con edades U-Pb disponibles en la literatura para estos complejos. Modificado de Ortega-Flores *et al.*, 2018.

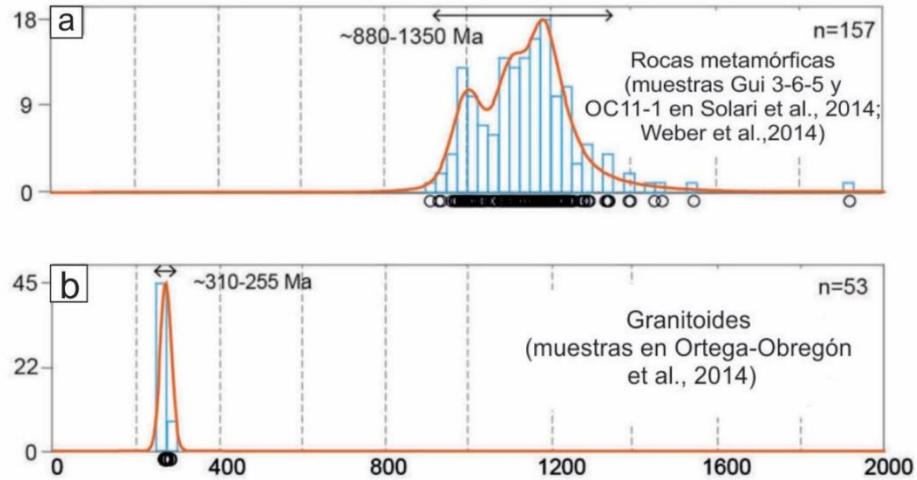


Figura 2.16 Diagramas de estimación de densidad de Kernel (Vermeesch 2012) e histogramas (rectángulos azules) que muestran la distribución estadística de las edades obtenidas de circones de muestras representativas de Oaxaquia (Solari et al. 2014; Weber et al., 2014) y granitoides (Ortega-Obregón et al. 2014). La ubicación de las muestras y los cuerpos intrusivos se observa en la figura 2.15. Los círculos indican las edades de cada circón analizado. Modificado de Ortega-Flores *et al.*, 2018.

2.3.4 Terreno Cuicateco

El terreno Cuicateco se encuentra entre los complejos Oaxaqueño y Guichicovi (Fig. 2.15). Litológicamente está compuesto por rocas metasedimentarias en facies de esquistos verdes, las cuales se encuentran intercaladas localmente con metabasita y rocas ultramáficas parcialmente serpentinizadas (Sedlock *et al.* 1993; Ángeles-Moreno 2006; Mendoza-Rosales *et al.* 2010). En la mayoría de los áreas de este terreno, las rocas se muestran intensamente plegadas y cizalladas; solo en la parte norte, la deformación y el metamorfismo disminuyen drásticamente y es posible observar las rocas sedimentarias que conforman el protolito de este terreno (Mendoza-Rosales *et al.* 2010). En cuanto a la edad de estas rocas, se han reportado microfósiles y ammonites del Cretácico Temprano (Alzaga y Pano 1989; Mendoza-Rosales *et al.* 2010). Dicha edad bioestratigráfica es compatible con las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblendas entre ~138 y ~123 Ma obtenidas de los cuerpos ultramáficos (Delgado-Argote *et al.*, 1992), así como con la edad U-Pb ~125 Ma arrojada por los circones detríticos más jóvenes contenidos en las rocas metasedimentarias (Mendoza-Rosales *et al.* 2010). Asimismo, otras edades de U-Pb registradas en circones detríticos de una arenisca del terreno Cuicateco tiene una importante población de circones con

rangos de edades de ~1360–920, ~290–240, ~190–170 y en menor cantidades circones con edades de ~2000–1500 y ~770–500 Ma (Mendoza-Rosales *et al.* 2010; Fig. 2.17).

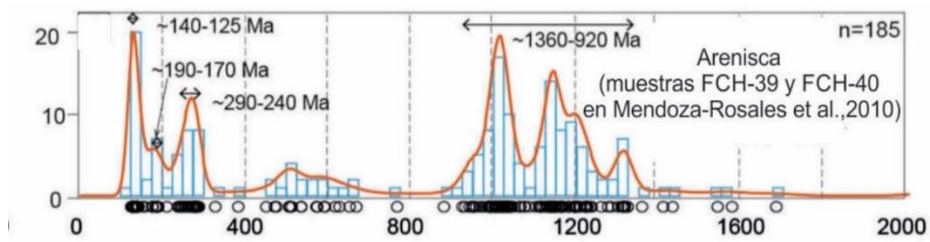


Figura 2.17 Diagrama de estimación de densidad de Kernel (Vermeesch, 2012) e histograma (rectángulos azules) que muestra la distribución estadística de las edades obtenidas de circones de muestras representativas del Terreno Cuicateco (Mendoza-Rosales *et al.* 2010). La ubicación de las muestras y los cuerpos intrusivos se observa en la figura 2.15. Los círculos indican las edades de cada circon analizado. Modificado de Ortega-Flores *et al.*, 2018.

El área de estudio se encuentra localizada ~85 km al sureste de Coatzacoalcos, en el poblado de Cerro Pelón, Municipio Las Choapas, Estado de Veracruz (Fig. 3.1). Esta región se localiza al sur de la Cuenca Salina del Istmo, dentro de la provincia petrolera del sur del Golfo de México, donde coinciden los estados de Veracruz, Tabasco y Chiapas (Figura 3.1). Más en detalle, se realizaron observaciones de campo y se recolectaron muestras de dos secciones que cortan el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón. La sección Morelos se encuentra localizada en la parte noreste del anticlinal Cerro Pelón, a lo largo de una cañada sin nombre que se extiende desde el poblado de Morelos hasta el sur por varios kilómetros (Fig. 3.1). A lo largo de esta sección, la continuidad y calidad de los afloramientos permitieron el levantamiento de una columna estratigráfica que se describirá más adelante en el Capítulo 5. La segunda sección estudiada es la de Linda Tarde, la cual se localiza a lo largo de la terracería que conecta a los poblados El Cedro y Linda Tarde (Fig. 3.1). Los afloramientos expuestos a lo largo de esta sección no son continuos, lo que impidió el levantamiento de una columna estratigráfica.

3.1 Planteamiento del Problema e Hipótesis de Trabajo

Las sucesiones sedimentarias cenozoicas que se encuentran expuestas en el área de la provincia petrolera del sureste de México muestran espesores que localmente llegan a superar los 8.000 metros. El depósito de estas sucesiones determinó condiciones de temperatura y presión favorables para que las rocas del Jurásico y Cretácico subyacentes, las cuales están ricas en materia orgánica, desarrollaran hidrocarburos. Sin embargo, la procedencia de la sucesión clástica, así como el contexto tectónico que dio origen a los sedimentos aún no han sido determinados con precisión.

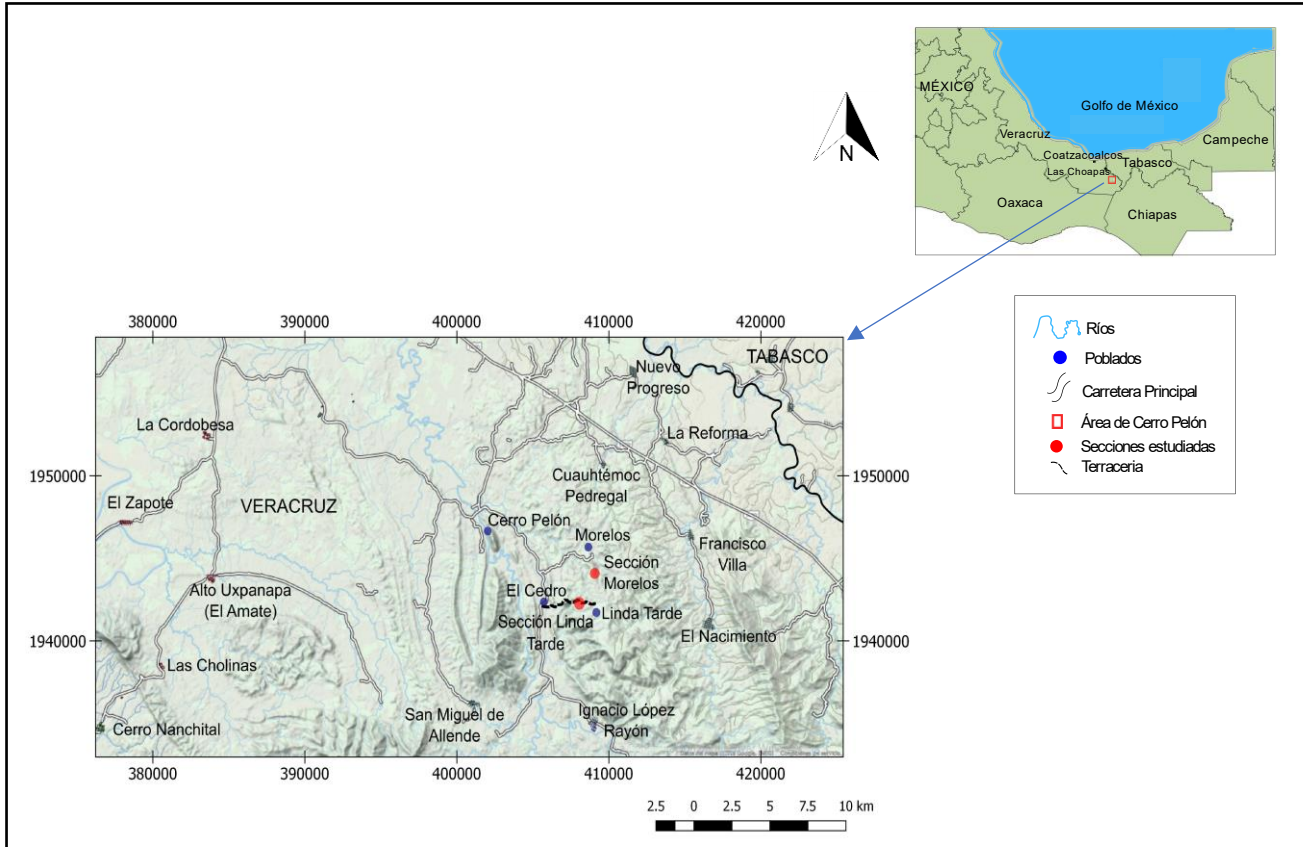


Figura 3.1. Localización del área de estudio.

Diferentes complejos metamórficos y plutónicos que están expuestos en el sureste de México y en Guatemala representan probables fuentes de los sedimentos. Como se había mencionado anteriormente, actualmente se han propuesto dos hipótesis contrastantes. Con base en la abundancia de circones detríticos con edades U-Pb del Meso y Neoproterozoico, Witt *et al.* (2012) propusieron que las sucesiones Cenozoicas del sureste de México fueron alimentadas principalmente por Oaxaquia (Fig. 1.2 a). Por otro lado, Abdullin *et al.* (2016) han realizado un análisis geoquímico de apatitos detríticos que los ha llevado a sugerir que la fuente principal de las rocas clásticas cenozoicas del sureste de México es representada por el Complejo de Sutura de Guatemala (Fig. 1.2 b). En la actualidad, ninguno de estos escenarios ha sido corroborado por otros estudios. Por lo tanto, hasta la fecha, no es claro si las condiciones favorables para el desarrollo de los hidrocarburos en el sureste de México fueron garantizadas por la tectónica pacífica o por los procesos tectónicos asociados al desarrollo del límite de placa Norte América-Caribe.

3.3 Objetivos

El objetivo general de esta investigación es evaluar la procedencia de la sucesión clástica del Oligoceno tardío expuesta en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón. Esto con el afán de determinar cuál fue el proceso tectónico que favoreció el depósito de al menos una parte del registro estratigráfico del Paleógeno expuesto en el sureste de México y que favoreció las condiciones de sepultamiento necesaria para el desarrollo de hidrocarburos.

Para cumplir con este objetivo principal, es necesario plantear los siguientes objetivos específicos:

- realizar un mapa geológico del flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón para reconocer las unidades estratigráficas del Cenozoico y definir los contactos entre ellas;
- determinar el ambiente de depósito de la la sucesión clástica expuesta en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón;
- realizar el estudio petrográfico de las areniscas expuestas en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón, así como el análisis petrográfico y químico de minerales pesados detríticos contenidos en ellas y, finalmente, el análisis geocronológico de circones detríticos.

4.1 Revisión Bibliográfica

Se recolectó toda la información cartográfica, estratigráfica, paleontológica y sedimentológica referente al área de estudio y sus alrededores. Además, se hizo una revisión de la estratigrafía a nivel regional con el fin de representar la distribución y evolución de los ambientes sedimentarios durante el Cenozoico para el área comprendida entre el sureste de México, Belice y norte de Guatemala. De la misma manera, se hizo una revisión de diferentes artículos científicos y tesis a fin de obtener información sobre litologías y datos geoquímicos de los diferentes complejos ígneo y metamórficos expuestos en el sureste de México y Guatemala, los cuales representan posibles fuentes de los sedimentos para la sucesión clástica expuesta en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón.

4.2 Cartografía y Medición de la Columna Estratigráfica

Durante la etapa de campo se cartografiaron las diferentes unidades litoestratigráficas aflorantes en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón y se realizó un mapa geológico a escala 1:80,000. Además, se midió una columna estratigráfica expuesta a lo largo de una cañada al sur del poblado de Morelos (Fig. 3.1). En total, se midió un registro estratigráfico de 71 metros de espesor utilizando el Báculo de Jacob. Durante la medición, se describieron detalladamente tanto la litología como las estructuras sedimentarias de cada estrato, lo que permitió diferenciar diferentes litofacies de acuerdo con el esquema propuesto por Pickering *et al.* (1989). Finalmente, con el fin de enriquecer el análisis de procedencia, se tomaron datos de paleocorriente en aquellos depósitos que presentan estratificación y laminación cruzada. Todos los datos recolectados fueron corregidos a la horizontal por medio de la red estereográfica y graficados en diagramas de rosetas.

4.3 Análisis petrográfico cuantitativo de roca total

Durante el trabajo de campo se colectaron 10 muestras de arenisca procedentes de la sección Morelos y sección Linda Tarde (Fig. 3.1), con el fin de realizar el análisis de procedencia. Una vez obtenidas las láminas delgadas de las 10 muestras de arenisca, las mismas fueron teñidas con rodizonato de potasio para facilitar el reconocimiento de feldespatos potásicos bajo en el microscopio petrográfico. Posteriormente, se realizó el conteo de puntos de los diferentes componentes de las areniscas, esto con la ayuda de un contador de puntos manual que está acoplado a la platina giratoria del microscopio,

permitiendo el desplazamiento de la lámina delgada en dos direcciones ortogonales, semejando un sistema de coordenadas X y Y.

Los cruces de los hilos del microscopio determinan el componente que se debe contar una vez que se ha realizado el desplazamiento a lo largo del eje X o Y. El desplazamiento de un punto a otro en la lámina delgada se realizó de manera uniforme, de tal manera que se forme una malla o rejilla imaginaria con puntos equidistantes entre sí, cuya intersección de los ejes representa el componente que se debe contar (Figura 4.1 a). La cantidad de cada componente presente dentro de la lámina es normalizado a 100 para obtener la proporción porcentual de cada uno en relación al volumen total de la muestra.

De esta manera, se contaron entre 293 y 419 puntos en cada muestra de arenisca usando el método de Gazzi-Dickinson (Gazzi 1966; Dickinson 1970). Este método permite reducir las variaciones composicionales en las areniscas relacionadas al tamaño del grano, y así tener una mejor precisión para clasificar las areniscas dentro del diagrama QFL.

El método Gazzi-Dickinson consiste en considerar como fragmentos líticos todos aquellos clastos poliminerales afaníticos, es decir compuestos por cristales de tamaño menor a 0.0625 mm. Los clastos poliminerales faneríticos, es decir compuestos por cristales mayores a 0.0625 mm (e.g gneis o granitos), se cuentan como componentes individuales dependiendo del mineral que se encuentre en el cruce de los hilos del microscopio (Figura 4.1 b).

Adicionalmente, para el conteo de los fragmentos líticos metamórficos se utilizó la clasificación propuesta por Garzanti y Vezzoli (2003). Esta clasificación consiste en subdividir los líticos metamórficos en cuatro grupos (metapelita, metapsammita/metafelsita, metacarbonato y metabasita), de acuerdo a la composición del protolito. Cada grupo presenta cinco rangos metamórficos, los cuales están enumerados del 1 a 5. El incremento del rango representa el incremento en el grado metamórfico, desde metamorfismo de bajo grado (facies de prehnita-pumpelita; rangos 1 y 2), metamorfismo de grado medio (facies de esquistos verdes; rangos 3 y 4), terminando con el metamorfismo de alto grado (facies de anfibolitas, granulitas y eclogitas; rango 5). Para identificar el rango metamórfico se toma en cuenta el desarrollo de clivaje y esquistosidad, así como el tamaño de los minerales y el tipo de paragénesis presente.

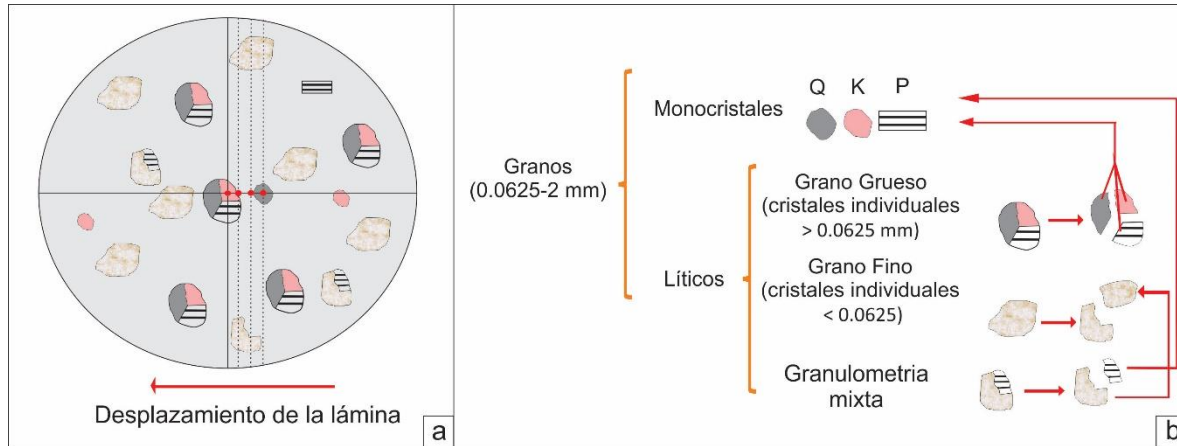


Figura 4.1 Metodología utilizada para el conteo de puntos de los componentes de las areniscas. a) la intersección de los ejes representa el componente que se debe contar, desplazándose de forma equidistante de un punto a otro en la lámina delgada. b) Representación esquemática del método de conteo de puntos de Gazzi-Dickinson (Gazzi 1966; Dickinson 1970. Modificado de Zuffa, 1985.

Por otro lado, para el conteo de los líticos volcánicos, Dickinson (1970) y Marsaglia (1992) proponen dividirlos en tres categorías representadas por líticos volcánicos microlíticos, líticos volcánicos *lathwork* y líticos volcánicos felsíticos, cuya identificación depende tanto de la composición de los componentes mineralógicos, así como del tamaño de grano de estos. De acuerdo con Zuffa (1985), los fragmentos sedimentarios fueron diferenciados en un primer nivel en líticos sedimentarios siliciclásticos y carbonatados, y en un segundo nivel en intraclastos y extraclastos.

En total, se definieron 45 categorías de los diferentes componentes de las areniscas, de las cuales se obtuvo la proporción porcentual de cada una para luego ser graficadas en el diagrama ternario QFL de Garzanti (2016), así como en otros diagramas ternarios que representan la proporción de los diferentes grupos de líticos metamórficos, sedimentarios, volcánicos y ultramáficos.

4.4 Petrografía y Química de los minerales pesados

De 9 muestras de arenisca recolectadas en las secciones Morelos y Linda Tarde (Fig. 3.1), se obtuvieron concentrados de minerales pesados. Cada muestra colectada en campo debía contener una cantidad equivalente a 10 kg, sin evidencias de meteorización. Para obtener los minerales pesados de las areniscas se utilizó la técnica descrita por Morton (1985) y Mange y Maurer (1992), la cual consiste en disgregar la muestra, posteriormente tamizarla, y luego realizar la concentración de los minerales pesados mediante el uso de un separador hidráulico y, finalmente, mediante la separación por densidad utilizando

los líquidos pesados ($\sim 2.8 \text{ g/cm}^3$). Por último, se montan los minerales pesados en laminas delgadas para el su estudio petrográfico, y se realiza un conteo de puntos.

Siguiendo esta técnica, las muestras fueron disgregadas mecánicamente mediante el uso de la prensa del Taller de Molienda del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México. Posteriormente, la muestra fue tamizada, seleccionándose la granulometría que representa tamaño inferior a 0.165 mm (Tamiz 80). Este material fue procesado en la mesa Wilfley, cuya función es separar hidráulicamente los minerales según su densidad y granulometría.

Una vez secado el material derivado de la Mesa Wilfley, se obtuvo la concentración de minerales pesados mediante la decantación en líquidos pesados. Para ello se usó bromoformo, líquido que tiene una densidad de 2.89 g/cm^3 y permite la decantación una gran variedad de minerales pesados. Finalmente, los concentrados de minerales obtenidos fueron montados en resina epóxica y, posteriormente, laminados para realizar el respectivo análisis petrográfico.

El análisis petrográfico se basó en el reconocimiento de cada especie mineral de acuerdo a sus propiedades ópticas distintivas. Además, se estimó la proporción porcentual de los minerales presentes aplicando el método de conteo de cinta (*ribbon counting method* en Galehouse, 1969 y Mange y Maurer, 1993). Esta técnica consiste en contar cada mineral presente en bandas visuales dispuestas aleatoriamente en la sección delgada. De esta manera se cuenta cada especie mineral independientemente de su tamaño de grano, considerando solamente la frecuencia del mineral dentro de la lámina delgada.

Casi todas las especies minerales presentes en la paragénesis de pesados fueron verificadas mediante el Microscopio Electronico de Barrido (*Scanning Electron Microscopy*, SEM, por sus siglas en inglés) del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM-UNAM). Particular énfasis en el análisis al SEM fue dirigido hacia las pequeñas inclusiones, segregaciones y coronas que, por su tamaño de grano tan reducido, no fue posible identificar con precisión en el microscopio petrográfico.

Para el análisis de composición química, se seleccionaron 16 granos de cromita y 8 de granate. La composición química de estos minerales se obtuvo mediante la microsonda electrónica JEOL Superprobe JXA-8900R del . Los resultados fueron graficados en diferentes diagramas con el fin de comparar la composición química de estos minerales con los datos disponibles en la literatura sobre la composición de las cromitas y granates de los complejos ígneo y metamórficos presentes en el sureste de México y Guatemala y, de este modo, poder interpretar la procedencia de dichos minerales.

4.5 Geocronología U-Pb en circones detríticos

Para el análisis geocronológico de circones detríticos se seleccionaron 2 muestras de arenisca entre las estudiadas petrográficamente. La preparación de los concentrados de circones se realizó mediante la técnica de trituración, molienda y separación hidráulica y por densidad señalada anteriormente. Los granos de circón fueron seleccionados al azar usando un microscopio binocular. Los circones se montaron en una probeta de 2 pulgadas de diámetro con resina epóxica y posteriormente se pulieron con diferentes abrasivos. Este montaje de circones fue escaneado bajo un microscopio binocular y por catodoluminiscencia (CL) con un iluminómetro ELM-3R, con el fin de obtener imágenes de la estructura interna de los cristales y, así, seleccionar los puntos a analizar.

Los granos de circón analizados fueron seleccionados al azar para evitar el sesgo hacia ciertos grupos de edades. Los análisis se realizaron en los bordes de los circones utilizando la ablación láser y espectrometría de masas de multicolección con plasma acoplado por inducción (*laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*, LA-MC-ICP-MS, por sus siglas en inglés) en el Laboratorio de Estudios Isotópicos, Centro de Geociencias, UNAM, siguiendo la metodología y tratamiento de datos propuestos por Solari *et al.* (2017).

Las edades de circones individuales fue obtenida con un láser excímero de una longitud de onda de 193 nm, modelo Resolution M-50 que trabaja con un oscilador Lambda Physik, LPX 220, acoplado con un cuadrupolo Thermo ICap Qc ICPMS.

De acuerdo a Spencer *et al.* (2016), se usaron las edades de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para los circones con edades superiores a los 1.5 Ga y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para los circones con edades menores a 1.5 Ga. 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 . Representación de la distribución estadística para la visualización de datos se hizo con un estimador de densidad de Kernel (*Kernel density estimator* KDE; e.g. Vermeesch, 2012).

En varios trabajos publicados en la literatura científica, los datos de edades son generalmente filtrados por discordancia. Los filtros de discordancia típicos varían de 1% a 30%, aunque 10% es el filtro comúnmente usado. Sin embargo, considerando que la adopción de un filtro de discordancia es arbitrario y puede afectar la forma en que se interpretan los datos (Nemchin y Cawood, 2005; Spencer *et al.*, 2016),

se usaron todos los datos disponibles para plotearlos en el diagrama KDE. Circones con discordancias >15% son subordinados y representan el 6% del total de granos analizados en cada muestra. Además, estos granos produjeron edades que se superponen dentro de 2σ con edades asociadas a porcentajes de discordancias <15%. Por lo tanto, edades con discordancias > 15% no introducen rangos de edad sin significado geológico en la distribución estadística de las edades obtenidas en cada muestra.

Los resultados obtenidos fueron graficados en el diagrama de concordia Tera-Wasserburg (1972) por medio del programa de Isoplot, versión 4.0 (Ludwing, 2008). Igualmente se graficaron en el estimador de densidad de Kernel para interpretar el conjunto de edades presentes en las muestras.

En este capítulo se describen a detalle las unidades litoestratigráficas reconocieron en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón. Las descripciones de las unidades se basan en las observaciones realizadas en campo a lo largo de los transectos de Morelos y Linda Tarde (Fig. 5.1) y el levantamiento de una columna estratigráfica de 70 metros de espesor en las cercanías de la localidad de Morelos (Figs. 5.1 y 5.2). Adicionalmente, con el objetivo de delimitar temporalmente las unidades estudiadas, se reportan los resultados de la determinación paleontológica de foraminíferos planctónicos obtenidos de 3 niveles de lutita calcárea expuestos a lo largo de los transectos estudiados (Fig. 5.2). La determinación paleontológica fue a cargo del Biólogo Jesús Frago Camacho.

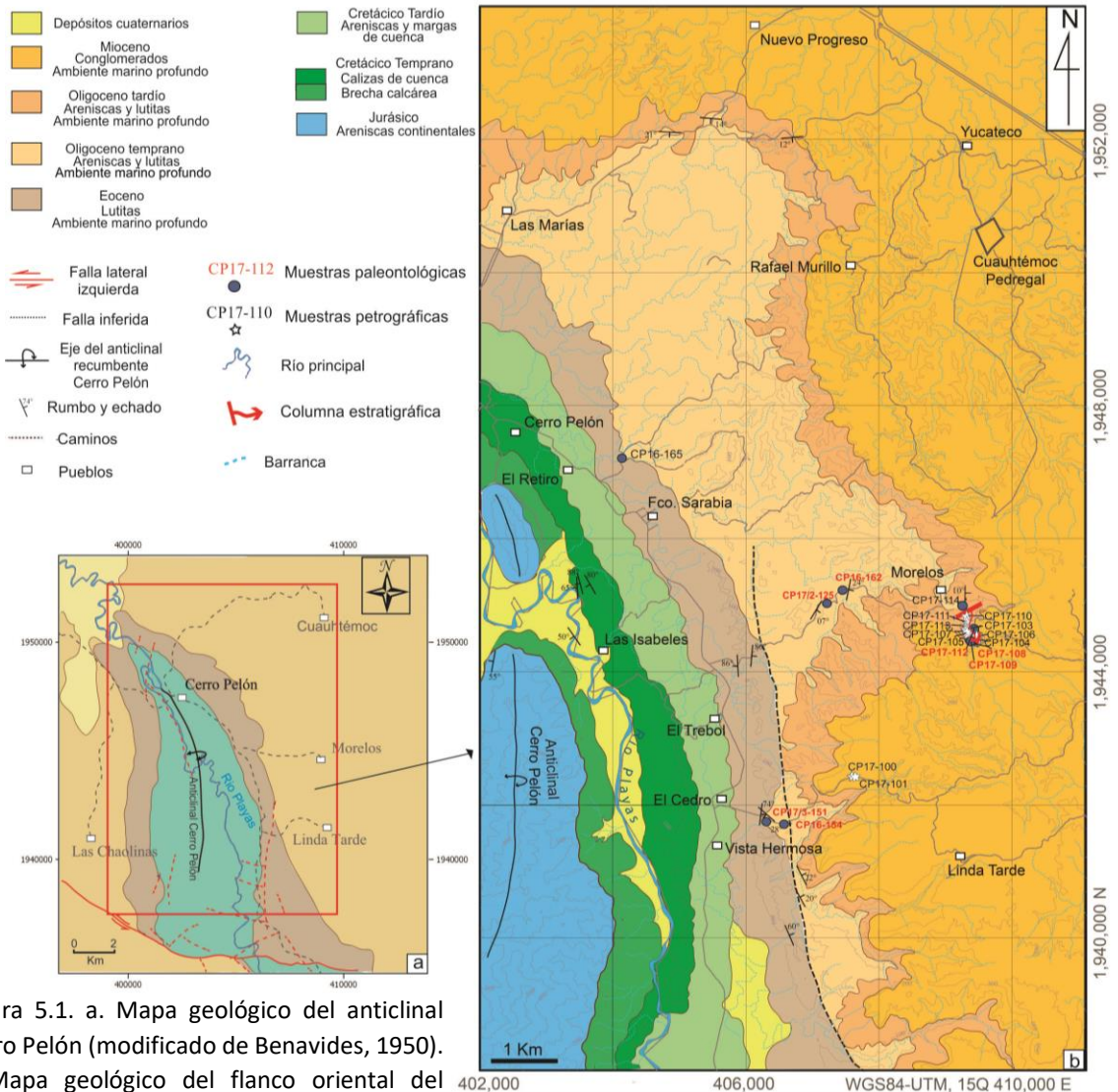


Figura 5.1. a. Mapa geológico del anticlinal Cerro Pelón (modificado de Benavides, 1950). b Mapa geológico del flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón (modificado de Ortega-Flores, 2018).

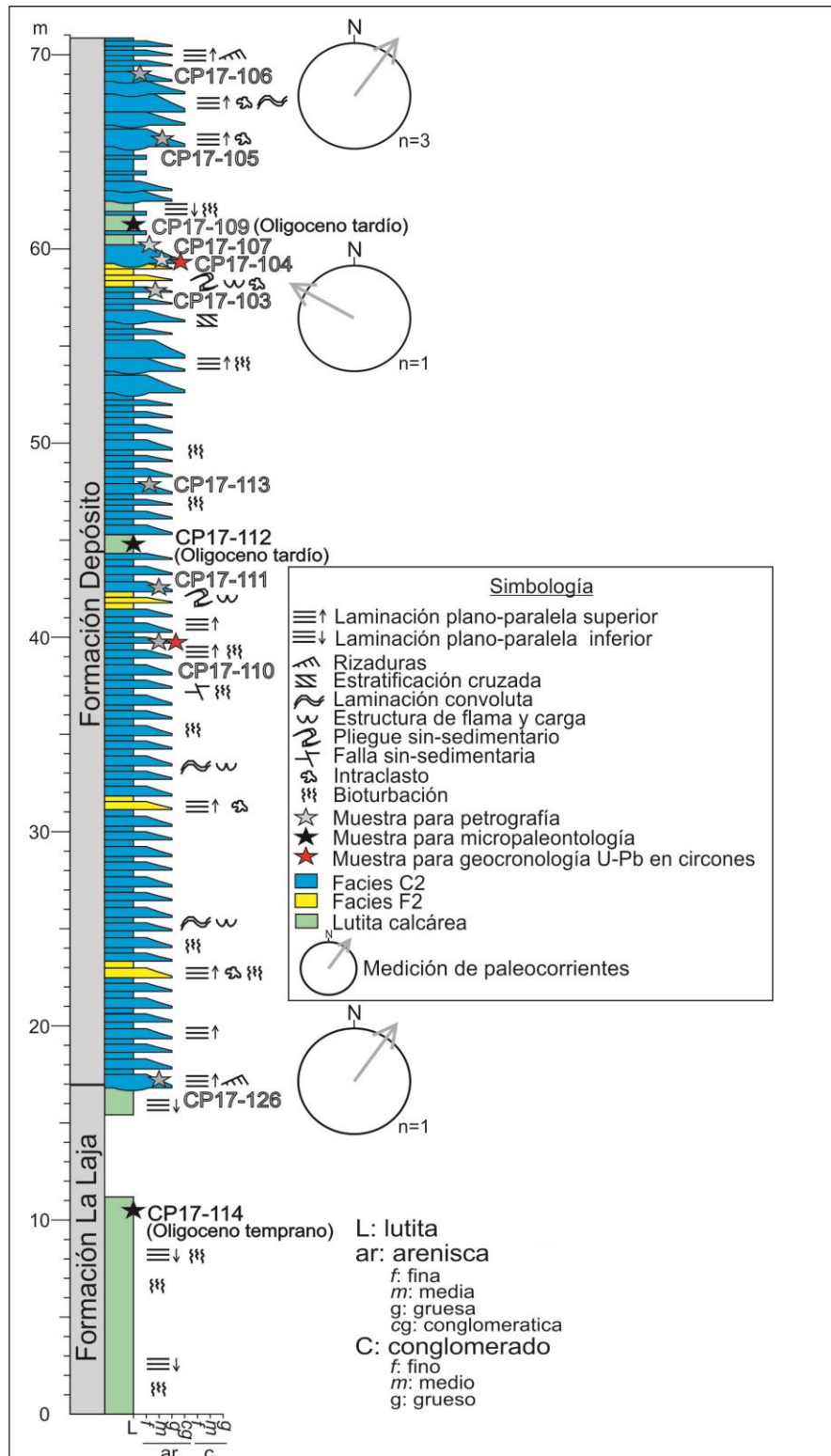


Figura 5.2 Columna estratigráfica de las areniscas del Oligoceno expuestas en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón (Modificado de Ortega-Flores, 2018). Localización de la columna se muestra en la figura 5.1 b.

5.1 Litoestratigrafía

5.1.1 Formación La Laja

La unidad más antigua expuesta a lo largo de las secciones estudiadas está compuesta por lutitas arcillosas y calcáreas, las cuales muestran ocasionalmente intercalaciones de arenisca (Fig. 5.3). Los estratos de lutita mantienen una posición horizontal a subhorizontal y presentan típicamente color gris oscuro al corte fresco. La estructura sedimentaria más común en estas rocas es la laminación plano-paralela inferior, la cual sugiere que el depósito ocurrió predominantemente por decantación de arcilla y organismos calcáreos suspendidos en la columna de agua (Collinson y Thompson, 1987). Localmente, es posible observar niveles con abundante bioturbación (Fig. 5.4). Los estratos de arenisca intercalados con la lutita presentan espesores centimétricos. En el corte fresco, el color de estas areniscas es gris claro. El tamaño de grano de las areniscas varía de fino a medio. Localmente, algunos de estos estratos preservan rizaduras, lo cual permite sugerir que por lo menos parte de estos depósitos fueron emplazados por corrientes que generaron tracción al fondo (Collinson y Thompson, 1987).



Figura 5.3 Lutitas arcillosas y calcáreas de la Formación La Laja. Su ubicación es señalada en el punto CP17/2-125 del mapa de la figura 5.1.



Figura 5.4 Niveles bioturbados de la Formación La Laja. Su ubicación es señalada en el punto CP16-162 del mapa de la figura 5.1.

Con el fin de constreñir la edad de esta unidad, se colectaron muestras de diferentes niveles de lutita calcárea. La localización de las muestras se presenta en el mapa de la Figura 5.1, mientras que los resultados se muestran en la Tabla 1. La asociación de foraminíferos planctónicos encontrados indica para ésta unidad una edad de depósito que abarca el Oligoceno temprano.

Con base en la similitud litológica y en la edad de depósito, se asigna esta sucesión de lutita y escasa arenisca a la Formación La Laja (Acevedo, 1962; Quezada-Muñeton, 1987), la cual está expuesta en las cercanías del área de estudio, al norte y noroeste de la Sierra de Chiapas.

Muestra	Coordenadas		Litología	Biomarcadores de edad	Biomarcadores de ambiente	Edad	Ambiente
	mE	mN					
CP17-114	409431	1944799	Lutita calcárea	<i>Globorotalia opima opima</i> <i>Globigerina ciproensis</i> s. l.	<i>Gyroidinoides broeckhiana</i> <i>Osangularria sp.</i> <i>Discorbinella sp.</i>	Oligoceno temprano	Talud medio
CP16-154	406626	1944806	Lutita calcárea	Ausencia de microfauna Planctónica	<i>Amodiscus cretaceus</i> <i>Usbekistania charoides</i> <i>Trochaminoidea sp.</i>	Indeterminable	Talud inferior
CP16-162	407488	1945218	Lutita calcárea	<i>Globigerina gortanii</i> <i>Globorotaloides sp.</i> <i>Globigerina sp.</i>	<i>Amodiscus cretaceus</i> , <i>Usbekistania charoides</i> , <i>Osangularia sp</i> y <i>Discorbinella sp.</i>	Oligoceno temprano	Talud inferior
CP16-165	404167	1947249	Lutita calcárea	<i>Globigerina tapurensis</i> <i>Globigerina selli</i> <i>Globigerina tripartita</i>	<i>Amodiscus cretaceus</i> , <i>Usbekistania charoides</i> , <i>Osangularia sp</i> y <i>Discorbinella sp.</i>	Oligoceno temprano	Talud inferior
CP17/2-125	407179	1945042	Lutita calcárea	<i>Globigerina c. ciproensis</i> <i>Globorotalia opima nana</i> <i>Catapsydrax dissimilis</i>	<i>Amodiscus latus</i> <i>Usbekistania charoides</i> <i>Trochaminoidea sp.</i> <i>Spiroplectamina sp.</i>	Oligoceno	Batial inferior
CP 17/3-151	406301	1941859	Lutita calcárea	<i>Globigerina ciproensis</i> s. l. <i>Globigerina aff. ciproensis</i> <i>Catapsydrax unicavus</i>	<i>Usbekistania charoides</i> <i>Amodiscus latus</i> <i>Spiroplectamina sp.</i> <i>Vulvulina chirana</i>	Oligoceno	Batial inferior

Tabla 1. Resultado del análisis bioestratigráfico de las muestras correspondientes a la Formación La Laja.

5.1.2 Formación Depósito

Las lutitas de la Formación La Laja están sobreyacidas en contacto estratigráfico por una alternancia rítmica de estratos centimétricos a decimétricos de arenisca y lutita arcillosa, localmente intercalados con algunos niveles con lutita calcárea (Fig. 5.5). A lo largo de la sección de Morelos (Fig. 5.1), el contacto es claramente representado por una superficie erosiva con geometría de canal (Fig. 5.6).

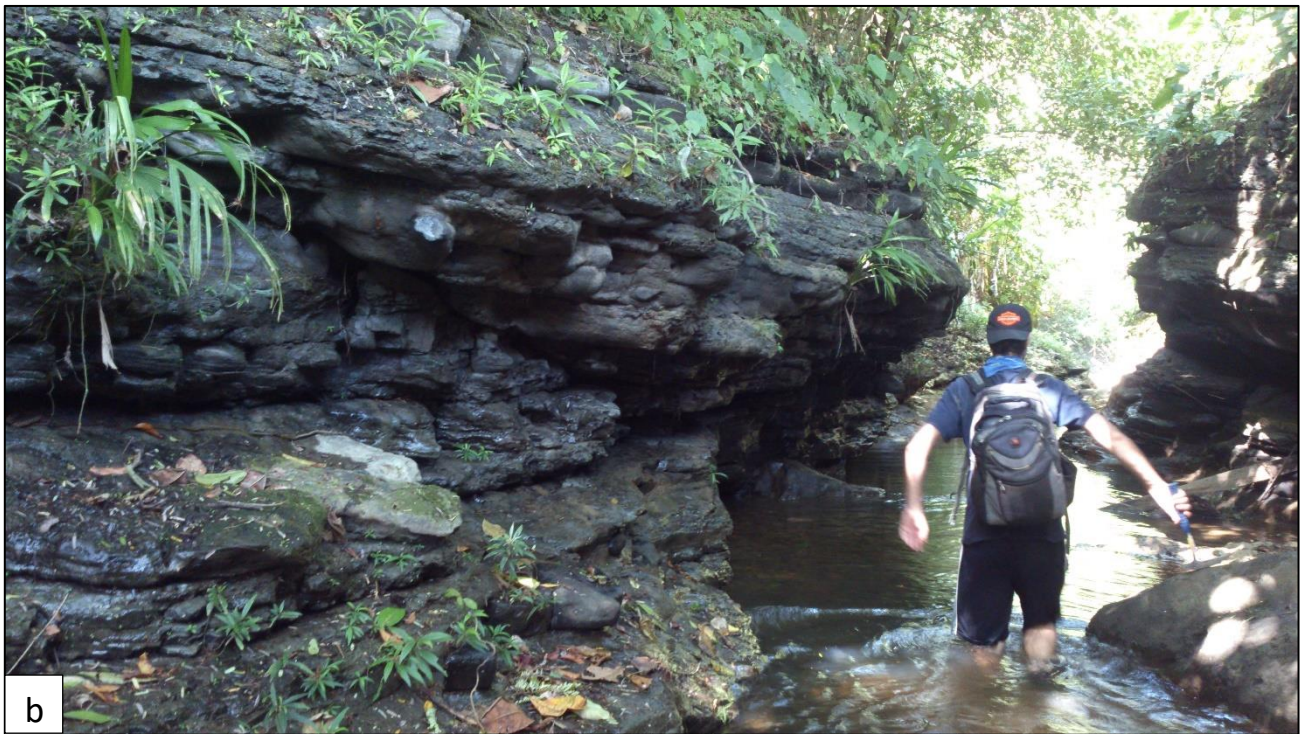
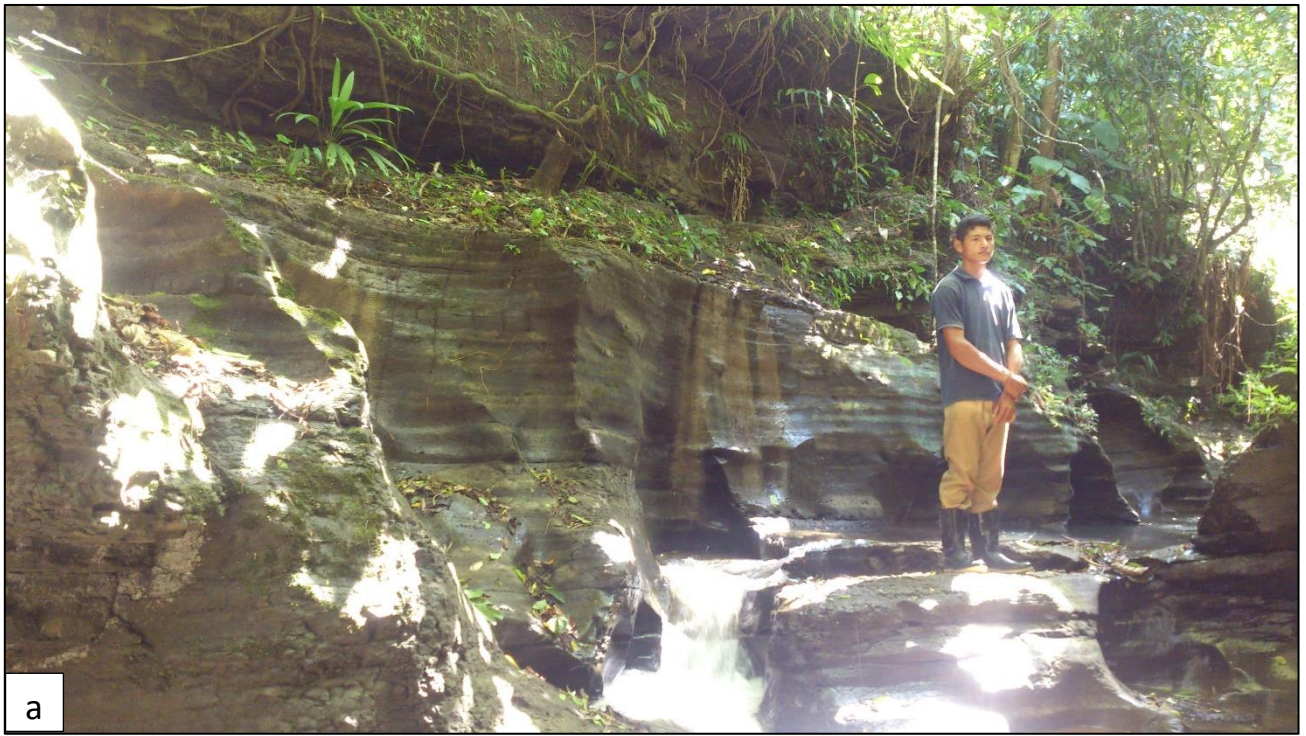


Figura 5.5 a y b) Alternancia rítmica de estratos de arenisca y lutita arcillosa de la Formación Depósito, expuesta en las cercanías de la localidad de Morelos, puntos CP17-103 y CP17- CP17-107 del mapa de la figura 5.1.

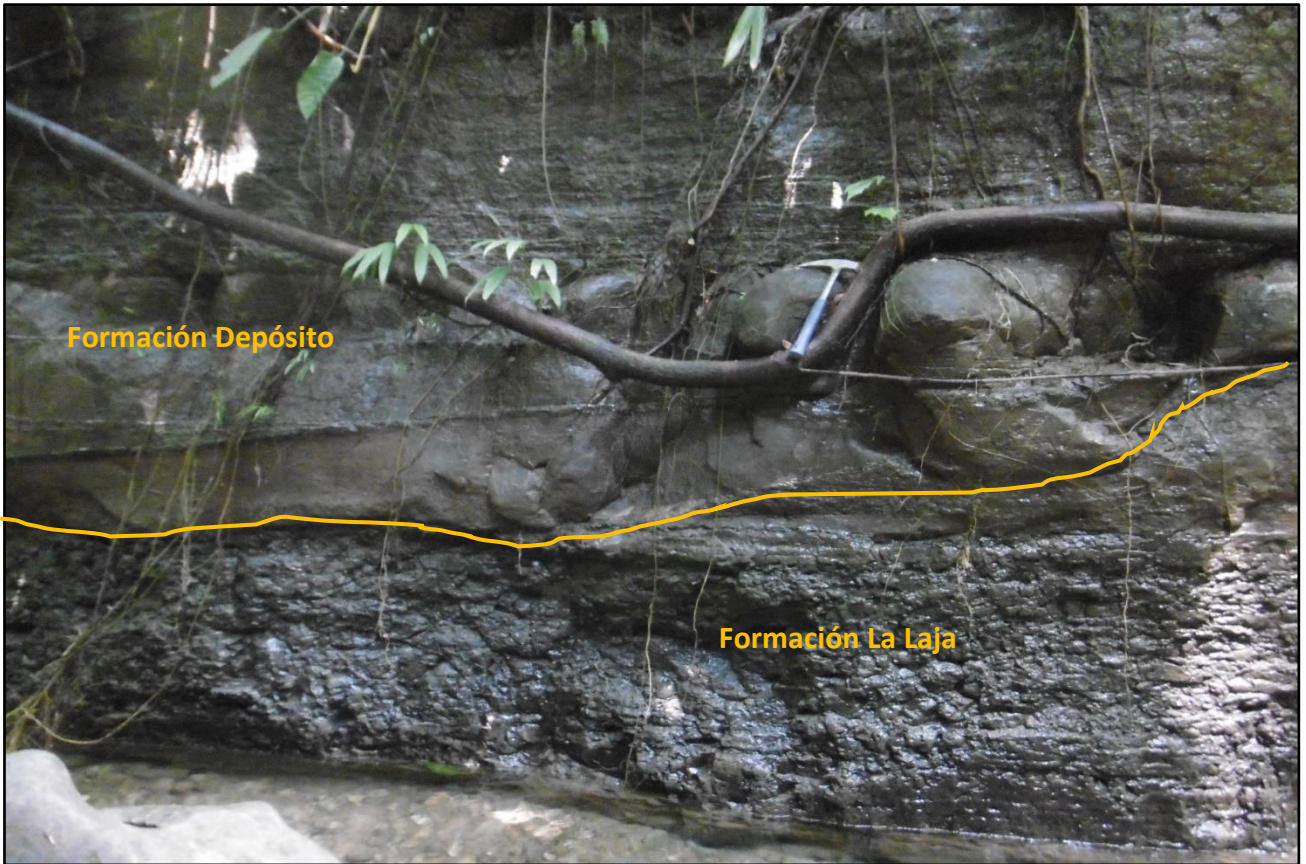


Figura 5.6 Contacto erosivo mostrando una superficie canalizada entre la sucesión de lutitas de la Formación La Laja y la sucesión de arenisca y lutita de la Formación Depósito. Esta sección se encuentra en las cercanías de la localidad de Morelos, punto CP17-114 del mapa de la figura 5.1.

Los estratos de la sucesión de arenisca y lutita son horizontales a subhorizontales, con geometría tabular, y presentan echados que varían entre 0° y 15° hacia el este (Fig. 5.5). La arenisca presenta tamaño de grano de fino a grueso, y una coloración gris pardo en superficie fresca. La lutita es de color gris azulado en superficie fresca. Las estructuras sedimentarias presentes en estas rocas son la gradación normal, la laminación cruzada (Fig. 5.7) y plano-paralela, tanto de régimen superior como inferior. Frecuentemente, dichas estructuras se pierden lateralmente debido a la abundante bioturbación (Fig. 5.8).



Figura 5.7 Rizaduras en una arenisca de grano fino a medio de la Formación Depósito. Esta sección se encuentra en las cercanías de la localidad de Morelos, punto CP17-106 del mapa de la figura 5.1.



Figura 5.8 La bioturbación en la Formación Depósito es abundante y localmente puede obliterar algunas estructuras sedimentarias primarias. Esta sección se encuentra en las cercanías de la localidad de Morelos, punto CP17-106 del mapa de la figura 5.1.

Localmente, es posible observar claramente que el orden en que se suceden verticalmente las estructuras sedimentarias es el típico de secuencia de Bouma, la cual está conformada de base a cima por:

- Nivel Ta: arenisca gruesa, masiva o con gradación normal, abundantes intraclastos y base erosiva (Fig. 5.9);
- Nivel Tb: arenisca de grano grueso con laminación plano-paralela de régimen superior (Fig. 5.9);
- Nivel Tc: arenisca de grano medio a fino con rizaduras (Fig. 5.9);
- Nivel Td y Te: lutita y limolita con laminación plano-paralela de régimen inferior (Fig. 5.9).

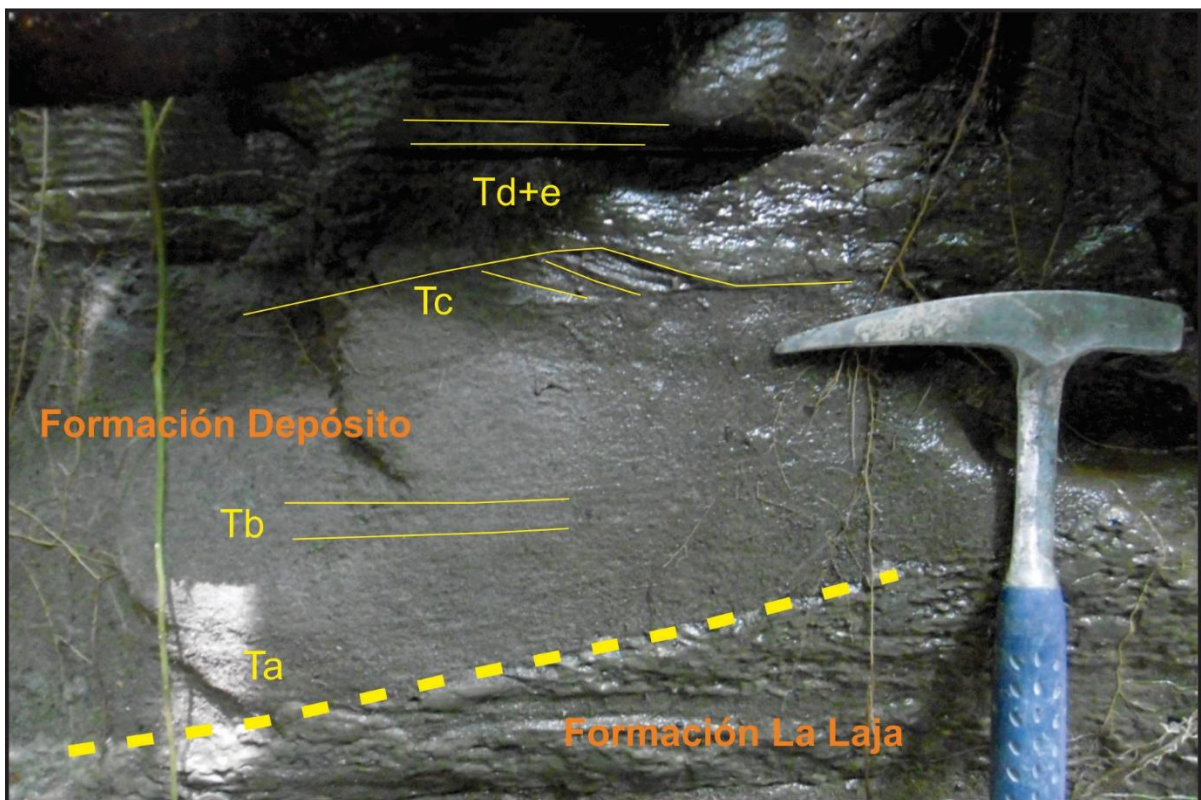


Figura 5.9 Secuencia de Bouma completa. Ta: arenisca de grano medio a grueso con gradación normal y base erosiva. Tb: arenisca de grano grueso con laminación plano-paralela de régimen superior. Tc: arenisca de grano fino a medio con rizaduras. Td y Te: lutita y *mudstone* con laminación plano-paralela de régimen inferior.

Sin embargo, más comúnmente, esta unidad está compuesta por secuencias de Bouma incompletas, siendo más comunes las que presentan los niveles Ta, Tb, Td y Te y los niveles Tb, Tc, Td y Te (Fig. 5.10).

En las rocas anteriormente descritas, es muy común observar estructuras de deformación de sedimento suave como la laminación convoluta (Fig. 5.11 a), estructuras de flama y carga (Fig. 5.11 b), y la inyección de la lutita en la arenisca y *vice versa* a lo largo de las superficies de estratificación (Fig. 5.11 c). Estas características indican condiciones de fluidificación de sedimento (e.g. Collinson y Thompson, 1987).

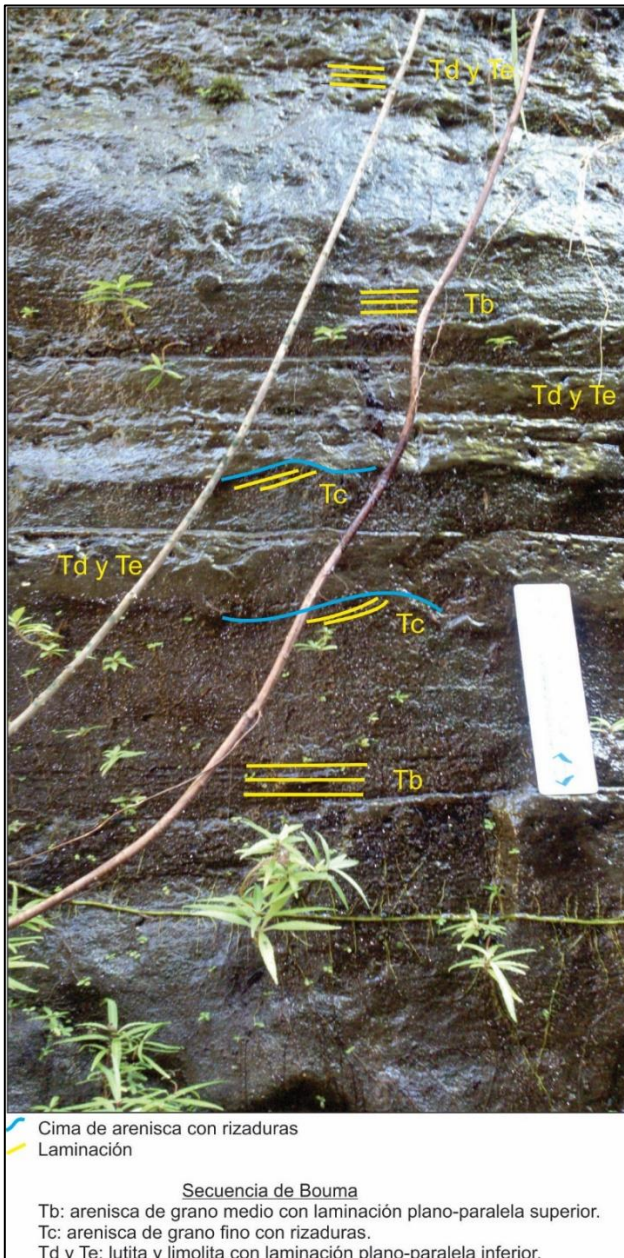


Figura 5.10 Predominio de secuencias de Bouma incompletas en la Formación Depósito, conteniendo principalmente laminación plano-paralela de régimen inferior y superior.

Figura 5.11 Estructuras de deformación de sedimento suave de la Formación Depósito: a) Laminación convoluta. b) Estructura de flama y carga. c) Deformación plástica de los estratos de arenisca y lutita que muestra inyección de la lutita en la arenisca y *vice versa* a lo largo de las superficies de estratificación.



Con base en la presencia de fallas sin-sedimentarias inversas en varios niveles estratigráficos de esta sucesión (Fig. 5.12), se sugiere que la fluidificación del sedimento pudo ser provocada por actividad sísmica contemporánea a la sedimentación.



Figura 5.12 Alternancia de lutita y arenisca de la Formación Depósito distorsionada por una falla sin-sedimentaria inversa.

Las características anteriormente descritas permiten agrupar estos depósitos dentro del grupo de facies C2 de Pickering et al. (1989, 2015), el cual corresponde a “Parejas de Arenisca y Lutita Organizadas (*Organized Sandstone-Mudstone Couplets*)”. De acuerdo con Pickering et al. (1989, 2015), el grupo de facies C2 corresponde a depósitos generados por corrientes de turbidez de concentración variable, para las cuales el mecanismo principal de depósito es el asentamiento grano a grano a partir de una suspensión acuosa, seguido por un retrabajo del sedimento por efecto del esfuerzo de cizalla ejercido al fondo por la misma corriente.

En diferentes niveles de esta sucesión de turbiditas, es posible observar pliegues sin-sedimentarios a la escala métrica (Fig. 5.13), así como zonas donde los estratos de lutita y arenisca pierden su continuidad lateral transformándose en una mezcla caótica de fragmentos de arenisca en una matriz de lutita. Dichos fragmentos de arenisca presentan evidencia de deformación plástica, tales como los bordes irregulares a lo largo de los cuales se observa inyección de la matriz en las partes internas de los clastos (Fig. 5.14).



Figura 5.13 Pliegues sin-sedimentarios de la Formación Depósito.



Figura 5.14 Brechas con intraclastos de arenisca en una matriz de lutita de la Formación Depósito.

De acuerdo con Pickering *et al.* (1989, 2015), estos depósitos se relacionan con el grupo de facies F2 “Estratos Contorsionados/Disturbados (*Contorted/Disturbed Strata*)”, el cual corresponde con los depósitos de *slumps* (Fig. 5.15). Estas facies representan el producto del deslizamiento gravitacional y caída de sedimento más o menos coherente, cuya inestabilidad pudo ser provocada por actividad sísmica contemporánea a la sedimentación o una elevada tasa de sedimentación en una zona con elevada pendiente (Pickering *et al.*, 1989, 2015).



Figura 5.15 Depósitos de slumps de la Formación Depósito.

Los datos de paleocorrientes obtenidos de estratos con rizaduras indican que el sedimento que conforma esta unidad fue transportado hacia el NE y NW (Fig. 5.2). En ocasiones, las turbiditas y los depósitos de *slump* anteriormente descritos se encuentran interestratificados con paquetes de espesor métrico de lutita calcárea (Fig. 5.2). Dichos paquetes de lutita presentan laminación plano-paralela de régimen inferior, lo que indica que se depositaron por decantación durante periodos de tranquilidad entre el emplazamiento de una corriente de turbidez y otra. Se muestrearon 3 diferentes

niveles de lutita calcárea para determinar la edad de esta unidad de turbiditas. La localización de las muestras se presenta en el mapa de la Figura 5.1, mientras que los resultados se muestran en la Tabla 2. La asociación de foraminíferos planctónicos encontrados indica para esta unidad una edad de depósito que abarca el Oligoceno tardío (Bolli y Saunders 1985; Wade *et al.* 2011).

Con base en la similitud litológica y en la edad de depósito, se asigna esta sucesión de arenisca y lutita a la Formación Depósito (Acevedo, 1962), la cual está expuesta en las cercanías del área de estudio, desde el norte de la Cuenca de Veracruz, hasta la región de la Cuenca Salina del Istmo y lo largo de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos cerca de la población Sayula, Veracruz (Rosales-Domínguez *et al.*, 2005).

Muestra	Coordenadas		Litología	Biomarcadores de edad	Biomarcadores de ambiente	Edad	Ambiente
	mE	mN					
CP17-112	409357	1944611	Lutita calcárea	<i>Globorotalia opima opima</i> <i>Globigerina ciperoensis. l.</i>	<i>Gyroidinoides broeckhiana</i> <i>Osangularria sp.</i> <i>Discorbinella sp.</i>	Oligoceno tardío	Talud medio
CP17-108	409437	1944532	Lutita calcárea	<i>Globorotalia opima nana</i> <i>Globigerina ciperoensis</i> <i>ciperoensis</i> <i>Globigerina tripartita</i>	<i>Melonis affinis</i> <i>Karrerella bradyi</i> <i>Eggerella bradyi</i> <i>Chillostomela czizeki</i>	Oligoceno tardío	Talud superior
CP17-109	409474	1944529	Lutita calcárea	<i>Globorotalia opima nana</i> <i>Globigerina tripartita</i> <i>Globigerina ciperoensis</i> <i>ciperoensis</i>	<i>Usbekistania charoides</i> <i>Osangularia sp.</i>	Oligoceno tardío	Talud medio?

Tabla 2. Resultado del análisis bioestratigráfico de las muestras correspondientes a la Formación Depósito.

5.2 Análisis de icnogéneros

El grado de preservación y la arquitectura interna de las estructuras de bioturbación de la Formación Depósito han permitido realizar un estudio a detalle de los icnogéneros presentes. De acuerdo a los criterios de Tucker (2003), en la Formación Depósito se observa una intensidad de bioturbación de grado 2, correspondiente a una baja densidad de icnofósiles. Entre los icnogéneros presentes se han reconocido *Chondrites*, *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Planolites* y *Scolicia*. Estratos de lutita y limolita que conforman los niveles Td y Te de la secuencia de Bouma, contienen *Chondrites* (Fig. 5.16 a), *Planolites* (Fig. 5.16 b), *Ophiomorpha* (Fig. 5.16 c) y *Scolicia* (Fig. Fig. 5.16 d); mientras que dentro de los depósitos de slump se observan *Thalassinoides* (Fig. Fig. 5.16 e) y *Planolites* (Fig. Fig. 5.16 f). Esta asociación de icnofauna sugiere que la sedimentación ocurrió en un ambiente marino profundo asociado a depósitos de talud (e.g. Hubbard *et al.*, 2012; Heard y Pickering, 2008; Pickering y Hiscott, 2015). Este ambiente de depósito está soportado también por el contenido micropaleontológico presente en las lutitas recolectadas.

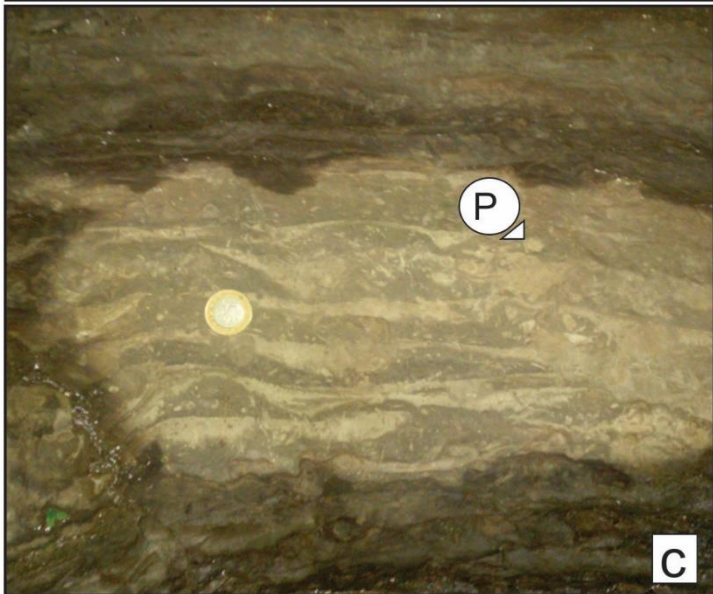
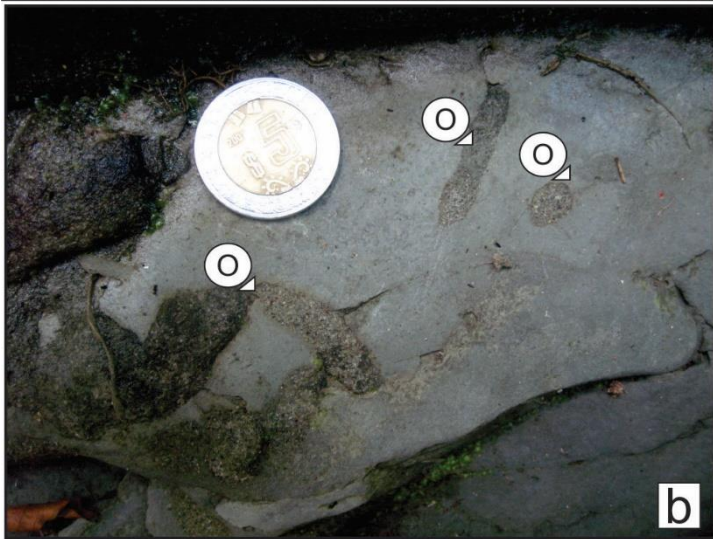


Figura 5.16 Icnogéneros asociados a depósitos de talud correspondientes a la Formación Depósito expuesta en las cercanías de la localidad de Morelos. a) Scolicia (Sc). b) Ophiomorpha (O). c) Planolites (P). d) Chondrites (Ch). e) Planolites (P). f) Thalassinoides (Th).

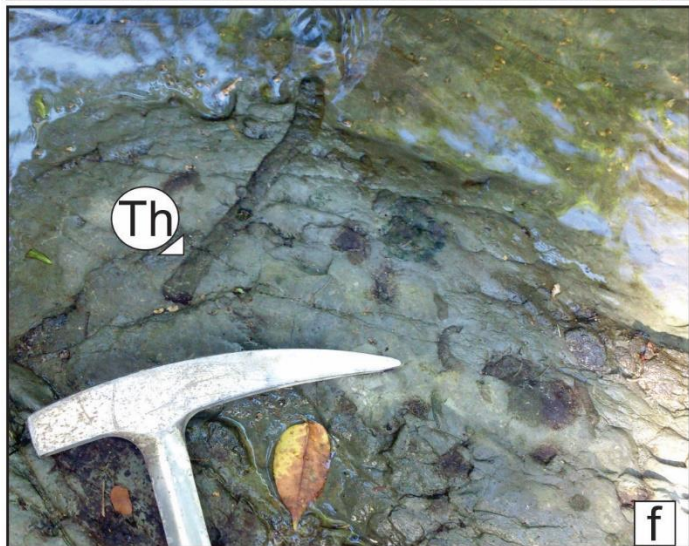
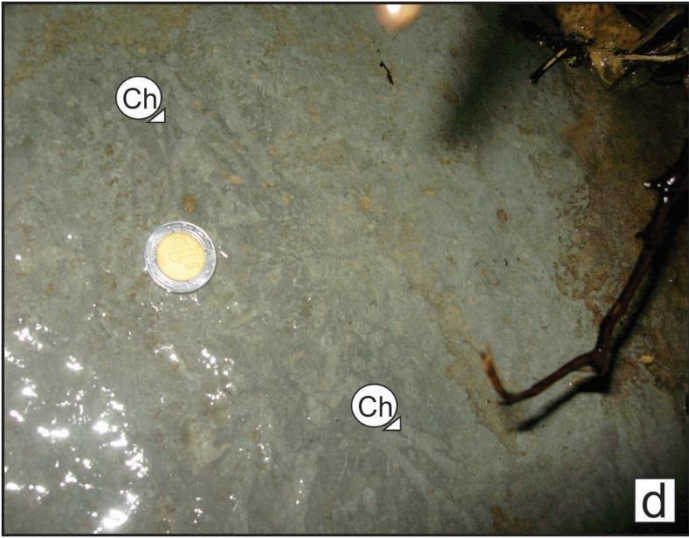


Figura 5.16 Continuación

Se seleccionaron 10 muestras de arenisca de la Formación Depósito expuesta en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón (Fig. 5.1 b), con el fin de realizar el análisis composicional cuantitativo bajo microscopio petrográfico. De las 10 muestras seleccionadas, 8 fueron extraídas a lo largo de la sección Morelos, mientras que 2 se recolectaron de la sección Linda Tarde. La ubicación de las muestras se reporta en el mapa de la Figura 5.1. Por su parte, debido a que la Formación La Laja está constituida principalmente por limolitas y estratos delgados de arenisca de grano fino, sería difícil realizar la petrografía de sus componentes mayores, por lo cual solo se tomaron muestras de areniscas medias a gruesas de la Formación Depósito.

El conteo de puntos empleado en este trabajo fue de acuerdo con la metodología de puntos de Gazzi y Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970). Los líticos volcánicos se clasificaron de acuerdo con las categorías propuestas por Dickinson (1970) y Marsaglia e Ingersoll (1992), las cuales son:

- lítico volcánico microlítico: fragmento volcánico afanítico compuesto por microlitos de tamaño inferior a 0.0625 mm;
- lítico volcánico *lathwork*: fragmento volcánico porfírico con fenocristales de tamaño mayor a 0.0625 mm en una matriz afanítica;
- lítico volcánico felsítico: fragmento volcánico porfírico caracterizado por la presencia de cuarzo en la matriz y/o como fenocristal.

Los líticos metamórficos se clasificaron de acuerdo con el esquema de clasificación propuesto por Garzanti y Vezzoli (2003). De acuerdo con este esquema, los líticos metamórficos se subdividen en cuatro grupos según el tipo de protolito (lítico metapelítico, metapsammítico/metafelsítico, metacarbonatado y metabásico) y su rango metamórfico. El rango metamórfico se define con base en observaciones texturales (por ejemplo, el desarrollo de clivaje o esquistosidad), así como determinaciones composicionales (el tipo de minerales metamórficos presentes). Se pueden definir cinco rangos metamórficos que se describen a continuación.

- Rango metamórfico 1 (Facies de prehnita-pumpelita): los clastos muestran un clivaje poco penetrante a la escala submilimétrica, el cual es definido por la cristalización de láminas muy finas de minerales arcillosos. En los dominios de *microlithons*, el cuarzo muestra extinción

ondulada y migración del borde de grano incipiente. En los metabasaltos se observa la cristalización de minerales del grupo de la prehnita-pumpelita.

- Rango metamórfico 2 (Facies de prehnita-pumpelita a esquistos verdes de bajo grado): los clastos muestran un clivaje muy penetrante a la escala submilimétrica, localmente con desarrollo de esquistosidad incipiente. En las rocas con protolito sedimentario y volcánico felsítico, la foliación es definida por láminas gruesas de minerales arcillosos y/o la concentración de óxidos e hidróxidos a lo largo de superficies de disolución por presión. En los dominios de *microlithons*, el cuarzo muestra extinción ondulada y migración de borde de grano evidente. Los fragmentos metabasálticos muestran cristalización de clorita y epidota rica en Fe (pistacita).
- Rango metamórfico 3 (Facies de esquistos verdes de grado medio): los clastos muestran el desarrollo de una esquistosidad penetrante a la escala submilimétrica, la cual está definida por el alineamiento de láminas individuales de muscovita. En los dominios de *microlithons*, el cuarzo muestra extinción ondulada, migración de borde de grano evidente y puede localmente presentar una forma ligeramente alargada a lo largo de la esquistosidad. En los metabasaltos se observa la presencia de epidota con bajo contenido en Fe (clinozoisita).
- Rango metamórfico 4 (Facies de esquistos verdes de alto grado): los clastos muestran una esquistosidad penetrante a la escala submilimétrica, definida por el crecimiento de cristales de muscovita multilaminares y la alineación de listones de cuarzo. En los fragmentos metabasálticos, se observa la presencia de anfíboles de la serie actinolita-tremolita.
- Rango metamórfico 5 (Facies de alto grado metamórfico, desde anfibolitas hasta granulitas y eclogitas): los clastos muestran generalmente una textura fanerítica (todos los cristales con tamaño mayor a 0.0625 mm) y presentan típicamente una textura granoblástica en mosaico (con juntas tripes).

Los fragmentos con protolito sedimentario y volcánico felsítico presentan cristales de biotita, mientras que los fragmentos con protolito máfico presentan cristales de hornblenda. Considerando que la mayoría de estos clastos son faneríticos, la metodología de conteo de Gazzi-Dickinson no permite identificarlo como fragmentos líticos. Más bien, fueron contados de acuerdo al mineral que se encuentre por debajo del centro del ocular del microscopio. Una vez definida las categorías para los diferentes líticos, se realizó el conteo de puntos empleándose la metodología anteriormente mencionada. La tabla 3 representa un resumen de todas las categorías establecidas para el conteo,

mientras que, la tabla 4 muestra los resultados del conteo de puntos y la tabla 5 indica los valores recalculados para plotearlos en los diagramas ternarios de la figura 6.2.

Según la observación petrográfica, las areniscas colectadas varían de grano medio a grueso, son moderadamente clasificadas y están compuestas por clastos subangulosos a subredondeados cementados por calcita de tipo poikilotópico (Fig. 6.1). De acuerdo con el diagrama QFL de Garzanti (2016), las rocas estudiadas varían en composición de arenisca lito-cuarzo-feldespática a cuarzo-lito-feldespática, con solo una muestra perteneciente al campo de arenisca cuarzo-feldespato-líticas (Fig. 6.2 a).

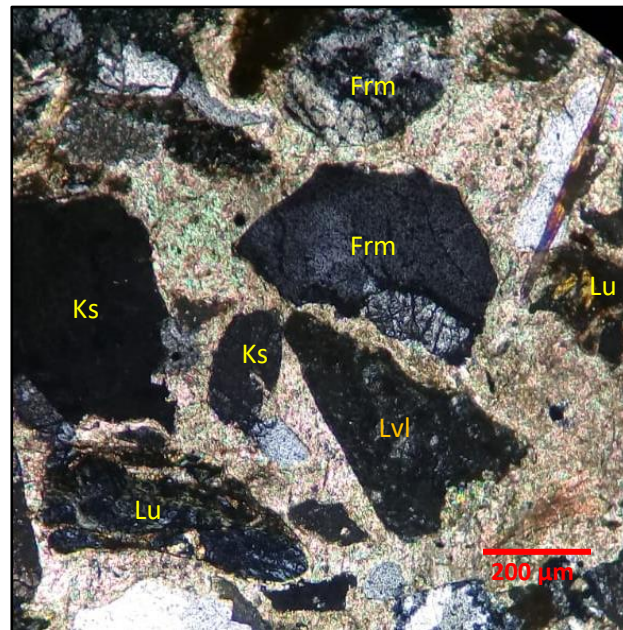


Figura 6.1 Cementante de tipo poikilotópico en una arenisca cuarzo-lito-feldespática (Muestra CP17-104). Fragmento de roca metamórfica (Frm), lítico ultramáfico (Lu), lítico volcánico lathwork (Lvl), cristal individual de feldespato potásico (Ks).

En orden de abundancia, los componentes detríticos presentes en las areniscas analizadas son: cuarzo monocristalino (32.1%-40.3%), feldespato (22.4%-38.8%), líticos metamórficos (15%-23.9%), líticos volcánicos (4.3%-10.9%), líticos sedimentarios (2.3%-6.7%), líticos ultramáficos (0.7%-3.9%), cuarzo policristalino (0.3%-2.4%) y minerales pesados (0.2%- 1.6%), tales como circón, turmalina, biotita, muscovita y fucsita.

Categoría	Definición
Qs	Cristales individuales de cuarzo.
QRm	Cuarzo en fragmento fanerítico y policristalino que muestra evidencia de deformación en estado sólido.
QRi	Cuarzo en fragmento fanerítico y policristalino que no muestra evidencia de deformación en estado sólido.
QLvf	Cuarzo en lítico volcánico felsítico.
Qp	Cuarzo policristalino.
Ks	Cristal individual de feldespato potásico.
KRm	Feldespato potásico en fragmento fanerítico y policristalino que muestra evidencia de deformación en estado sólido.
KRi	Feldespato potásico en fragmento fanerítico y policristalino que no muestra evidencia de deformación en estado sólido.
Ps	Cristal individual de plagioclasa.
PRm	Plagioclasa en fragmento fanerítico y policristalino que muestra evidencia de deformación en estado sólido.
PRi	Plagioclasa en fragmento fanerítico y policristalino que no muestra evidencia de deformación en estado sólido.
PLvl	Plagioclasa en lítico volcánico felsítico.
Lmf(1-5)	Lítico metapsamítico/metafelsítico (números del 1 al 5 indican grado metamórfico según Garzanti y Vezzoli, 2003).
Lmf?	Lítico metapsamítico/metafelsítico con grado metamórfico sin determinar.
Lmp(1-5)	Lítico metapelítico (números del 1 al 5 indican grado metamórfico según Garzanti y Vezzoli, 2003).
Lmb(1-5)	Lítico metabásico (números del 1 al 5 indican grado metamórfico según Garzanti y Vezzoli, 2003).
Lvf	Lítico volcánico felsítico.
Lvl	Lítico volcánico <i>lathwork</i> .
Lvmi	Lítico volcánico microlítico.
Lss	Lítico sedimentario siliciclástico.
Lsc	Lítico sedimentario carbonatado.
Lu	Lítico ultramáfico.
H	Minerales pesados traslúcidos
Opaco	Cristal opaco
NI	Granos no identificados.
Qm	Cuarzo monocristalino total (Qs+QRm+QRi+QLvf)
Q	Cuarzo total (Qm+Qp).
K	Feldespato potásico total (Ks+KRm+KRi).
P	Plagioclasa total (Ps+PRm+PRi+PLvl).
F	Feldespato total (K+P).
Lm	Líticos metamórficos totales (Lmf+Lmp+Lmb).
Lv	Líticos volcánicos totales (Lvf+Lvl+lvmi).
Ls	Líticos sedimentarios totales (Lss+Lsc).
L	Líticos totales (Lm+Lv+Ls+Lu).

Tabla 3. Categorías establecidas para el conteo de puntos de los diferentes componentes de las areniscas, usando el método de Gazzi-Dickinson (Gazzi 1966; Dickinson 1970) y la clasificación propuesta por Garzanti y Vezzoli (2003) para líticos metamórficos.

Muestra	Qs	QRm	QRi	QLvf	Qp	Ks	KRm	KRi	Ps	PRm	PRi	PLvl	Lmf1	Lmf2	Lmf3	Lmf4	Lmf5	Lmf?	Lmp2	Lmp3	Lmp4	Lmb1	Lmb2	Lmb3	Lmb4	Lvl	Lvmi	Lvf	Lss	Lsc	Lu	H	Ni	Total
CP17-105	76	32	3	0	5	42	2	2	30	0	2	1	1	17	21	4	1	0	0	12	1	0	2	0	0	11	7	10	9	12	6	2	0	311
CP17-106	71	28	2	0	3	47	7	2	24	7	3	2	1	15	19	2	2	2	1	6	0	0	2	0	1	4	4	7	9	8	10	4	6	299
CP17-104	84	69	1	0	2	42	5	2	51	11	6	1	7	43	24	0	0	4	5	8	0	0	1	0	0	11	3	10	13	7	3	1	5	419
CP17-107	76	26	3	0	2	59	2	3	48	2	2	0	2	11	13	1	0	3	3	5	4	0	3	0	0	5	3	5	4	5	2	1	6	299
CP17-103	78	31	0	1	7	38	1	0	28	1	0	0	2	13	12	4	0	7	1	9	1	6	0	1	0	9	7	16	4	4	4	1	7	293
CP17-110	93	28	2	0	6	30	2	2	41	0	0	0	0	16	17	3	0	8	1	8	1	1	1	0	0	4	3	6	3	9	7	4	9	305
CP17-100	97	20	1	0	4	38	1	0	30	0	0	0	1	25	21	1	0	10	2	9	0	0	2	0	0	11	4	7	3	4	7	5	5	308
CP17-101	101	17	0	0	1	42	0	0	35	0	0	0	0	23	29	4	0	8	3	10	0	1	2	0	0	11	6	12	4	7	9	1	11	337
CP17-113	95	11	1	0	5	39	0	0	42	0	0	0	1	17	32	2	0	5	1	15	1	0	3	0	1	9	4	17	4	6	13	1	9	334
CP17-111	114	7	0	0	0	48	0	0	39	0	0	0	0	25	28	2	0	11	2	10	1	1	2	0	0	7	2	13	3	5	7	1	15	343

Tabla 4. Resultados del conteo de puntos de los componentes de las areniscas del Oligoceno del área de estudio.

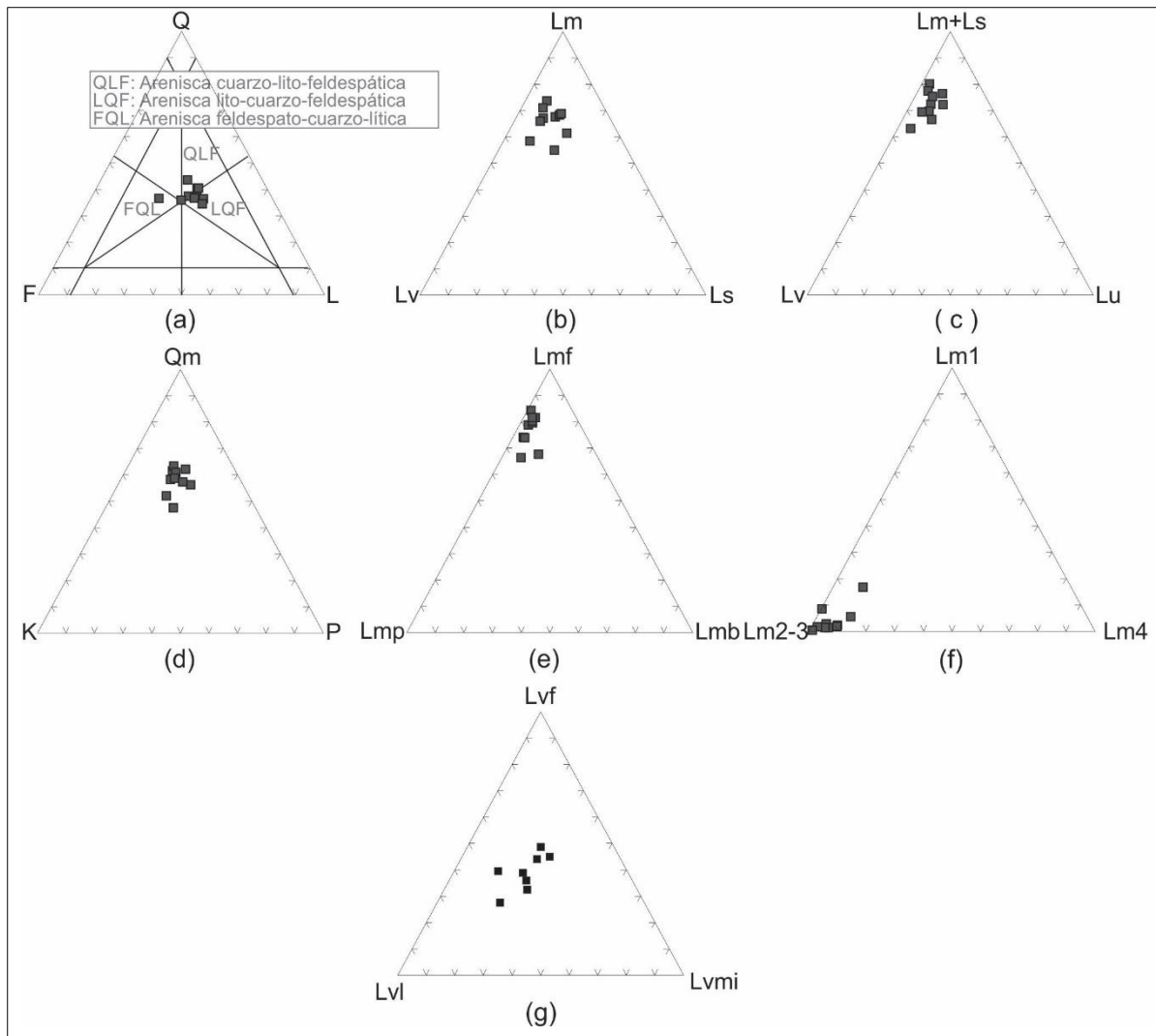
Muestra	QFL%Q	QFL%F	QFL%L	LmLVs%Lm	LmLVs%Lv	LmLVs%Ls	(Lm+Ls)LvLu%(Lm+Ls)	(Lm+Ls)LvLu%Lv	(Lm+Ls)LvLu%Lu	QmKP%Qm	QmKP%K	QmKP%P	LmfLmpLmb%Lmf	LmfLmpLmb%Lmp	LmfLmpLmb%Lmb	Lm1Lm2-3Lm4%Lm1	Lm1Lm2-3Lm4%Lm2-3	Lm1Lm2-3Lm4%Lm4	LvLvlvmi%Lv	LvLvlvmi%Lvl	LvLvlvmi%Lvmi
CP17-105	37.5	25.6	36.9	54.6	25.9	19.4	70.2	24.6	5.3	58.4	24.2	17.4	74.6	22.0	3.4	1.7	89.7	8.6	35.7	39.3	25.0
CP17-106	36.1	31.9	31.9	61.0	18.3	20.7	72.8	16.3	10.9	52.3	29.0	18.7	82.0	14.0	4.0	2.2	93.5	4.3	46.7	26.7	26.7
CP17-104	37.8	28.6	33.7	67.6	17.6	14.7	80.6	17.3	2.2	56.6	18.0	25.4	84.8	14.1	1.1	8.0	92.0	0.0	41.7	45.8	12.5
CP17-107	36.6	39.7	23.6	67.2	19.4	13.4	78.3	18.8	2.9	47.5	29.0	23.5	66.7	26.7	6.7	4.8	83.3	11.9	38.5	38.5	23.1
CP17-103	40.9	23.8	35.3	57.7	33.0	9.3	64.0	32.0	4.0	61.8	21.9	16.3	67.9	19.6	12.5	16.3	73.5	10.2	50.0	28.1	21.9
CP17-110	44.2	25.7	30.1	69.1	16.0	14.8	77.3	14.8	8.0	62.1	17.2	20.7	78.6	17.9	3.6	2.1	89.6	8.3	46.2	30.8	23.1
CP17-100	40.9	23.2	35.9	71.0	22.0	7.0	72.9	20.6	6.5	63.1	20.9	16.0	81.7	15.5	2.8	1.6	96.7	1.6	31.8	50.0	18.2
CP17-101	36.6	23.7	39.7	66.7	24.2	9.2	70.5	22.5	7.0	60.5	21.5	17.9	80.0	16.3	3.8	1.4	93.1	5.6	41.4	37.9	20.7
CP17-113	34.7	25.1	40.2	65.8	25.6	8.5	66.9	23.1	10.0	56.9	20.7	22.3	74.0	22.1	3.9	1.4	94.4	4.2	56.7	30.0	13.3
CP17-111	37.0	26.6	36.4	73.2	19.6	7.1	75.6	18.5	5.9	58.2	23.1	18.8	80.5	15.9	3.7	1.4	94.4	4.2	59.1	31.8	9.1

Tabla 5. Componentes recalculados en base al 100% para ser ploteados en los diagramas ternarios de la figura 6.2

El cuarzo y feldespato se encuentran principalmente como cristales individuales. Sin embargo, también se presentan en fragmentos faneríticos policristalinos de origen metamórfico. En estos fragmentos son evidentes texturas de deformación en estado sólido y recristalización como lo son la extinción ondulada, migración de borde de grano, dominio de subgranos, orientación preferencial de forma y formación de juntas triples, siendo esta última una característica típica de rocas con alto grado de metamorfismo (rango 5 en Garzanti y Vezzoli, 2003; Fig. 6.3a). Por otro lado, algunos de los fragmentos faneríticos cuarzo-feldespático no muestran evidencia alguna de deformación, por lo que se considera que procedan de rocas intrusivas.

Los feldespatos incluyen a plagioclasa y feldespato potásico, este último es representado por microclino, ortoclasa y pertita. La razón plagioclasa/feldespato total (P/F) varía entre 0.4 y 0.6 (Fig. 6.2d).

.....
Figura 6.2 Diagramas ternarios que muestran la distribución composicional de las areniscas del Oligoceno tardío del flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón. a) Diagrama ternario de Garzanti (2016) que representa a Qt=cuarzo total (cuarzo monocristalino + cuarzo policristalino), F= feldespatos, L= líticos. b) Líticos: Lm= líticos metamórficos, Lv= líticos volcánicos, Ls= líticos sedimentarios. c) Lm+Ls= líticos metamórficos + líticos sedimentarios, Lv= líticos volcánicos, Lu= líticos ultramáficos. d) Qm=cuarzo monocristalino, P= plagioclasa, K=feldespato potásico. e) Líticos metamórficos: Lmf= líticos metafelsíticos/metapsamíticos, Lmp= líticos metapelíticos, Lmb= líticos metabasíticos. f) Rangos metamórficos: Lm1= líticos con rangos metamórficos 1, Lm2,3= líticos con rangos metamórficos 2 y 3, Lm4= líticos con rango metamórfico 4. g) Lv_f: líticos volcánicos felsíticos, Lvm= líticos volcánicos microlíticos, Lvl= líticos volcánicos *lathwork*.



Dentro de los líticos, dominan los fragmentos metamórficos (54.6%-73.2% del total de los líticos; Fig. 6.2b), seguido de los volcánicos (16%-33%) y en menor proporción los sedimentarios (7%-20.7%; Fig. 6.2b) y ultramáficos (2.2%-10.9%; Fig. 6.2c).

En relación a los líticos metamórficos, se observa la predominancia de líticos metapsamíticos/metafelsíticos (66.7%-84.8% del total de los líticos metamórficos; Fig. 6.2e), seguidamente los líticos metapelíticos (14%-26.7%) y cantidades subordinadas de líticos metabásicos (1.1%-12.5%). En su mayoría, los líticos metamórficos son de rango 2 y 3 (73.5%-96.7%; Fig. 6.2f), los que corresponden a rocas metamórficas en facies de prehnita pumpellita y esquistos verdes de bajo y medio grado de acuerdo a la clasificación de Garzanti y Vezzoli (2003) En menor proporción se encuentra

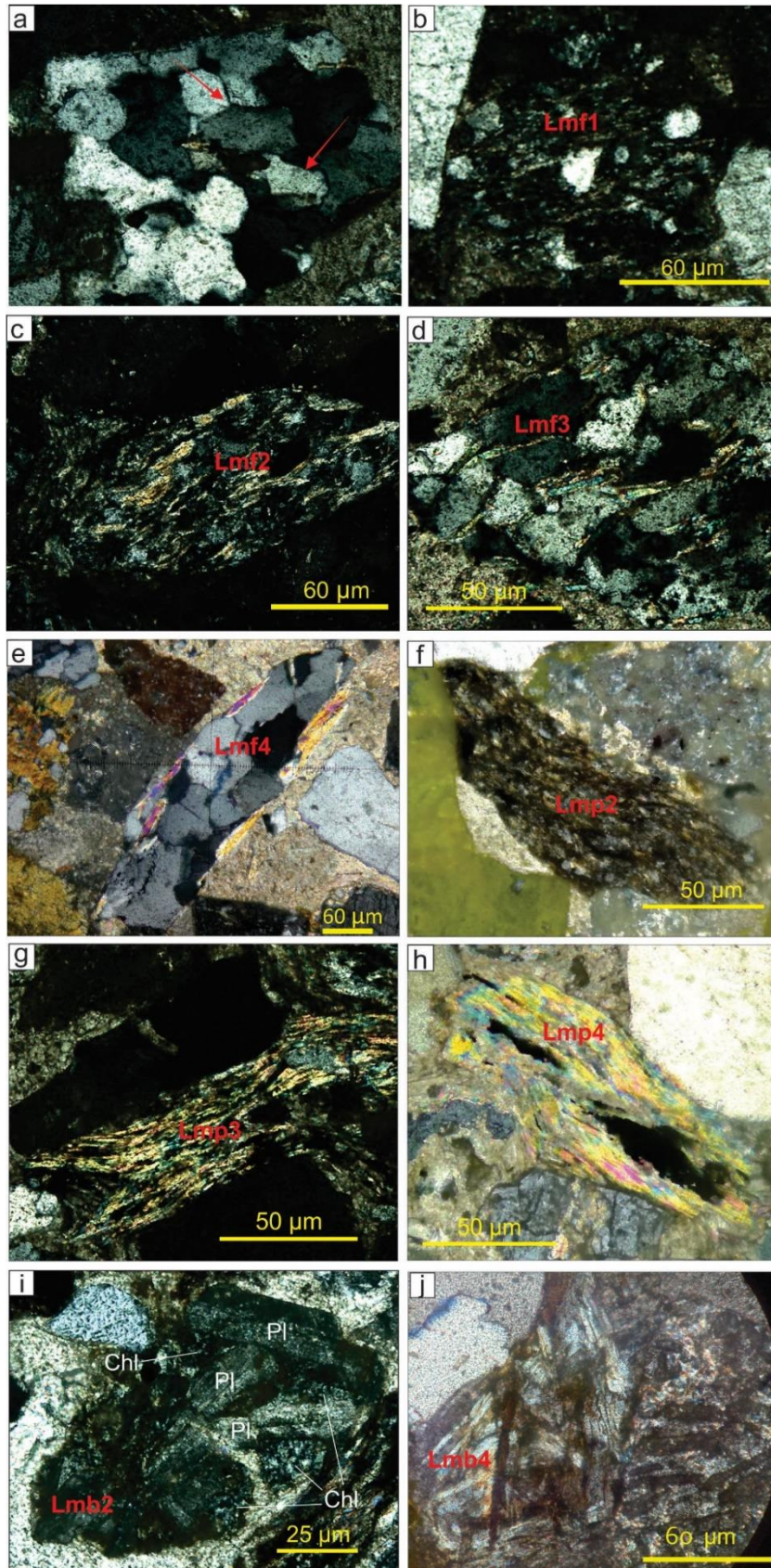
fragmentos metamórficos de rangos 1 (1.4%-16.3%; Fig. 6.2f) y 4 (0%-11.9%; Fig. 6.2f), los que corresponden a las facies de prehnita-pumpelita y de esquistos verdes de alto grado, respectivamente.

Los líticos metapsamíticos/metafelsíticos están compuestos principalmente por cuarzo y sericita o cuarzo y muscovita, dependiendo del rango metamórfico. Los líticos metafelsíticos/metapsamíticos de rango 1 muestran un clivaje espaciado poco penetrante a la escala submilimétrica, el cual está definido por pequeñas láminas de sericita. Los dominios de *microlithons* están compuestos por cuarzo, el cual presenta migración del borde de grano y extinción ondulosa incipientes (Fig. 6.3b). Los líticos metafelsíticos/metapsamíticos de rango 2 muestran un clivaje penetrante a la escala submilimétrica definido por la alineación de cristales de sericita (Fig. 6.3c). Los líticos metafelsíticos/metapsamíticos de rango 3 muestran desarrollo de esquistosidad definida por alineación de cristales láminas individuales de muscovita. En los dominios de *microlithons*, el cuarzo muestra migración del borde de grano, subdominios de grano, extinción ondulada y cierta orientación incipiente de forma (Fig. 6.3d). Los líticos metafelsíticos/metapsamíticos de rango 4 muestran una esquistosidad penetrativa a la escala submilimétrica definida por cristales multilaminares de muscovita y, en ocasiones, de listones de cuarzo (Fig. 6.3e).

Los líticos metapelíticos están compuestos principalmente por minerales arcillosos y muscovita, mostrando una foliación continua y penetrativa de acuerdo con su rango metamórfico. Los líticos metapelíticos de rango 2 presentan un clivaje penetrante definido por la alineación de cristales de sericita (Fig. 6.3f). Los líticos metapelíticos de rango 3 muestran una esquistosidad incipiente definida por el crecimiento de pequeños cristales monolaminares de muscovita (Fig. 6.3g), mientras que en los líticos metapelíticos de rango 4, los cristales de muscovita son compuestos por múltiples laminas y definen una esquistosidad más penetrante a la escala submilimétrica (Fig. 6.3h).

Los líticos metabásicos se presentan en cantidades subordinadas en todas las muestras (Fig. 6.2e). Contienen minerales del grupo prehnita-pumpelita, los que corresponden al rango metamórfico 1. Los de rango 2 presentan texturas porfíricas, con fenocristales de plagioclasa en una matriz de clorita y epidota (Fig. 6.3i). Finalmente, los de rango 3 contienen cristales de clinozoisita, mientras que los de rango 4 están compuestos por anfíboles de la serie actinolita-tremolita (Fig. 6.3j).

.....
Figura 6.3 Fotomicrografías de los diferentes líticos metamórficos presentes en las areniscas del Oligoceno tardío del área de Cerro Pelón. a) Fragmento fanerítico policristalinos de origen metamórfico correspondiente al rango metamórfico 5 (Rm5; muestra CP17-105), las flechas rojas señalan puntos triples y migración del borde de grano del cuarzo. b) Lítico metafelsítico/metapsamítico de rango metamórfico 1 (Lmf1; muestra CP17-104) que muestra cristalización de láminas muy finas de sericita. c) Lítico metafelsítico/metapsamítico de rango metamórfico 2 (Lmf2; muestra CP17-103), mostrando crecimiento de los cristales de sericita. d) Lítico metafelsítico/metapsamítico de rango metamórfico 3 (Lmf3; muestra CP17-106), donde se observa alineamiento de cristales de cuarzo y crecimiento de mica blanca. e) Lítico metafelsítico/metapsamítico de rango metamórfico 4 (Lmf4; muestra CP17-105), compuesto por cristales de muscovita bien desarrollados y cristales de cuarzo deformados. f) Lítico metapelítico de rango metamórfico 2 (Lmp2; muestra CP17-103), el cual muestra clivaje resaltado por la alineación y concentración de óxidos y arcillas. g) Lítico metapelítico de rango metamórfico 3 (Lmp3; muestra CP17-104), con desarrollo de esquistosidad y alineamiento de cristales de muscovita. h) Lítico metapelítico de rango metamórfico 4 (Lmp4; muestra CP17-110), que muestra aumento del tamaño de la muscovita. i) Lítico metabasítico de rango metamórfico 2 (Lmb2; muestra CP17-106), donde se observan fenocristales de plagioclasa (Pl) en una matriz de clorita (Chl) y epidota. j) Lítico metabasítico de rango metamórfico 4 (Lmb4; muestra CP17-104) el cual presenta cristales de actinolita-tremolita.



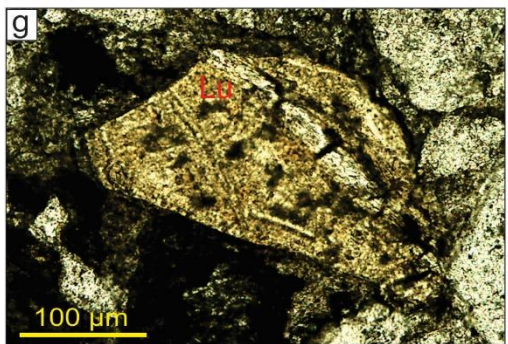
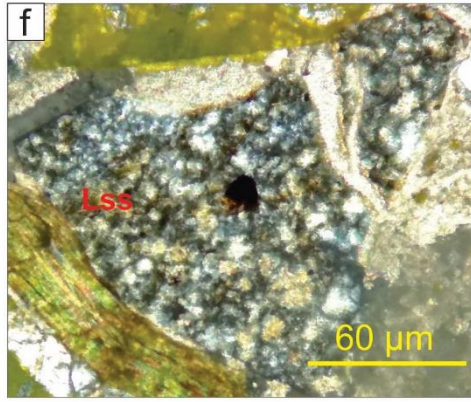
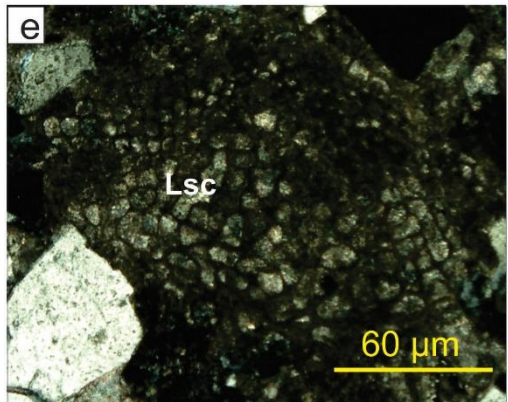
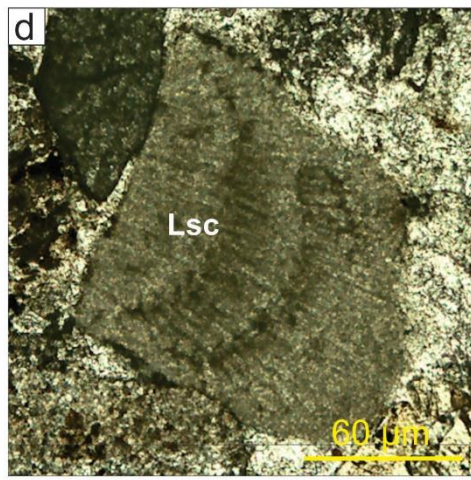
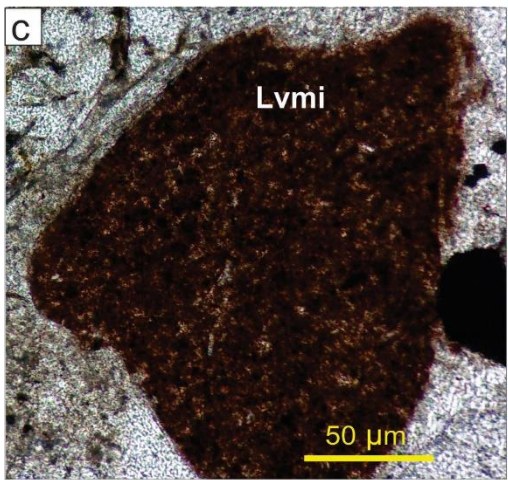
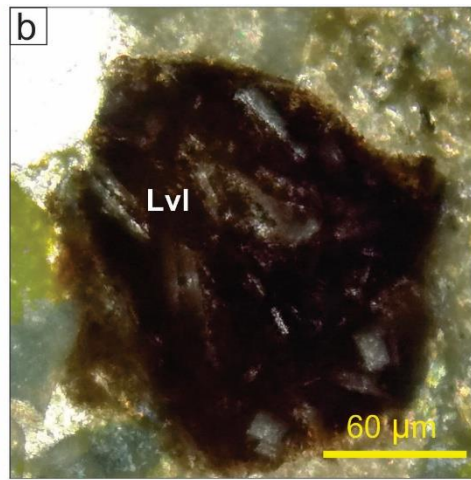
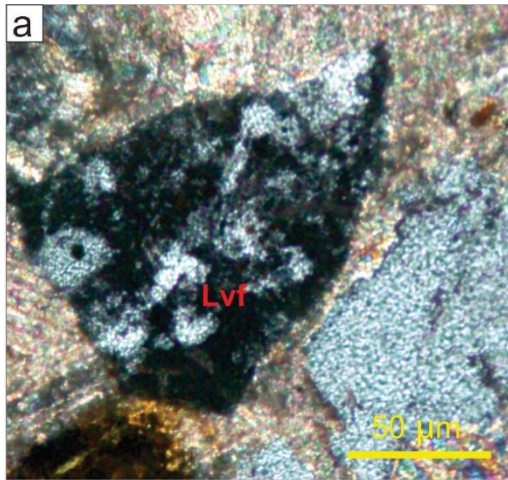
Respecto a los líticos volcánicos, dominan los líticos volcánicos felsíticos (31.8%-59.1% de los líticos volcánicos totales; Fig. 6.2g), seguido de líticos volcánicos *lathwork* (26.7%-50%) y, en menor cantidad, se encuentran líticos volcánicos microlíticos (9.1%-26.7%).

Los líticos volcánicos felsíticos presentan textura porfírica, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa y escasa biotita en una matriz micro- a criptocristalina de cuarzo o cuarzo-feldespato (Fig. 6.4a). Los líticos volcánicos *lathwork* muestran una textura porfírica y están compuestos por fenocristales de plagioclasa de tamaño mayor a 0.0625 mm en una matriz de vidrio volcánico de coloración marrón y minerales opacos (Fig. 6.4b). Finalmente, los líticos volcánicos microlíticos están compuestos por microlitos de plagioclasa de tamaño menor a 0.0625 mm en una matriz vítreas de coloración marrón (Fig. 6.4c).

En cuanto a los líticos sedimentarios, en su mayoría son dominados por fragmentos carbonatados compuestos de micrita y esparita, con presencia de algunos fósiles como son foraminíferos bentónicos, briozoarios, algas y corales (Fig. 6.4d y e). Clastos de lutitas y limolitas están presentes en cantidades subordinadas en todas las muestras analizadas (Fig. 6.4 f).

Finalmente, los líticos ultramáficos están compuestos principalmente por fragmentos de serpentinita de coloraciones marrón, amarillas e incoloras, mostrando una textura reticulada característica que define una foliación anastomosada (Fig. 6.4g).

Figura 6.4 Fotomicrografía de líticos volcánicos, sedimentarios y ultramáficos de las areniscas del Oligoceno tardío en el área de Cerro Pelón. a) lítico volcánico felsítico (Lv_f; muestra CP17-104) que muestra fenocristales de cuarzo y plagioclasa en una matriz de cuarzo-feldespato. b) Lítico volcánico *lathwork* (Lv_l; muestra CP17-106) formado por fenocristales de plagioclasa en una matriz vítreas. c) Lítico volcánico microlítico (Lv_{mi}; muestra CP17-103), con cristales de plagioclasa menores a 0.0625 mm dentro de una matriz vítreas. d) Lítico sedimentario calcáreo (Lsc; muestra CP17-110) compuesto por un fragmento de alga. e) Lítico sedimentario calcáreo (Lsc; muestra CP17-106) conformado por un fragmento de briozoario. f) Lítico sedimentario siliciclástico (Lss; muestra CP17-106). g) Lítico ultramáfico (Lu; muestra CP17-104) correspondiente a un fragmento de serpentinita



7.1 Petrografía de minerales pesados

Se obtuvieron los concentrados de minerales pesados de 8 muestras de arenisca de la Formación Depósito a lo largo de las secciones de Morelos y Linda Tarde. Los minerales pesados de cada muestra fueron identificados bajo el microscopio petrográfico con base en sus propiedades ópticas distintivas. Para el análisis modal de minerales pesados se utilizó el método de conteo de cinta (*ribbon counting method*), el cual consiste en seleccionar aleatoriamente bandas en la lámina delgada y contar los granos minerales que se encuentren dentro de esta banda (Galehouse, 1969 y Mange y Maurer, 1993). En cada lámina se contaron de 352 a 635 minerales pesados detríticos no opacos. Los minerales identificados se enlistan en la tabla 6. Los resultados del conteo y la proporción porcentual de cada mineral se presentan en la tabla 7.

Mineral	Abreviatura	Mineral	Abreviatura
Circón	Zrn	Zoisita	Zo
Turmalina	Tur	Biotita	Bt
Rutilo	Rt	Apatito	Ap
Titanita	Ttn	Actinolita	Act
Pistaschita	Pi	Cloritoide	Clid
Cromita	Crm	Prehnita-Pumpelita	PP
Granate	Grt	Muscovita	Ms
Clorita	Chl	Sillimanita	Sil
Fuchcita	Fcs	Ilmenita	Ilm

Tabla 6. Minerales identificados bajo el microscopio petrográfico. La abreviatura de los minerales fue tomada de Siivola y Schmidt (2007).

Todas las muestras presentan una asociación de minerales similares, aunque cada especie mineral presenta abundancia variable en las diferentes muestras (Tabla 7). La proporción de los minerales pesados se representa en la figura 7.1, que esquematiza, en orden de abundancia, la siguiente asociación de minerales: circón (20.2%-67.5%; Fig. 7.2a), cromita (7.9%-29.3%; Fig. 7.2b), granate (4.7%-12.1%; Fig. 7.2c), zoisita (1.5%-17.5%; Fig. 7.2d) y pistacita (0.6%-13.8%; Fig. 7.2e); seguidamente, proporciones similares de rutilo (1.4%-4.4%; Fig. 7.3a), turmalina (1.2%-7.8%; Fig. 7.3b), prehnita- pumpelita (0.9-6.5%; Fig. 7.3c) y titanita (0.7%-7.9%; Fig. 7.3d) y en menor abundancia clorita (0.8%-3.1%; Fig. 7.4a), apatito (1.2%; Fig. 7.4b), cloritoide (1.1%; Fig. 7.4c), muscovita (1%) y biotita (0.2%) Además, se observaron cantidades subordinadas de sillimanita (fibrolita), actinolita y fuchcita (Fig. 7.4 d-f). Sin embargo, debido a su

abundancia tan limitada, nunca cayeron dentro de las bandas de conteo utilizadas en este análisis y, por ende, estos minerales no son presentes en la Tabla 7 de resultados.

a. Conteo de minerales pesados															
Muestras	Zrn	Tur	Rt	Crn	Zo	Pi	Grt	PP	Ttn	Ap	Chl	Cld	Ms	Bt	TOTAL
CP17-110	196	6	8	81	15	6	24	4	4	0	4	4	0	0	352
CP17-111	189	9	7	84	85	19	46	13	15	2	16	2	0	0	487
CP17-113	398	14	22	50	33	21	50	12	19	0	14	2	0	0	635
CP17-103	314	10	13	76	7	3	22	4	7	2	4	3	0	0	465
CP17-104	94	31	13	122	11	28	43	27	28	2	13	0	4	1	417
CP17-105	190	32	18	96	6	11	32	14	3	1	5	2	3	0	413
CP17-101	72	16	6	57	53	49	43	15	28	4	10	0	2	1	356
CP17-100	233	6	15	49	60	29	51	18	22	6	4	5	0	1	499

b. Porcentaje de los minerales pesados															
Muestras	Zrn	Tur	Rt	Crn	Zo	Pi	Grt	PP	Ttn	Ap	Chl	Cld	Ms	Bt	TOTAL
CP17-110	55.68	1.70	2.27	23.01	4.26	1.70	6.82	1.14	1.14	0.00	1.14	1.14	0.00	0.00	100
CP17-111	38.81	1.85	1.44	17.25	17.45	3.90	9.45	2.67	3.08	0.41	3.29	0.41	0.00	0.00	100
CP17-113	62.68	2.20	3.46	7.87	5.20	3.31	7.87	1.89	2.99	0.00	2.20	0.31	0.00	0.00	100
CP17-103	67.53	2.15	2.80	16.34	1.51	0.65	4.73	0.86	1.51	0.43	0.86	0.65	0.00	0.00	100
CP17-104	22.54	7.43	3.12	29.26	2.64	6.71	10.31	6.47	6.71	0.48	3.12	0.0	0.96	0.24	100
CP17-105	46.00	7.75	4.36	23.24	1.45	2.66	7.75	3.39	0.73	0.24	1.21	0.48	0.73	0.00	100
CP17-101	20.22	4.49	1.69	16.01	14.89	13.76	12.08	4.21	7.87	1.12	2.81	0.00	0.56	0.28	100
CP17-100	46.69	1.20	3.011	9.82	12.02	5.81	10.22	3.61	4.411	1.202	0.800	1.00	0.00	0.20	100

Tabla 7. Resultados del conteo de minerales pesados de las areniscas del Oligoceno superior. a) Cantidad de minerales presentes en cada muestra. b) Proporción de cada mineral respecto al total en cada muestra.

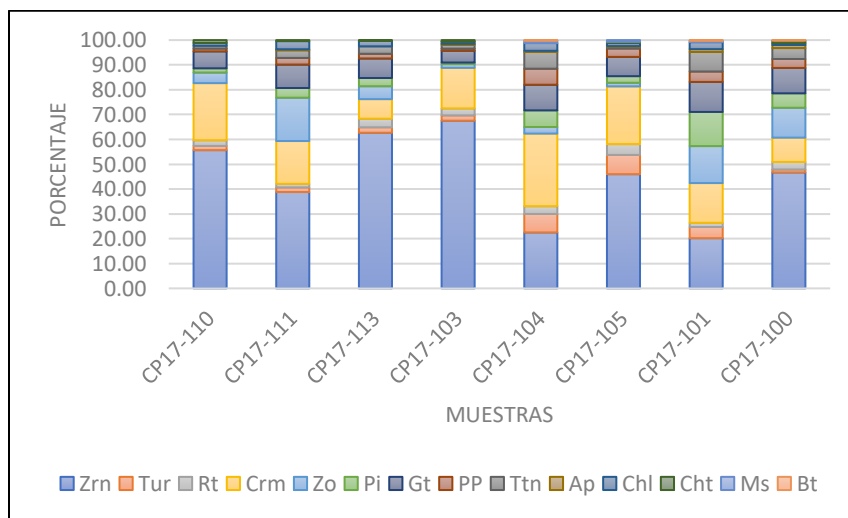


Figura 7.1 Porcentaje de minerales pesados de las areniscas del Oligoceno superior

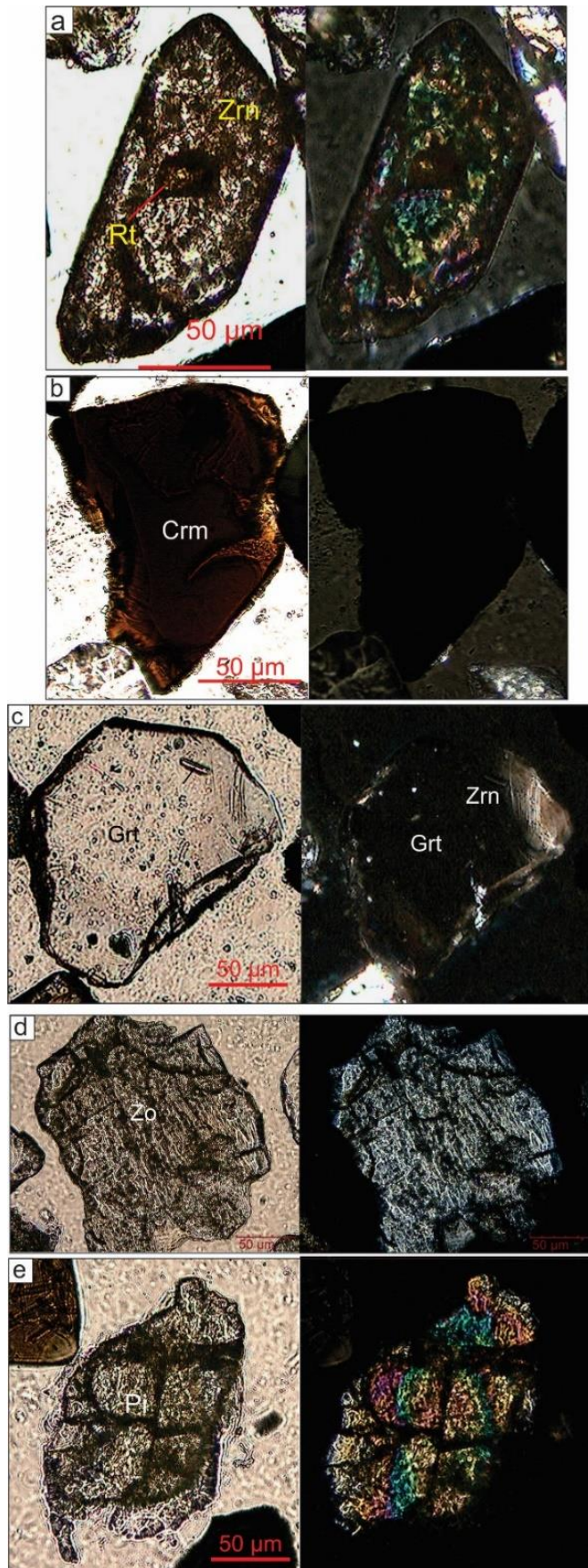


Figura 7.2 Minerales pesados contenidos en las areniscas del Oligoceno expuestas en el área de Cerro Pelón. a) Circón con inclusiones de rutilo (muestra CP17-110). b) Cromita (muestra CP17-104). c) Granate con inclusiones de circón (muestra CP17-103). d) Zoisita (muestra CP17-104). e) Pistacita (muestra CP17-110). Zrn: circón, Rt: rutilo, Crn: cromita, Grt: granate, Zo: zoisita, Pi: pistacita. Las imágenes de la izquierda se muestran en luz paralela, mientras que las de la derecha se muestran en luz cruzada.

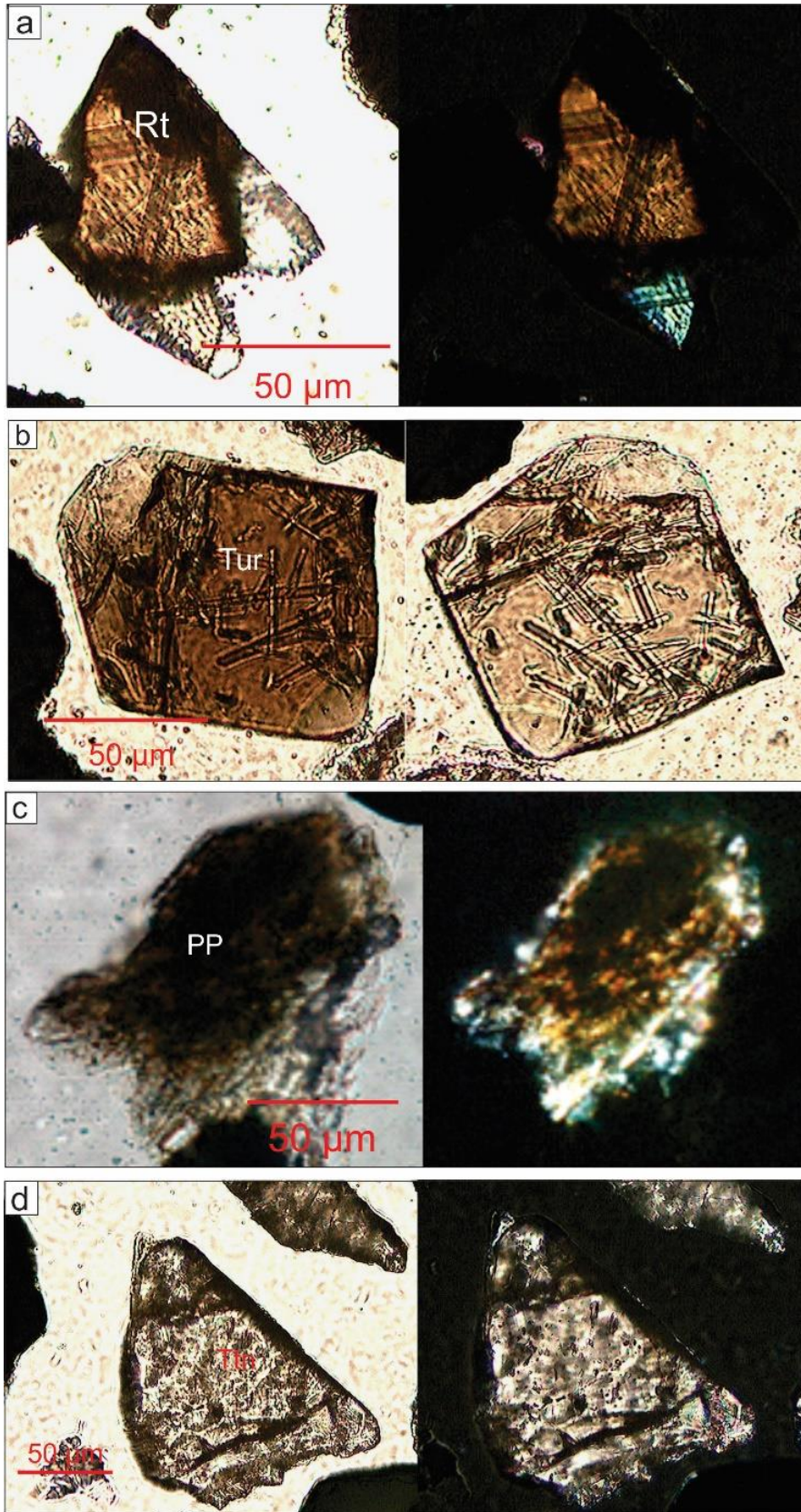


Figura 7.3 Minerales pesados contenidos en las areniscas del Oligoceno expuestas en el área de Cerro Pelón. a) Rutilo (muestra CP17-110). b) Turmalina (muestra CP17-110). c) Prehnita-pumpelita (muestra CP17-104). d) Titanita (muestra CP17-105). Rt: rutilo, Tur: turmalina, PP: prehnita-pumpelita, Ttn: titanita. Las imágenes de la izquierda se muestran en luz paralela, mientras que las de la derecha se muestran en luz cruzada.

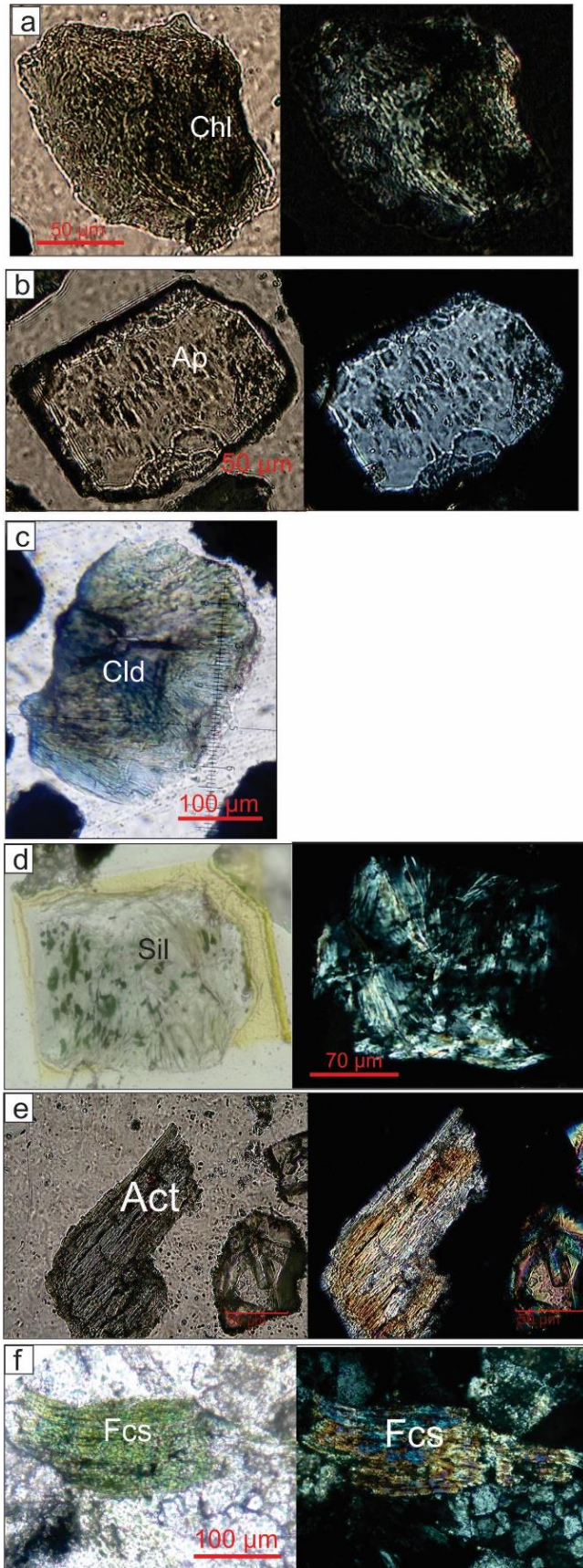


Figura 7.4 Minerales pesados contenidos en las areniscas del Oligoceno expuestas en el área de Cerro Pelón. a) Clorita (muestra CP17-105). b) Apatito (muestra CP17-103). c) Cloritoide (muestra CP17-111). d) Sillimanita (muestra CP17-104). e) Actinolita (muestra CP17-105). f) Fuchsite (muestra CP17-113). Chl: clorita, Ap: apatito, Cld: cloritoide, Sil: sillimanita, Act: actinolita, Fcs: fuchsite. Las imágenes de la izquierda se muestran en luz paralela, mientras que las de la derecha se muestran en luz cruzada.

Es importante destacar que, a través del análisis petrográfico de los minerales pesados, se observó que algunos granos de circón y cloritoide contienen inclusiones de rutilo (Fig.7.2a y 7.4c). Igualmente se identificaron dos grupos de granates:

- el grupo 1 está compuesto por granates libres de inclusiones o con algunas inclusiones de circón (Fig. 7.5a).
- el grupo 2 está conformado por granates con inclusiones de cristales aciculares de rutilo (Fig. 7.5b).

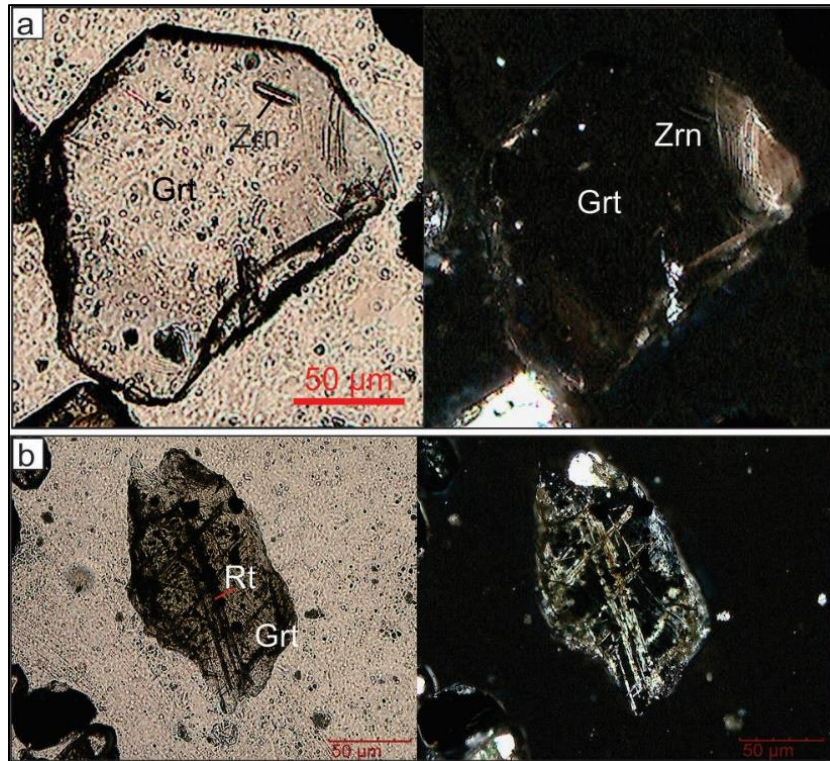


Figura 7.5 Diferentes tipos de granates identificados bajo el microscopio petrográfico clasificados como: a) Grupo 1, compuesto por granates sin inclusiones o con algunas inclusiones de circón (muestra CP17-104). b) Grupo 2, incluye granates con inclusiones de cristales aciculares de rutilo (muestra CP17-103). Grt: granate, Zrn: circón, Rt: rutilo. Las imágenes de la izquierda se muestran en luz paralela, mientras que las de la derecha se muestran en luz cruzada.

Por su parte, la titanita está presente en las muestras analizadas tanto como cristales individuales (Fig.7.3d), así como formando coronas alrededor de granos de rutilo y, en ocasiones, de ilmenita (Fig. 7.6 a y b).

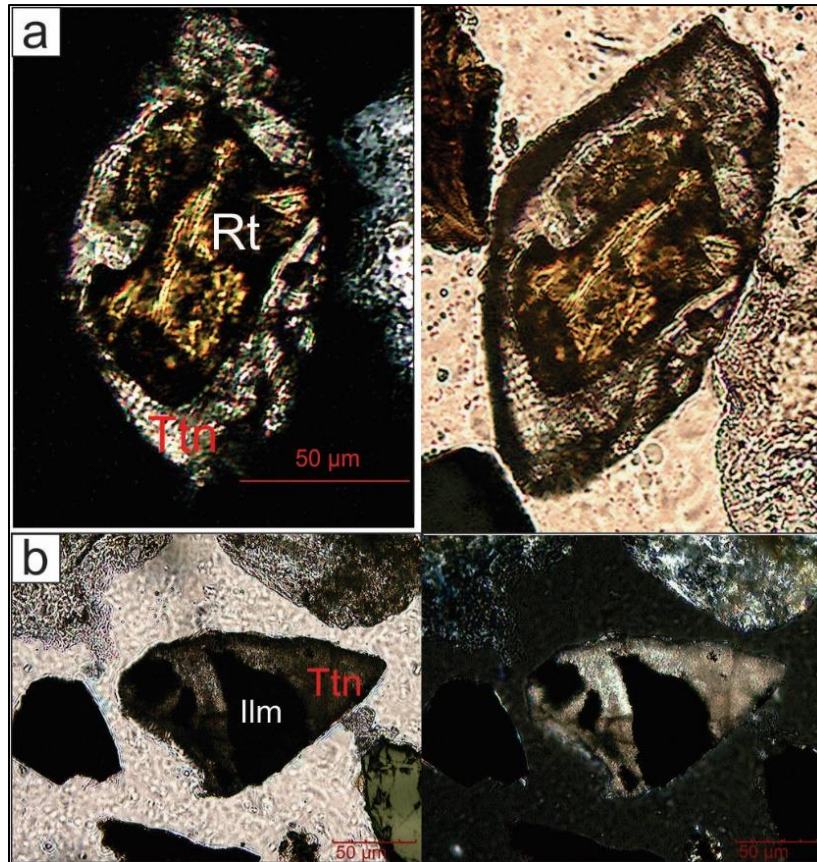


Figura 7.6 Minerales pesados contenidos en las areniscas del Oligoceno expuestas en el área de Cerro Pelón. a) Corona de titanita alrededor de un grano de rutilo (muestra CP17-110). b) Corona de titanita alrededor de un grano de ilmenita (muestra CP17-104). Rt: rutilo, Ttn: titanita, Ilm: ilmenita.

7.2 Análisis de Microscopia Electrónica de Barrido (*Scanning Electron Microscopy, SEM*) en minerales pesados.

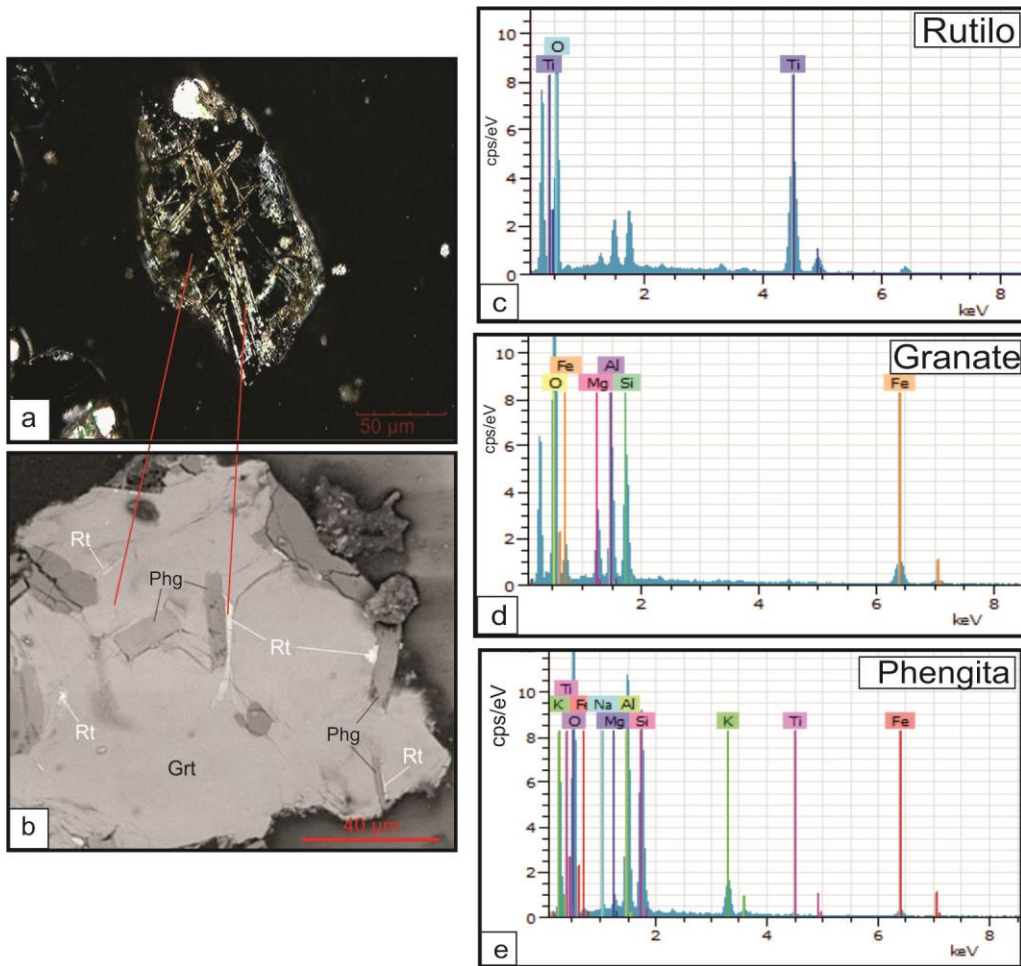
La asociación de minerales pesados fué analizada mediante el Microscopio Electrónico de Barrido para la identificación de algunos granos de minerales, así como para verificar los minerales que componen las inclusiones y forman coronas alrededor de otros minerales. Este análisis fue realizado debido a que ciertos minerales fueron difíciles de identificar mediante el análisis petrográfico y, por lo tanto, el uso del microscopio electrónico de barrido permitió obtener una imagen de detalle de la superficie del mineral y a su vez ayudó a un análisis semicuantitativo puntual de la composición química del mineral para su identificación.

En relación a los granates analizados bajo la microscopía electrónica de barrido, los resultados del análisis demuestran que, las inclusiones de los granates del Grupo 2 corresponden a cristales aciculares de rutilo (Fig. 7.7). El análisis semicuantitativo puntual de los cristales aciculares demuestra un gran contenido de titanio (Figura 7.7 b y c; Tabla 8) que corrobora la presencia de inclusiones de rutilo en granos de granate. Además, se distinguieron algunas inclusiones de probables phengita (Fig. 7.7 b y e; Tabla 8).

Mineral	Elemento	Porcentaje en peso	Porcentaje en peso normalizado	Óxidos	Porcentaje en peso de los óxidos normalizado	Porcentaje en peso (Error)
Rutilo	Ti	31.18	59.94	TiO ₂	100	52.02
	O	20.84	40.06	-	-	-
	Total	52.02	100			
Granate	O	26.57	40.05			
	Fe	16.77	25.27	FeO	32.51	21.57
	Si	9.37	14.13	SiO ₂	30.23	20.05
	Al	9.14	13.77	Al ₂ O ₃	26.02	17.26
	Mg	4.50	6.78	MgO	11.24	7.46
	Total	66.35	100		100	
Phengita	O	34.49	44.92			0.00
	Si	15.45	20.13	SiO ₂	43.06	33.06
	Al	14.79	19.27	Al ₂ O ₃	36.40	27.95
	Fe	4.85	6.32	FeO	8.13	6.24
	K	4.79	6.24	K ₂ O	7.51	5.77
	Mg	0.94	1.23	MgO	2.04	1.57
	Na	0.75	0.98	Na ₂ O	1.32	1.01
	Ti	0.71	0.92	TiO ₂	1.54	1.18
Total	76.77	100		100		

Tabla 8. Porcentaje en peso de los elementos y óxidos resultantes del análisis semicuantitativo de la composición química del granate con inclusiones de la figura 7.7.

Figura 7.7 a) Fotomicrografía de un granate con inclusiones de rutilo. b) Imagen de barrido de electrones retrodispersados (BSE, Back-Scattered Electrons) de (a), mostrando los puntos donde se efectuaron los análisis y los minerales que se identificaron. Espectros correspondientes a los análisis de SEM: c) Rutilo. d) Granate. e) Phengita. Rt: rutilo, Phg: phengita, Grt: granate.



Igualmente, se analizó la composición de los minerales que forman coronas alrededor de otros minerales. Los resultados demuestran que las coronas están formadas por:

- Coronas de titanita alrededor de granos de rutilo (Fig.7.8): algunos granos poseen un alto contenido en Ti que corresponde al rutilo (Fig.7.8 a-c; Tabla 9). La corona que rodea al rutilo tiene alto contenido en O, Ti, Ca y Si, composición típica de la titanita (Fig.7.8d; Tabla 9).

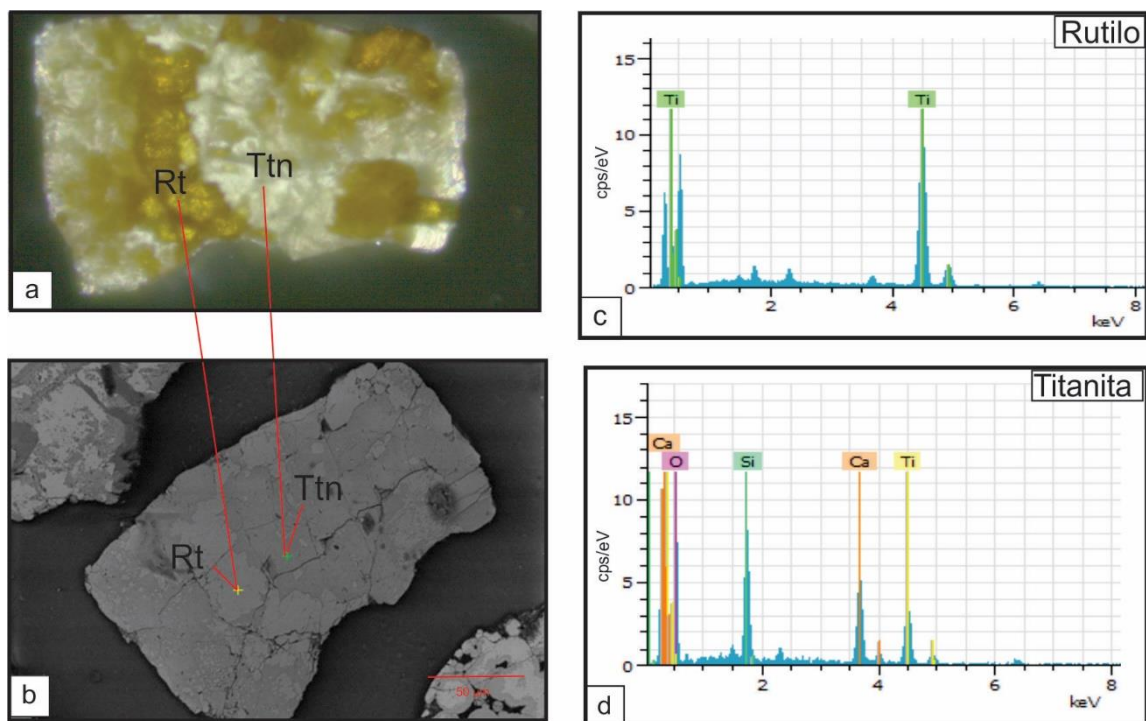


Figura 7.8 a) Fotomicrografía de una corona de titanita alrededor de grano de rutilo. b) Imagen de barrido de electrones retrodispersados (BSE, Back-Scattered Electrons) de (a), mostrando los puntos donde se efectuaron los análisis y los minerales que se identificaron. Espectros correspondientes a los análisis de SEM: c) Rutilo. d) Titanita. Rt: rutilo, Ttn: titanita.

Mineral	Elemento	Porcentaje en peso	Porcentaje en peso normalizado	Óxidos	Porcentaje en peso de los óxidos normalizado	Porcentaje en peso (Error)
Rutilo	Ti	55.24	100	TiO ₂	100	1.73
Titanita	O	45.77	52.76	-	-	-
	Ti	18.72	21.58	-	-	-
	Ca	13.33	15.36	-	-	-
	Si	8.94	10.30	-	-	-
	Total	86.77	100	-	-	-

Tabla 9. Porcentaje en peso de los elementos y óxidos resultantes del análisis semicuantitativo de la composición química de la corona de titanita alrededor del rutilo de la figura 7.8.

- Coronas de titanita alrededor de granos de ilmenita (Figs. 7.9): el grano del centro tiene una composición de Fe, Ti, O, Mn y corresponde a un grano de ilmenita (Fig.7.9 b y d; Tabla 10). La corona que rodea a este grano contiene alto O, Ti, Ca y Si, composición típica de la titanita (Fig.7.9 b y c; Tabla 10).

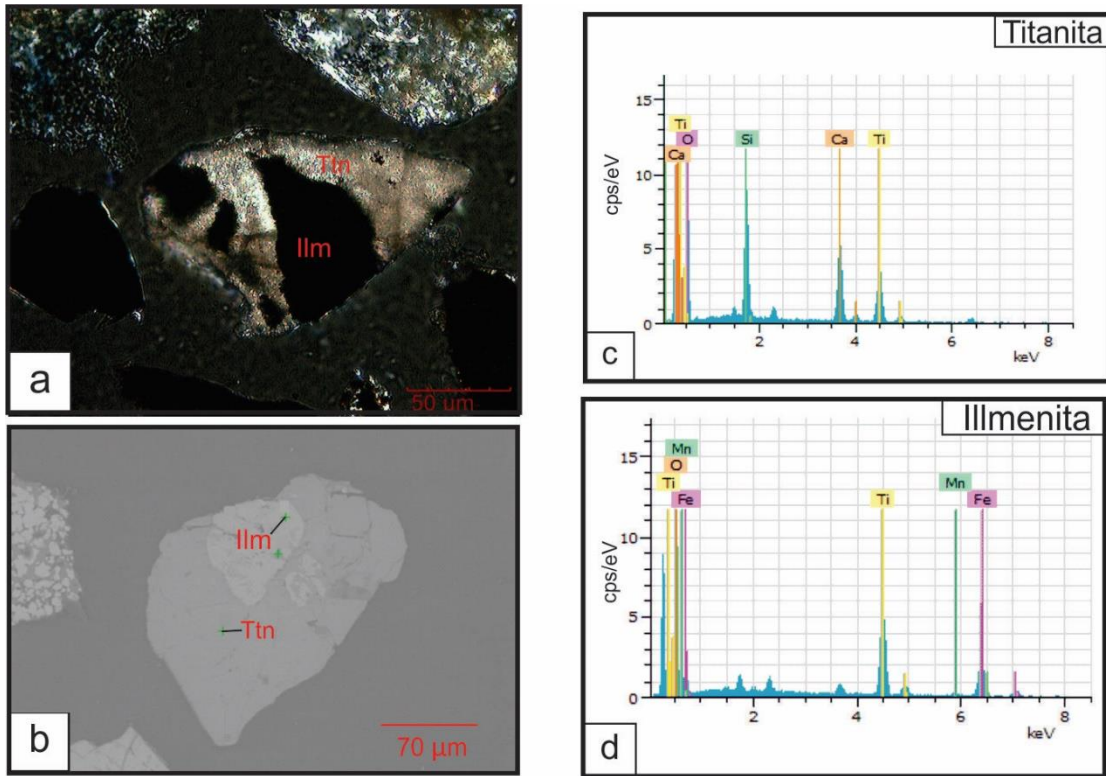


Figura 7.9 a) Fotomicrografía de una corona de titanita alrededor de un grano de ilmenita. b) Imagen de barrido de electrones retrodispersados (BSE, Back-Scattered Electrons), mostrando los puntos donde se efectuaron los análisis y los minerales que se identificaron. Espectros correspondientes al análisis puntual del SEM: c) Titanita. d) Ilmenita. Ilm: ilmenita, Ttn: titanita.

Mineral	Elemento	Porcentaje en peso	Porcentaje en peso normalizado	Óxidos	Porcentaje en peso de los óxidos normalizado	Porcentaje en peso (Error)
Titanita	O	26.20	40.65			
	Ti	16.11	25.00	TiO ₂	41.71	26.88
	Ca	13.22	20.52	CaO	28.71	18.50
	Si	8.91	13.82	SiO ₂	29.58	19.06
	Total	64.44	100		100	64.44
Ilmenita	Fe	24.01	33.34	FeO	42.89	30.89
	Ti	22.99	31.92	Ti ₂ O	53.25	38.36
	O	22.87	31.75		-	-
	Mn	2.15	2.99	MnO	3.86	2.78
	Total	72.03	100		100	72.03

Tabla 10. Porcentaje en peso de los elementos y óxidos resultantes del análisis semicuantitativo de la composición química de la corona de titanita alrededor de ilmenita de la figura 7.9.

Otro mineral reconocido de acuerdo a sus propiedades ópticas durante el análisis petrográfico de minerales pesados es sillimanita (especie fibrolítica), cuya abundancia es subordinada. Sin embargo, fue necesario revisar su composición para verificar si estos granos verdaderamente correspondían a sillimanita o algún otro mineral. Según el análisis composicional emitido por el SEM, se encontró un alto contenido en Al, O y Sí que, efectivamente, corresponde con la composición de la sillimanita (Fig. 7.10; Tabla 11)

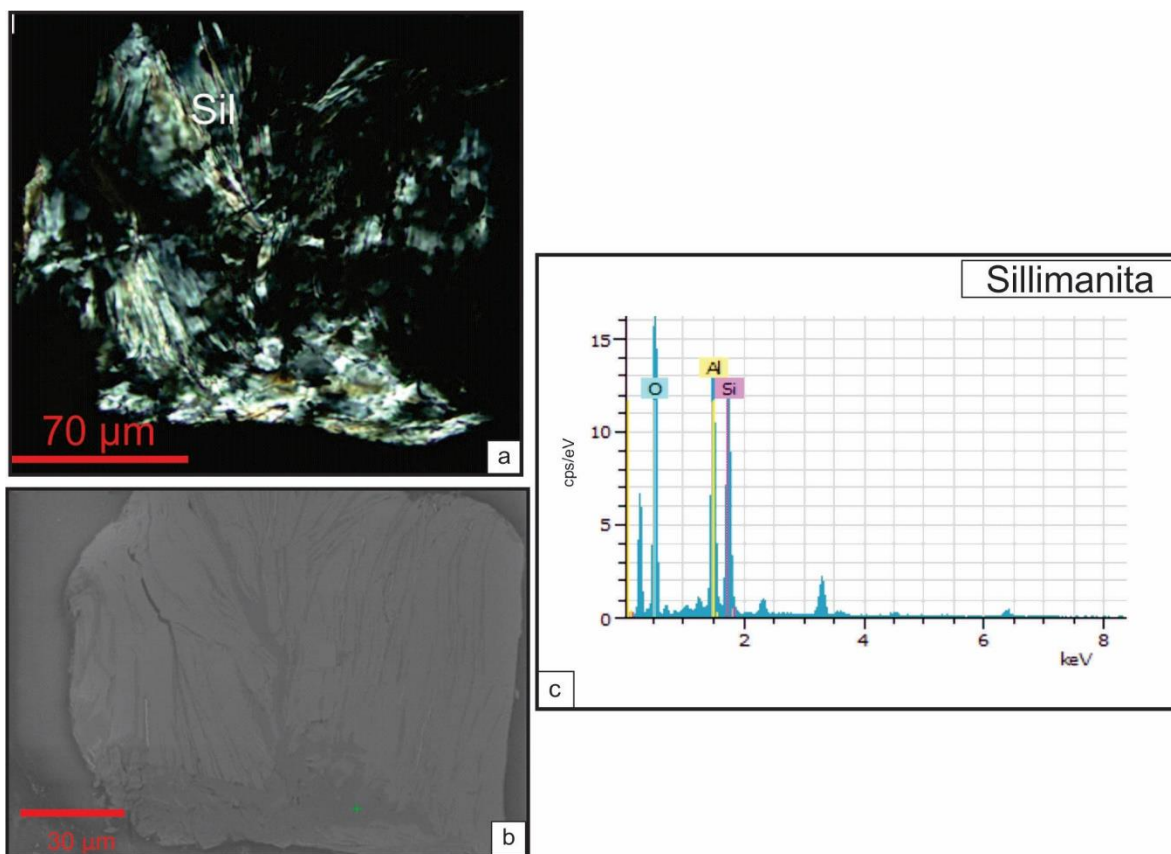


Figura 7.10 a) Fotomicrografía de un grano de sillimanita. b) Imagen de barrido de electrones retrodispersados (BSE, Back-Scattered Electrons) de la sillimanita de (a), mostrando los puntos donde se efectuaron los análisis. Espectro correspondiente al análisis puntual del SEM de la sillimanita. Sil: sillimanita.

Mineral	Elemento	Porcentaje en peso	Porcentaje en peso normalizado	Óxidos	Porcentaje en peso de los óxidos normalizado	Porcentaje en peso (Error)
Sillimanita	O	27.65	50.56			
	Si	14.41	26.36	SiO ₂	56.39	30.83
	Al	12.62	23.08	Al ₂ O ₃	43.61	23.85
	Total	54.68	100		100	54.68

Tabla 11. Porcentaje en peso de los elementos y óxidos resultantes del análisis semicuantitativo de la composición química de la sillimanita de la figura 7.10.

7.3 Química de minerales pesados

7.3.1 Composición química de granates detríticos.

Como se ha mencionado anteriormente, según las observaciones petrográficas y el análisis del microscopio electrónico de barrido, los granates fueron divididos en dos grupos: grupo 1, que incluye granates libres de inclusiones o con algunas inclusiones de circón y grupo 2, que corresponde a granates con inclusiones de rutilo. Ocho granos de granate fueron analizados con la microsonda electrónica de barrido marca JEOL modelo JXA8900-R del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

En relación a la composición química de los granates analizados con la microsonda (Figura 7.11 y Tabla 12), cinco de estos granos analizados pertenecen al grupo 1, y presentan alto valores de almandino (66.47%-75.03%), moderados valores de espesartina (17.77%-20.84%) y bajo contenido de piropo (3.50%-8.89%) y grosularia (0.65%-6.30%). Por otra parte, tres de los granos de granate analizados corresponden al grupo 2 y se caracterizan por presentar de moderado a altos valores de almandino (46.81%-73.89%), moderados valores de grosularia (13.19%-24.89%), moderado a bajo contenidos de espesartina (3.30%-38.76%) y bajo piropo (0.77%-9.62%).

Tabla 12. Resultados de la composición química de granos de granate. La ubicación de las muestras analizadas se puede consultar en el mapa de la Figura 5.1 y en la columna estratigráfica de la Figura 5.2 del capítulo 5.

Muestra	Grupo 1					Grupo 2		
	CP17-105	CP17-105	CP17-111	CP17-111	CP17-111	CP17-111	CP17-105	CP17-111
Mineral	Granate 6-1	Granate 8-1	Garnet 3-2	Garnet 4-1	Garnet 4-2	Garnet 5-1	Garnet 7-1	Garnet 3_4-2
SiO2 (wt%)	37.334	36.967	36.667	36.707	37.238	36.876	36.451	37.076
TiO2	0	0.072	0.041	0.07	0.015	0.024	0.18	0.156
Al2O3	21.235	20.928	20.953	20.99	21.304	20.74	20.501	20.708
Cr2O3	0.026	0	0	0	0	0	0	0.241
FeO	31.232	27.587	31.184	27.818	28.347	29.431	19.751	24.862
MnO	7.398	8.648	8.573	8.062	8.009	1.316	16.355	2.454
MgO	2.167	2.651	1.453	3.668	3.348	3.831	0.324	2.752
CaO	0.83	2.614	0.27	1.317	1.198	5.255	5.765	9.965
Total	100.222	99.467	99.141	98.632	99.459	97.473	99.327	98.214
Piropo $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$	5.21	6.39	3.50	8.98	8.19	9.62	0.77	6.87
Almandino $Fe^{2+}_3Al_2Si_3O_{12}$	75.03	66.47	75.18	68.07	69.30	73.89	46.81	62.10
Grosularia $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	1.99	6.30	0.65	3.22	2.93	13.19	13.66	24.89
Espesartina $(Mn^{2+})_3Al_2(SiO_4)_3$	17.77	20.84	20.67	19.73	19.58	3.30	38.76	6.13
Total	100	100	100	100	100	100	100	100

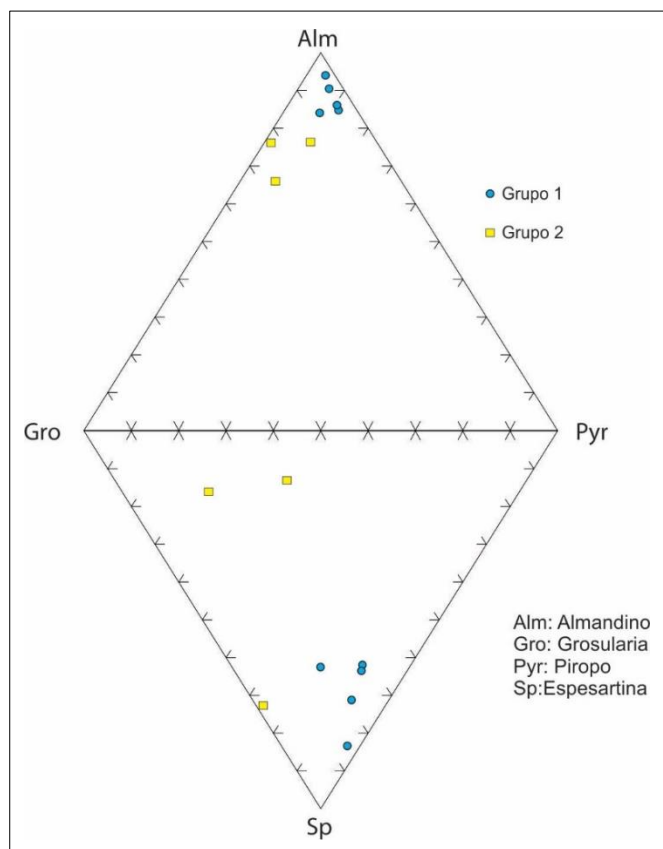


Figura 7.11 Diagrama bipiramidal que muestra la composición de los granates detríticos analizados de las areniscas del Oligoceno del área de Cerro Pelón. Grupo 1 (círculo azul), que incluye granates libres de inclusiones o con algunas inclusiones de circón y grupo 2 (cuadrado amarillo), que corresponde a granates con inclusiones de rutilo.

7.3.2 Composición química de cromitas detríticas.

Se realizó el análisis composicional de dieciséis granos de cromitas detríticas mediante la microsonda electrónica de barrido y cuyos resultados se presentan en la Tabla 13. Es de destacar que estos granos contienen relativamente bajo porcentaje en peso de Cr₂O₃ (14.17%-38.79%) y FeO (9.41%-15.06 %), sin embargo, contienen alto Al₂O₃ (28.45%-49.39%) y MgO (13.99%-19.02%). Igualmente, se obtuvo el cálculo de los átomos de cada elemento por unidad de fórmula, calculados con base en 4 oxígenos (Tabla 13). Es evidente la presencia de bajo contenido de Fe³⁺ y Fe³⁺# <0.6, baja relación Cr/Al y alta relación de Mg/Fe²⁺. Dichos valores son típicos de cromitas primarias que no han sido afectadas por eventos hidrotermales (Gervilla *et al.*, 2012). El diagrama Cr# vs Mg# sobre la composición química de la cromita refleja una relación atómica de Cr# [Cr/(Cr+Al)] = 0.16–0.47 y Mg# [Mg/(Mg+Fe²⁺)] = 0.62–0.78 (Fig. 7.12).

Muestra	CP17-111										CP17-113				CP17-105	
	Spinel 1-1	Spinel 1-2	Spinel 3b-1	Spinel 3-1	Spinel 4b-1	Spinel 4b-2	Spinel 4b-3	Spinel 4-1	Spinel 4-2	Spinel 5b-1	Spinel 5b-2	Spinel 13-1	Spinel 13-2	Spinel 11-1	Spinel 10-1	Spinel 7-1
Mineral																
TiO₂ (wt%)	0.22	0.26	0.29	0.20	0.33	0.33	0.46	0.22	0.26	0.29	0.77	0.19	0.27	0.45	0.26	0.24
Al₂O₃	39.62	41.61	36.02	28.45	49.39	47.06	38.65	45.31	32.58	46.80	45.58	48.40	39.76	43.18	44.82	28.96
Cr₂O₃	25.86	22.29	29.42	37.85	14.17	17.06	27.36	19.05	32.13	17.04	18.43	16.45	26.76	20.90	20.06	38.79
Fe₂O₃^a	4.07	5.88	3.92	3.60	4.55	3.98	3.29	4.83	5.07	4.33	3.63	4.59	3.83	3.25	4.67	3.20
FeO	10.92	10.72	13.38	15.06	10.04	10.07	11.53	9.41	14.33	10.46	10.58	10.59	11.50	10.86	9.74	13.20
V₂O₃	0.17	0.19	0.27	0.38	0.21	0.23	0.25	0.22	0.31	0.15	0.23	0.22	0.20	0.24	0.21	0.29
MnO	0.17	0.18	0.20	0.22	0.12	0.15	0.18	0.17	0.24	0.18	0.16	0.16	0.21	0.15	0.15	0.18
MgO	17.55	17.98	15.76	13.98	19.02	18.74	17.29	19.00	14.87	18.37	18.55	18.79	17.49	17.72	18.93	15.37
ZnO	0.18	0.24	0.20	0.11	0.31	0.25	0.20	0.30	0.13	0.30	0.29	0.30	0.20	0.23	0.26	0.14
Total	98.8	99.4	99.5	99.9	98.2	97.9	99.2	98.5	99.9	98.0	98.2	99.7	100.2	97.0	99.2	100.4
Átomos por unidad de formula calculados en base a 4 oxígenos																
Al	1.32	1.37	1.22	1	1.58	1.53	1.29	1.47	1.12	1.52	1.48	1.54	1.31	1.44	1.45	1
Cr	0.58	0.49	0.67	0.9	0.3	0.37	0.61	0.41	0.74	0.37	0.4	0.35	0.59	0.47	0.43	0.9
Fe³⁺	0.09	0.12	0.08	0.08	0.09	0.08	0.07	0.1	0.11	0.09	0.07	0.09	0.08	0.07	0.1	0.07
Mg	0.74	0.75	0.68	0.62	0.77	0.77	0.73	0.78	0.65	0.75	0.76	0.76	0.73	0.75	0.77	0.67
Fe²⁺	0.26	0.25	0.32	0.38	0.23	0.23	0.27	0.22	0.35	0.24	0.24	0.24	0.27	0.26	0.22	0.32
Cr#^b	0.30	0.26	0.35	0.47	0.16	0.19	0.32	0.22	0.4	0.2	0.21	0.19	0.31	0.24	0.23	0.47
Mg#^c	0.74	0.75	0.68	0.62	0.77	0.77	0.73	0.78	0.65	0.76	0.76	0.76	0.73	0.74	0.78	0.67
Fe³⁺#^d	0.04	0.06	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.05	0.06	0.044	0.04	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04

Tabla 13. Composición química de las cromitas detríticas de las areniscas del Oligoceno del área de Cerro Pelón. Contenido de Fe₂O₃^a se calculó asumiendo estequiometría R₃O₄. Cr#^b=[Cr/(Cr+Al)]. Mg#^c=[Mg/(Mg+Fe²⁺)]. Fe³⁺#^d=[Fe³⁺/(Fe³⁺+Al+Cr)].

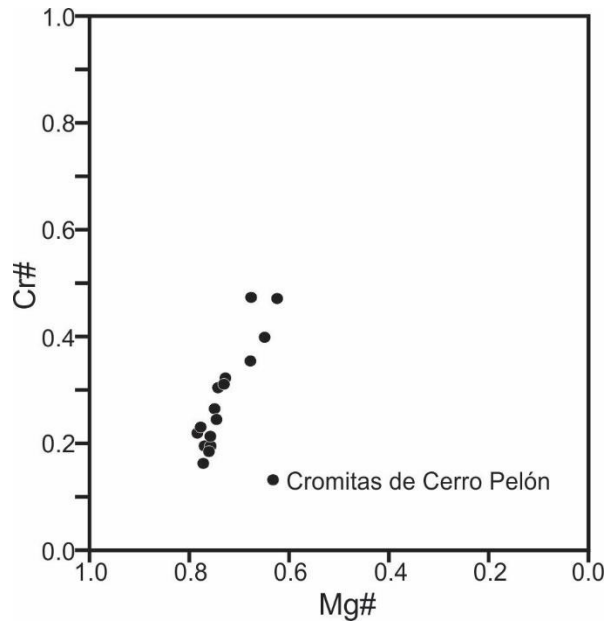


Figura 7.12 Diagrama Mg# y Cr# mostrando la variación composicional de los granos de cromita detrítica de las areniscas del Oligoceno expuestas en el área de Cerro Pelón.

Se realizó el fechamiento por U-Pb en circones detríticos de dos muestras de arenisca (CP17-104 y CP17-110) del Oligoceno colectadas a lo largo de la sección de Morelos, en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón (Fig. 5.1). Esto con el fin de comparar las edades obtenidas de los circones detríticos con las edades actualmente disponibles para los complejos ígneo y metamórficos expuestos en el sur de México y norte de Guatemala, los cuales representan posibles fuentes de los sedimentos para las areniscas estudiadas. La ubicación de las muestras se muestra en el mapa de la Figura 5.1b y la columna de la Figura 5.2. Ambas muestras fueron colectadas de depósitos que muestran características típicas de la facies C2 de Pickering et al. (1989). De cada muestra se obtuvo un concentrado de circones utilizándose la metodología de separación de minerales pesados descrita en el Capítulo 4. Las dos muestras han proporcionado una cantidad abundante de circones, los cuales son principalmente incoloros y varían de subredondeados y subeuhedrales. Bajo catodoluminiscencia, los circones muestran un zoneamiento concéntrico que, en algunos casos, se desarrolla alrededor de núcleos xenocrísticos (Fig. 8.1).

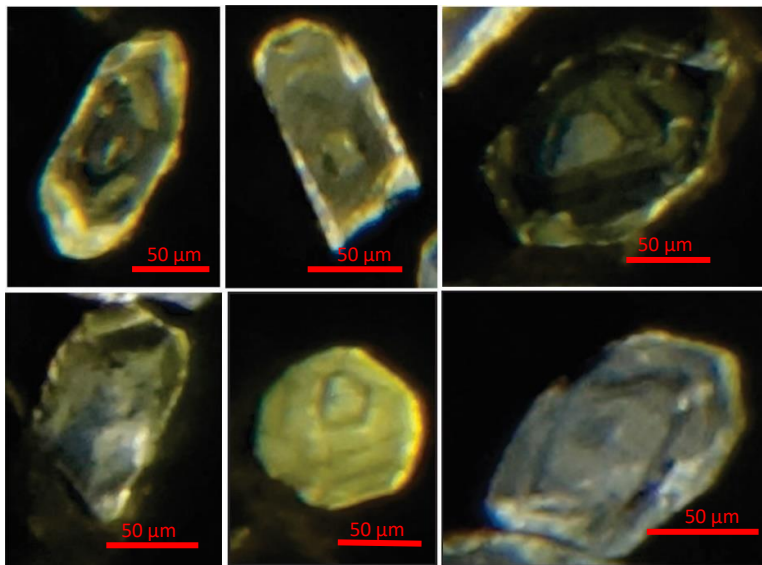


Figura 8.1 Cristales de circones con zoneamiento interno alrededor de núcleos xenocrísticos.

Se analizaron 96 y 94 circones para las muestras CP17-104 y CP17-110, respectivamente. La mayoría de los análisis ha arrojado edades concordantes a ligeramente discordantes, con porcentajes de discordia < 15% (Fig. 8.2 y Apéndice I). Solamente el 6% de los análisis realizados han arrojado edades con un porcentaje de discordancia >15%. Cabe remarcar que estos granos discordantes produjeron edades que son estadísticamente indistinguibles dentro de 2σ de las edades arrojadas por los granos que

presentan porcentajes de discordancias <15%. Por lo tanto, es posible afirmar que los circones con discordancias > 15% no introducen rangos de edades sin significado geológico en la distribución estadística de las edades obtenidas y todos los datos disponibles fueron utilizados para plotearlos en el diagrama KDE.

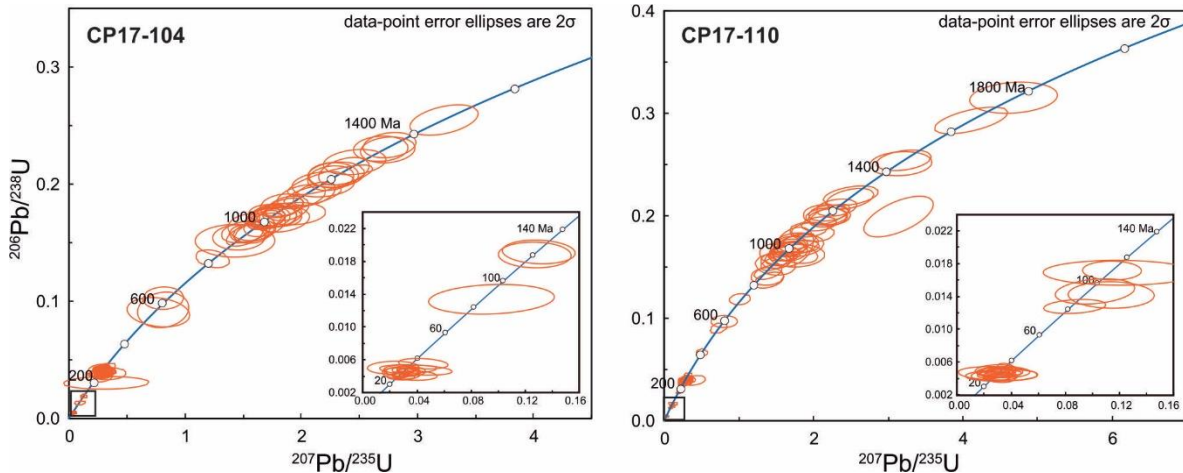


Figura 8.2 Diagramas de concordia de las edades de circones detríticos de las areniscas del área de Cerro Pelón. El recuadro muestra las edades más jóvenes que 150 Ma. Las gráficas fueron construidas usando edades de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para circones más jóvenes que 1.5 Ga y edades de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para granos de circones mas viejos que 1.5 Ga.

En relación a los resultados obtenidos, la distribución de edades para ambas muestras es similar, caracterizada por tres principales grupos con rangos de edades entre ~1300–820 Ma, ~280–225 Ma y ~35–25 Ma (Figura 8.3). En menor proporción se obtuvieron granos con rangos de edades de ~1800 –~1400 Ma, ~630–560 Ma, ~185–175 Ma y ~120–80 Ma.

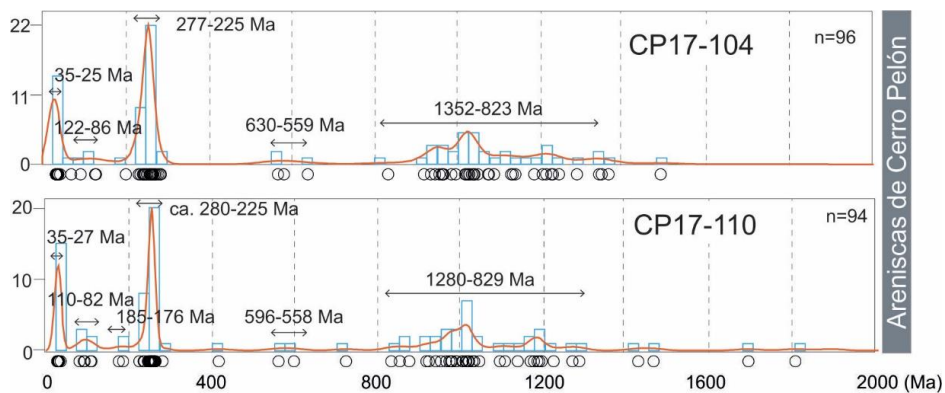


Figura 8.3 Gráfico de estimación de densidad de Kernel (KDE), mostrando la distribución estadística de las edades de circón para las areniscas del Oligoceno del área de Cerro Pelón. Los histogramas (rectángulos azules) también se muestran para la comparación. Los círculos negros representan la edad de cada circón analizado.

La edad máxima de depósito fue calculada de acuerdo a Dickinson y Gehrels (2009), quienes afirman que si la media aritmética de la población más joven de circones ($n \geq 3$) se traslapa en edad dentro de 2σ dará como resultado una medida estadísticamente robusta para la edad máxima de depósito. De este modo, se calculó una edad máxima de depósito robusta de 26.22 ± 0.90 Ma y 27.55 ± 0.51 Ma para las muestras CP17-104 y CP17-110 respectivamente, la cual fueron obtenidas a partir de un grupo coherente representado por los 4 y 5 circones más jóvenes de cada muestra (Figura 8.4).

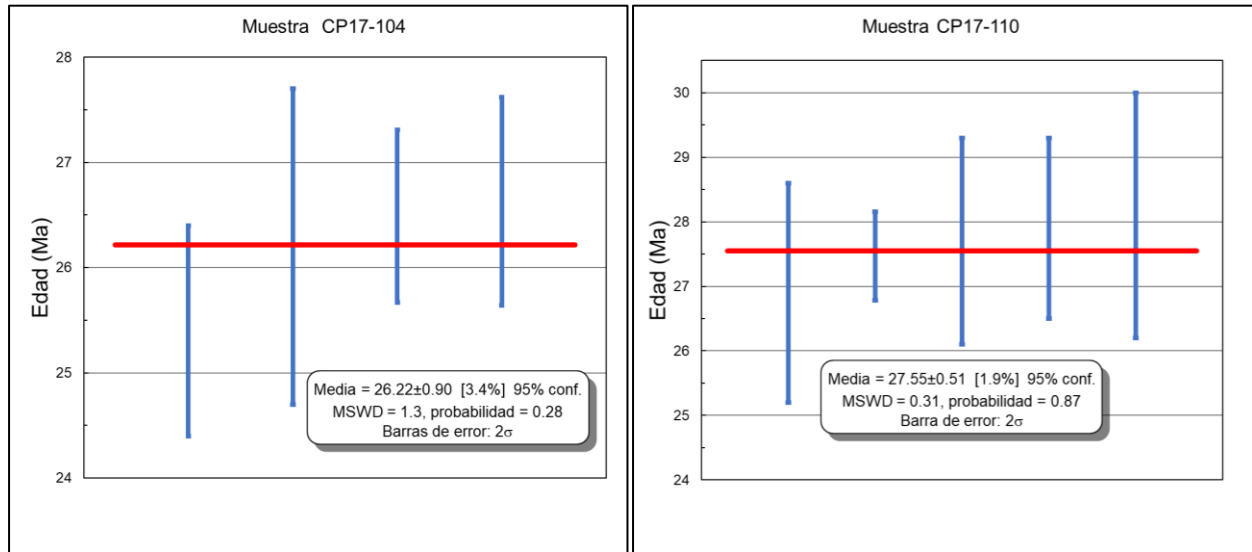


Figura 8.4 Edad máxima de depósito robusta para las areniscas colectadas a lo largo de la sección Morelos, calculada a partir de los cuatro y cinco circones más jóvenes de las muestras CP17-104 y CP17-110 respectivamente.

9.1 Ambiente de depósito de la Formación Depósito

La sucesión de turbiditas del Oligoceno superior expuesta en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón corresponde a la Formación Depósito y se caracteriza por presentar los Grupos de Facies C2 y F2 de Pickering et al. (2015). El Grupo de Facies C2 “Parejas de Arenisca y Lutita Organizadas” (*Organized Sandstone-Mudstone Couplets*) se caracteriza por estratos centimétricos a decimétricos de areniscas y lutita que muestran la secuencias de Bouma tanto completa como incompleta. Estos depósitos fueron emplazados por el asentamiento de los granos en suspensión dentro de las corrientes de turbidez y por un retrabajo sucesivo del sedimento por efecto del esfuerzo de cizalla ejercido al fondo por la misma corriente, generando así estructuras como la laminación planoparalela de régimen superior y la laminación cruzada (Shanmugan 2000; Pickering et al. 2015). Varios niveles de esta sucesión de turbiditas muestran pliegues sin-sedimentarios a la escala métrica, así como zonas donde los estratos de lutita y arenisca pierden su continuidad lateral transformándose en una mezcla caótica de fragmentos de arenisca en una matriz de lutita. Dichos fragmentos de arenisca presentan evidencia de deformación plástica tales como los bordes irregulares, a lo largo de los cuales se observa inyección de la matriz en las partes internas de los clastos. De acuerdo con Pickering et al. (1989, 2015), estos depósitos conforman el Grupo de facies F2 “Estratos Contorsionados/Disturbados” (*Contorted/Disturbed Strata*), el cual corresponde con los depósitos de *slump*. Estas facies representan el producto del deslizamiento gravitacional y caída de sedimento más o menos coherente. Esta inestabilidad pudo ser originada por altas tasas de sedimentación, las cuales ocasionaron un aumento en la presión de poro y, consecuentemente, que la fuerza gravitacional excediera el esfuerzo de cizalla (Allin, 2016). Igualmente, la actividad tectónica pudo generar inestabilidad del sedimento debido a la formación de procesos de licuefacción que generan un aumento de la presión de poro causando el colapso de los sedimentos a lo largo de una pendiente (Mulder, 2011). La presencia de estructuras de deformación sin-sedimentaria como laminación convoluta, estructuras de flama y carga y la inyección de la lutita en la arenisca y *vice versa* a lo largo de las superficies de estratificación, indican condiciones de fluidificación de sedimento desarrolladas por sobrepresión de agua en los poros y provocadas por actividad sísmica contemporánea a la sedimentación.

La asociación de turbiditas con los depósitos de *slump* sugiere un ambiente de depósito submarino caracterizado por una pendiente relativamente abrupta, a lo largo de la cual la actividad tectónica generaba ocasionalmente la inestabilidad de los sedimentos recién depositados, los cuales fueron

transportados pendiente abajo. Dichas características son distintivas de los taludes continentales, al pie de los cuales se desarrollan los abanicos submarinos y se emplazan los depósitos de *slump* derivados del colapso de sedimentos en la parte superior del talud y de la plataforma (Reading, 1996; Pickering, 2015; Fig. 9.1). Esta interpretación sobre el ambiente de depósito es soportada también por la presencia de icnogéneros y microfaunas en estas rocas. Los icnogéneros *Chondrites*, *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Planolites* y *Scolicia* son indicativos de condiciones marinas profundas asociadas a un talud (Hubbard et al., 2012). Asimismo, los foraminíferos bentónicos de los géneros *Melonis affinis*, *Karrerella bradyi*, *Eggerella bradyi*, *Chillostomela czizek*, *Usbekistania charoides*, *Osangularia sp.* también son característicos de un ambiente de talud (Holbourn et al., 2013; Murray, 2014).

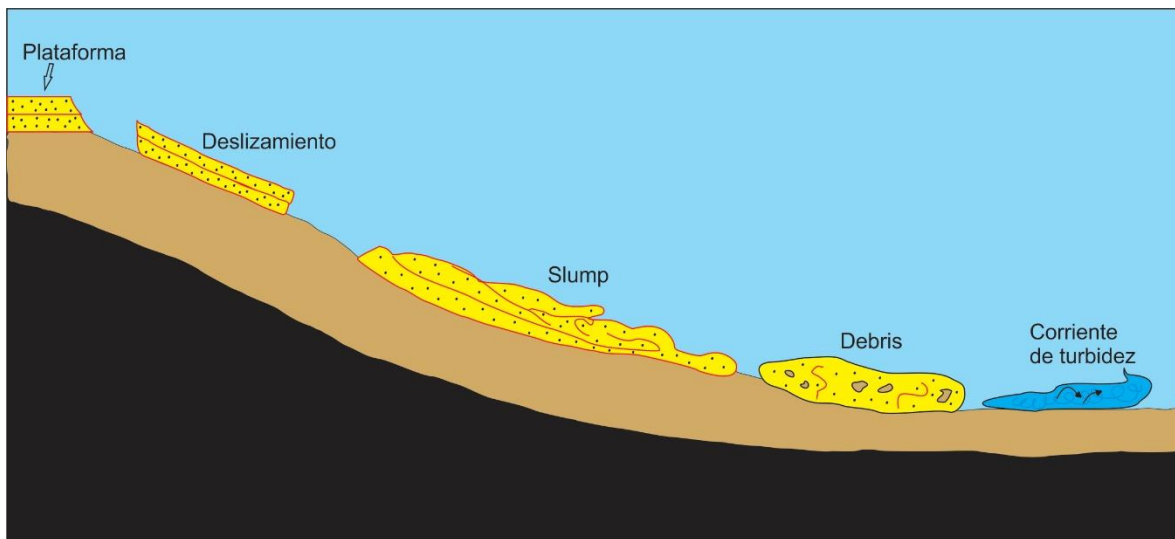


Figura 9.1 Diagrama esquemático del ambiente de depósito de la sucesión sedimentaria del Oligoceno superior del área de Cerro Pelón. Su origen se atribuye a procesos desencadenados por inestabilidad gravitacional asociados a un talud (*slump* y corrientes de turbidez), que transportaron los sedimentos desde la plataforma hacia un ambiente marino profundo. Modificado de Shanmugam et al., 2018.

9.2 Edad de depósito de la Formación Depósito

En base al estudio micropaleontológico de foraminíferos planctónicos encontrados en los niveles de lutita calcárea a lo largo de la sección Morelos, se determinó una edad de depósito que abarca el Oligoceno superior. Asimismo, dataciones de U-Pb en circones detríticos de dos muestras de areniscas de esta unidad indican una edad máxima de depósito robusta de 26.22 ± 0.90 Ma y 27.55 ± 0.51 Ma (Fig. 8.4). Por lo tanto, es posible constreñir una edad máxima de depósito de esta unidad entre 26.22 ± 0.90 Ma y 27.55 ± 0.51 Ma y que concuerda con el estudio micropaleontológico.

9.3 Procedencia de las turbiditas de la Formación Depósito

El análisis petrográfico de las areniscas del Oligoceno expuestas en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón demuestra que esta unidad fue derivada de una gran variedad de fuentes conformadas por rocas metamórficas de diferentes grados y protolitos, así como rocas intrusivas, volcánicas y sedimentarias.

Los clastos metafelsíticos y metapsamíticos de rangos dominantes 2 y 3 observados en las areniscas sugieren una procedencia de rocas metasedimentarias en facies de prehnita-pumpelita y esquistos verdes (Garzanti y Vezzoli, 2003). Sin embargo, la presencia de fragmentos faneríticos de roca metamórfica con una textura granoblástica en mosaico, con las características juntas triples, sugieren que también hubo contribuciones detríticas de fuentes metamórficas de alto grado (Garzanti y Vezzoli, 2003). Dicha interpretación es suportada por la presencia de granos de circón, granate y cloritoide con inclusiones de rutilo, los que son comunes en rocas metamórficas de alta presión y baja temperatura como las eclogitas y los esquistos azules (e.g. Ague y Eckert, 2012; Hwang *et al.*, 2015). Estos minerales con las inclusiones de rutilo han sido documentados en las rocas metamórficas en facies de eclogitas expuestas en el Complejo de Sutura de Guatemala (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004; Martens *et al.* 2017).

Asimismo, la presencia en las areniscas estudiadas de una variedad de muscovita con alto contenido de cromo denominada fuchsita y de granos de rutilo con coronas de titanita también apoyan esta interpretación sobre la procedencia. En efecto, estos minerales son típicos del metamorfismo retrogrado que afectó a las rocas de alta presión del Complejo de Sutura de Guatemala durante su exhumación progresiva (Ortega-Gutierrez *et al.*, 2004; Solari *et al.*, 2011; Martens *et al.*, 2012).

Otra evidencia que sugiere que las areniscas analizadas fueron alimentadas en gran parte por el Complejo de Sutura de Guatemala es soportada por la composición química de la cromita y granate detríticos. Con base en la composición química, es posible identificar dos diferentes grupos de granate, los cuales coinciden con los dos grupos que se habían establecido mediante criterios petrográficos en el Capítulo 7.

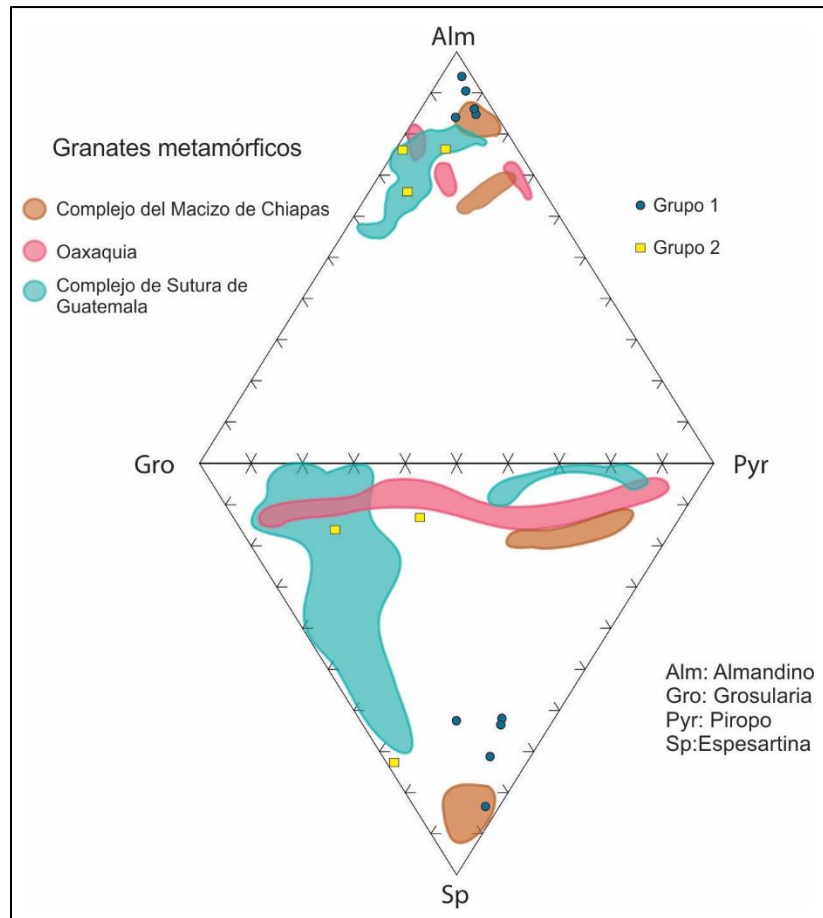


Figura 9.2 Diagrama bipiramidal que muestra la composición de los granates de las areniscas del Oligoceno del área de Cerro Pelón (grupo 1 y grupo 2), así como los diferentes campos composicionales de los granates metamórficos del Complejo de Sutura de Guatemala (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004; Tsujimori *et al.*, 2005, 2006; Endo *et al.*, 2012; Maldonado *et al.* 2016, 2017; Martens *et al.* 2017), Oaxaquia (Mora y Valley 1985; Weber y Hecht 2003; Solari *et al.* 2004) y el Complejo del Macizo de Chiapas (Estrada-Carmona *et al.* 2009; González-Guzmán *et al.*, 2016)

El grupo 1 incluye granates libres de inclusiones o con algunas inclusiones de circón. En el diagrama de composición Almandino-Grosularia-Pirope-Espesartina, estos granates detríticos plotean dentro y cerca del campo de composición de los granates del Complejo del Macizo de Chiapas (Fig. 9.2). El grupo 2 está conformado por granates con inclusiones de rutilo. Estos granates detríticos presentan una composición química parecida a la de los granates del Complejo de Sutura de Guatemala (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004; Solari *et al.*, 2011; Martens *et al.* 2017; Fig. 9.2). Paralelamente, la composición química de la cromita detrítica analizada en este trabajo sugiere una procedencia principal de Complejo de Sutura de Guatemala, ya que estas plotean dentro del campo composicional de las cromitas de la placa del proto-Caribe, cuyos vestigios se encuentran expuestos a lo largo del límite actual entre las placas del Caribe y

Norteamericana (Saumur *et al.* 2010; Marchesi *et al.* 2011, 2016; Butijosa *et al.*, 2014). Igualmente, la química de las cromitas puede ser un indicador del ambiente tectónico en el cual se formó (Dick y Bullen, 1984; Barnes y Roeder, 2001; Arai *et al.*, 2011). Las cromitas detríticas analizadas plotean dentro del campo de composición de las cromitas de peridotitas abisales (Dick y Bullen; 1984). De acuerdo con esto, se interpreta que los granos de cromita y serpentinita en las areniscas del Oligoceno de Cerro Pelón fueron derivadas de las rocas ultramáficas en facies de eclogita expuesta en la parte norte del Complejo de Sutura de Guatemala, las cuales representan el remanente del margen continental meridional de Norte América y de la adyacente litosfera oceánica del proto-Caribe, que fueron subducidas bajo el Gran Arco del Caribe y, seguidamente, exhumadas durante la colisión arco-continente en el Cretácico Tardío (Martens *et al.*, 2017).

Una contribución detrítica importante por parte del Complejo de Sutura de Guatemala podría explicar la gran abundancia de clinozoisita en las areniscas analizadas. En efecto, este mineral es presente en gran abundancia en las rocas de alta presión y baja temperatura del Complejo de Sutura de Guatemala (Martens *et al.*, 2017)

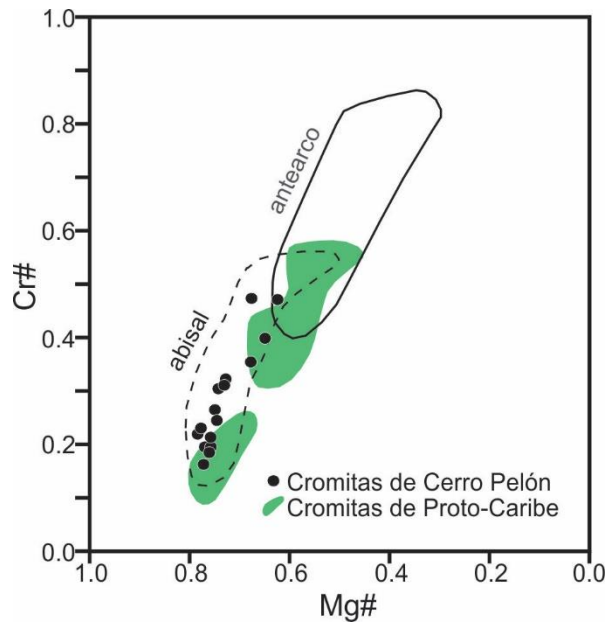
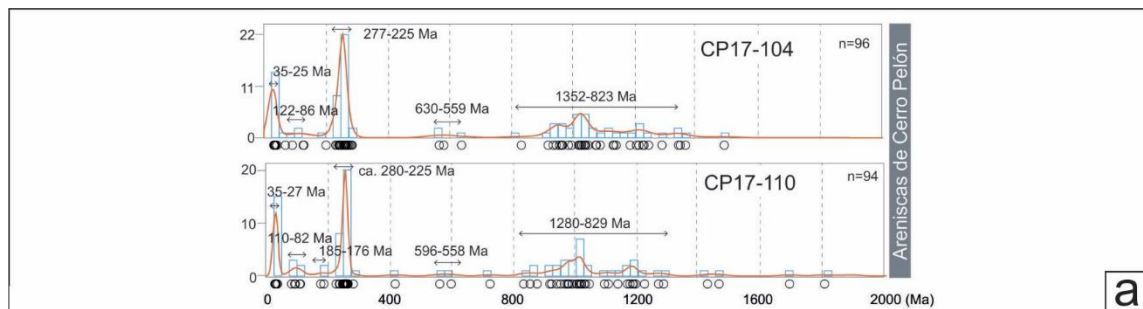


Figura 9.3 Diagrama de Mg# vs Cr# que muestra la composición química de los granos de cromitas detríticas de las areniscas del Oligoceno expuestas en el área de Cerro Pelón, así como los campos composicionales de las cromitas del proto-Caribe expuestas en el límite actual de las placas Norteamericana y del Caribe (Saumur *et al.* 2010; Marchesi *et al.* 2011, 2016, 2016; Butijosa *et al.* 2014). Igualmente, el diagrama muestra el campo de composición de las cromitas de peridotitas abisales (línea discontinua) de Dick and Bullen (1984) y peridotitas de antearco (línea continua) de Ishii *et al.* (1992).

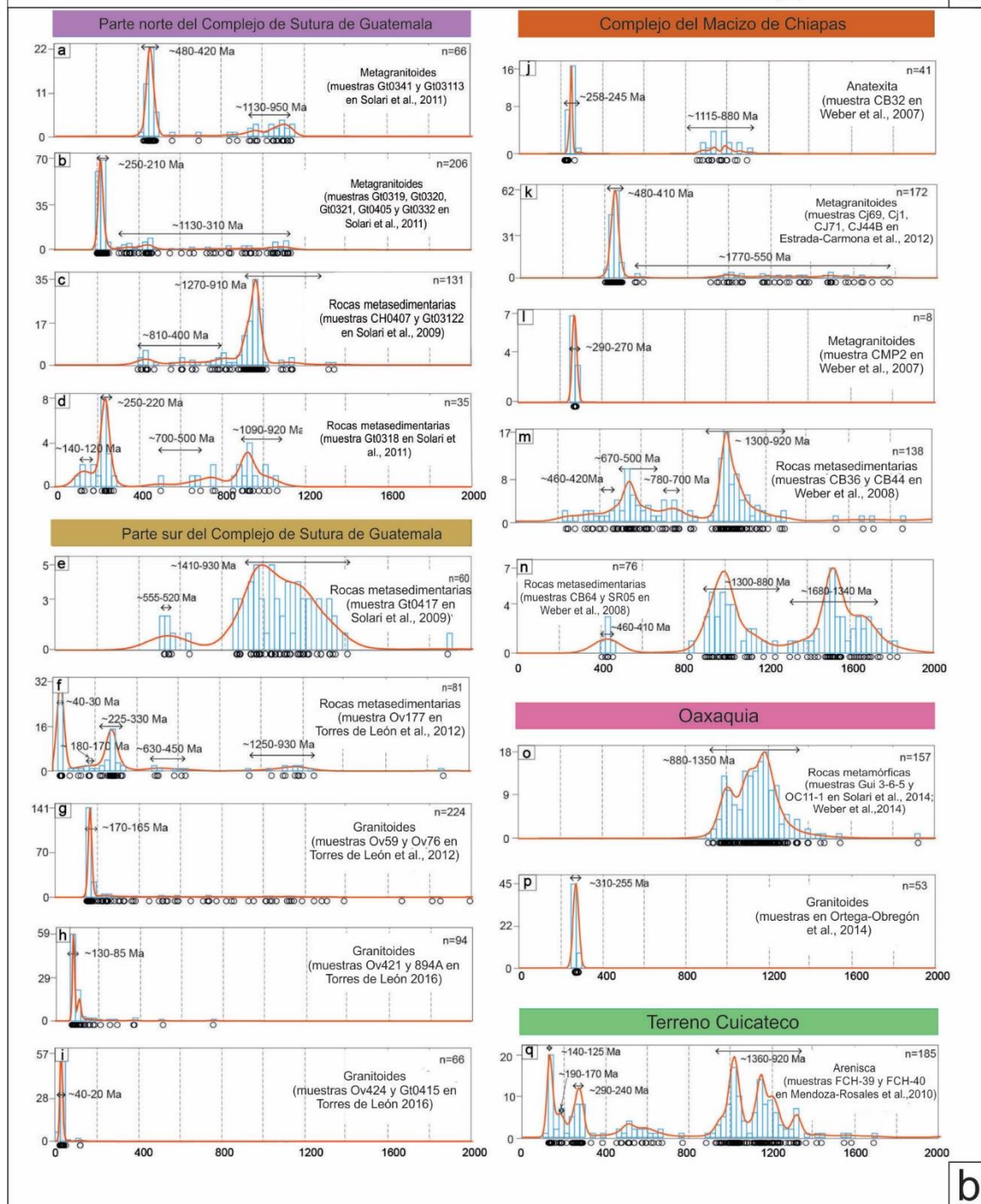
Los datos geocronológicos de U-Pb en circones detríticos de las areniscas del Oligoceno de Cerro Pelón muestran tres principales grupos de edades con rangos de ~1300–820 Ma, ~280–225 Ma y ~35–25 Ma (Fig. 9.4a). En menor proporción se obtuvieron granos con rangos de edades entre ~1800 y ~1400 Ma, ~630 y ~560 Ma, ~185 y ~175 Ma y ~120 y ~80 Ma. El grupo de edades de ~245–225 Ma ratifica la hipótesis de contribuciones principalmente del Complejo de Sutura de Guatemala, ya que, hasta la fecha, estas edades han sido reportadas únicamente para metagranitoides en facies de eclogita a esquistos verdes y rocas metasedimentarias del Complejo de Sutura de Guatemala (Weber *et al.* 2007; Ratschbacher *et al.* 2009; Solari *et al.* 2011; Ortega-Obregón *et al.* 2014; Fig. 9.4b (b y d)). Igualmente, los grupos de edades de ~120–80 Ma y ~35–25 Ma coinciden muy cercanamente con los rangos de edades de ~130–85 Ma y ~40–20 Ma documentados para las rocas volcánicas e intrusivas de la parte sur del Complejo de Sutura de Guatemala (Torres de León *et al.*, 2016; Fig. 9.4b (h y i)). Por lo tanto, se considera que la parte sur del Complejo de Sutura de Guatemala pudiera ser la fuente de los líticos volcánicos y fragmentos faneríticos de rocas intrusivas contenidos en las areniscas analizadas del área de Cerro Pelón.

Las edades grenvilianas son consideradas irrelevantes para evaluar la procedencia debido a que edades entre ~1350–950 Ma están presentes en todos los complejos ígneo y metamórficos del sur de México y Guatemala (Fig. 9.4b). Igualmente, edades entre ~280–245 Ma están documentadas tanto en las rocas del Complejo de Sutura de Guatemala como en el Complejo del Macizo de Chiapas, Oaxaquia y en el Terreno Cuicateco (Torres de León *et al.*, 2012, Weber *et al.*, 2007; Ortega-Obregón *et al.*, 2014; Mendoza-Rosales *et al.*, 2010; Fig. 9.4b (f, j, l, p y q)), por lo que este grupo de edades no es de gran ayuda en determinar la procedencia de las areniscas estudiadas.

.....
 Figura 9.4 Figura 2.6 Diagrama de estimación de densidad de Kernel (Vermeesch, 2012) e histogramas (rectángulos azules) que muestra la distribución estadística de las edades obtenidas de circones detríticos de: a) areniscas del Oligoceno superior del área de Cerro Pelón. b) Muestras representativas de: parte norte del Complejo de Sutura de Guatemala (a-d; Solari *et al.* 2009, 2011), parte sur del Complejo de Sutura de Guatemala (e-i; Solari *et al.* 2009; Torres de León *et al.*, 2012; Torres de León, 2016), Complejo del Macizo de Chiapas (j-n; Weber *et al.* 2007, 2008; Estrada-Carmona *et al.* 2012), Oaxaquia (o; Solari *et al.* 2014; Weber *et al.*, 2014); cuerpos intrusivos (p; Ortega-Obregón *et al.* 2014) y Terreno Cuicateco (q; Mendoza-Rosales *et al.* 2010). Los círculos indican las edades de cada circón analizado. Modificado de Ortega-Flores *et al.*, 2018.



a



b

Cabe destacar que el Complejo del Macizo de Chiapas no sufrió un levantamiento notable desde el Eoceno hasta mediados del Mioceno y, por lo tanto, los terrígenos aportados a las cuencas proceden desde las áreas del sur de Chiapas y Guatemala (Abdullin *et al.*, 2016 y Abdullin *et al.*, 2018).

Si bien es cierto que existen suficientes evidencias para afirmar que la principal fuente de sedimentos proviene del Complejo de Sutura de Guatemala, también se encontraron evidencias de que el Complejo del Macizo de Chiapas aportó, en menor cantidad, sedimentos a los depósitos estudiados. Los granates detríticos del grupo 1 de las areniscas del área de Cerro Pelón plotean muy cerca del campo composicional de los granates metamórficos del Complejo del Macizo de Chiapas (Estrada-Carmona *et al.* 2009; González-Guzmán *et al.* 2016; Fig. 9.2) por lo que se considera que los granates con inclusiones de circón o libre de inclusiones provienen de este complejo. Otra evidencia del aporte del Complejo del Macizo de Chiapas es la presencia de sillimanita (fibrolita) en cantidades subordinadas en los concentrados de minerales pesados. Este mineral es prácticamente ausente en el Complejo de Sutura de Guatemala común en las rocas metasedimentarias en facies de anfibolitas del Complejo del Macizo de Chiapas (Weber *et al.* 2008).

En cuanto a la procedencia de líticos metamórficos en facies de esquistos verdes presentes en las areniscas del Oligoceno del área de Cerro Pelón, es difícil precisar su origen ya que rocas metavolcánicas y metasedimentarias en facies de esquistos verdes se encuentran tanto en el Complejo de Sutura de Guatemala como en el Complejo del Macizo de Chiapas. Las rocas metasedimentarias del Complejo del Macizo de Chiapas contienen abundantes circones con edades entre ~700-400 Ma (Estrada-Carmona *et al.*, 2012; Fig. 9.4 m), edades que están presentes sólo en cantidades subordinadas en los circones detríticos de las areniscas del área de Cerro Pelón (Fig. 9.4). Es por esto que se considera, tentativamente, que los líticos metamórficos en facies de esquistos verdes presentes en las areniscas podría proceder con más probabilidad del Complejo de Sutura de Guatemala.

La procedencia de los líticos sedimentarios también resulta difícil de interpretar. La mayoría de estos son extraclastos de carbonatos que contienen briozoarios, corales, foraminíferos y algas, cuya fauna indica procedencias de carbonatos formados en un ambiente marino somero. Calizas marinas someras son muy abundante en todo el sur de México, Belice y norte de Guatemala desde el Jurásico hasta el Paleógeno (e.g. Quezada-Muñeton, 1987; Ferrusquía- Villafranca, 2000; Meneses-Rocha, 2001; Mandujano y Keppie, 2009; Purdy y Lomando, 2003), por lo tanto, es difícil determinar la procedencia de estos clastos. Sin embargo, como se ha interpretado anteriormente que las contribuciones detríticas principales son del

Complejo de Sutura de Guatemala, se especula aquí que estos clastos carbonatados podrían ser derivados de las plataformas carbonatadas del Jurásico-Paleógeno expuestas en Chiapas.

9.4. Modelo tectono-sedimentario

En el sureste de México, en los estados de Campeche, Tabasco, Chiapas y Veracruz, están expuestas sucesiones sedimentarias del Cenozoico que se caracterizan por presentar grandes espesores, que localmente llegan a superar los 8,000 m (Galloway *et al.*, 1991; Meneses-Rocha, 2001; Padilla y Sánchez, 2007; Mandujano y Keppie, 2009; Robles-Nolasco *et al.*, 2013). Dichas sucesiones han sido fundamentales para el desarrollo de los reservorios de hidrocarburos en el sureste de México, en cuanto a que determinaron el sepultamiento de las rocas generadoras del Jurásico-Cretácico propiciaron la maduración térmica de la materia orgánica. El origen de estas sucesiones del Cenozoico que contribuyeron al desarrollo de la provincia petrolera del sureste de México es aún debatido. Witt *et al.* (2012) propusieron que estas sucesiones fueron derivadas principalmente del levantamiento del microcontinente Oaxaqueño. Por lo contrario, Abdullin *et al.* (2016) propusieron que estas sucesiones se generaron durante el desarrollo del Complejo de Sutura de Guatemala. El análisis de procedencia realizado en este trabajo indica que la mayor parte del detrito que compone las turbiditas de la Formación Depósito en Cerro Pelón fue derivado de las rocas metamórficas, intrusivas y volcánicas del Complejo de Sutura de Guatemala y, en menor cantidad, de las rocas metamórficas del Cinturón del Macizo de Chiapas. Hasta el momento, no existe evidencia alguna que sugiera que las rocas de Oaxaquia expuestas al oeste de Cerro Pelón contribuyeron a la formación de estas turbiditas. Esta observación concuerda con los datos de paleocorrientes, los cuales indican direcciones de transporte sedimentario hacia el NE y NW. En efecto, según los datos del ambiente de depósito y paleocorrientes presentados en este trabajo en conjunto con los datos de los ambientes sedimentarios a nivel regional presentados en la literatura (e.g. Meneses-Rocha 2001; Quezada-Muñeton, 1987, Ferrusquía- Villafranca, 2000; Purdy y Lomando 2003) indican que, durante el Oligoceno, en la parte sur de Chiapas, parte norte de Guatemala y en Belice se desarrollaron sucesiones deltaicas asociadas a sistemas fluviales que desde el sur de Guatemala desembocaban en el mar hacía el norte, y permitían el desarrollo de corrientes de turbidez que generaron un sistema de abanicos submarinos en la parte sur del estado de Veracruz, incluyendo el área de Cerro Pelón (Fig. 9.5)

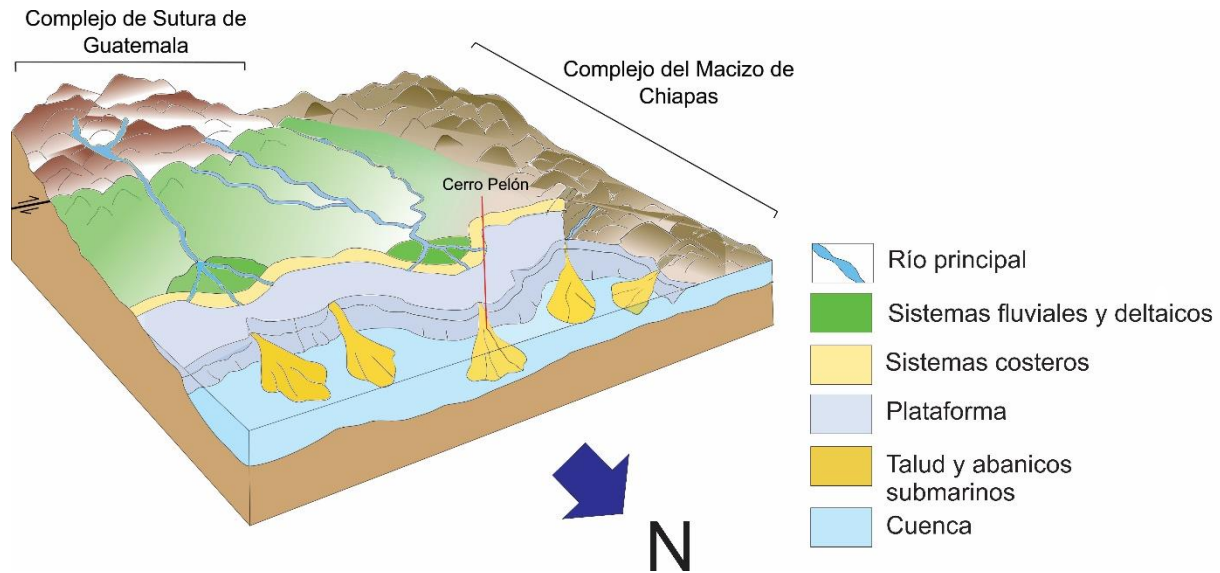


Figura 9.5 Modelo esquemático de los diferentes ambientes sedimentarios del sureste de México y las principales fuentes de los sedimentos de las areniscas del área del Cerro Pelón durante el Oligoceno Tardío.

De acuerdo con los resultados que obtenidos en este trabajo, es posible afirmar que, por lo menos en parte, las sucesiones sedimentarias del Cenozoico expuestas en el sur del Golfo de México están asociados con el proceso de desarrollo del límite de placa Norte América-Caribe, inferencia que es congruente con la interpretación Abdullin et al. (2016).

CONCLUSIONES

- La sucesión sedimentaria del Oligoceno superior expuesta en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón corresponde a la Formación Depósito, cuyo depósito se asocia a los Grupos de Facies C2 y F2 de Pickering et al. (2015), que fueron emplazados por corrientes de turbidez. La asociación de estas turbiditas con los depósitos de *slump* sugiere un ambiente de depósito submarino, caracterizado por una pendiente relativamente abrupta, asociada a un talud continental. Asimismo, esta interpretación es apoyada por la presencia de icnogéneros y foraminíferos bentónicos característicos de un ambiente de talud.
- El análisis petrográfico de roca total indica que los detritos de las areniscas del Oligoceno de Cerro Pelón proceden de una gran variedad de fuentes compuestas por rocas metamórficas de diferentes grados y protolitos, rocas intrusivas, volcánicas y sedimentarias. Principalmente, dominan los líticos metapelíticos y metapsamíticos/metafelsíticos de rangos 2 y 3, los cuales indican procedencia de rocas metasedimentarias en facies de prehnita-pumpelita y esquistos verdes. Sin embargo, la presencia de granos de circón, granate y cloritoide con inclusiones de rutilo sugieren procedencias de rocas metamórficas de alta presión y baja temperatura como eclogitas y esquistos azules.
- Datos geoquímicos y petrográficos indican que las rocas metasedimentarias y metaígneas en facies de eclogitas a esquistos verdes y rocas ultramáficas del Complejo de Sutura de Guatemala fueron la principal fuente de aporte de las turbiditas de la Formación Depósito en el área de Cerro Pelón. Igualmente, la composición química de cromitas y granates detríticos demuestran procedencias por parte de este complejo. En cuanto a las edades obtenidas en circones detríticos, el grupo de edades de ~245-225 Ma ratifica contribuciones de metagranitoides en facies de eclogita a esquistos verdes y rocas metasedimentarias del Complejo de Sutura de Guatemala.
- El Complejo del Macizo de Chiapas aportó, en menor cantidad, sedimentos a los depósitos estudiados. Esto fue demostrado por la composición química de los granates detríticos asignados como grupo 1 observados en las areniscas del área de Cerro Pelón, lo cual sugiere procedencias del Complejo del Macizo de Chiapas. Asimismo, la presencia subordinada de sillimanita (fibrolita) en las areniscas estudiadas, un mineral común en las rocas metasedimentarias en facies de anfibolitas, sugiere como la fuente de sedimentos al Complejo del Macizo de Chiapas.
- Las sucesiones sedimentarias del Cenozoico expuestas en el sur del Golfo de México están asociadas con el proceso de desarrollo del límite de placa Norte América-Caribe, como ya ha sido sugerido por Abdullin et al. (2016).

REFERENCIAS

- Abdullin, F., Solé, J., Solari, L., Shchepetilnikova, V., Meneses-Rocha, J. J., Pavlinova, N., and Rodríguez-Trejo, A., 2016. Single-grain apatite geochemistry of Permian–Triassic granitoids and Mesozoic and Eocene sandstones from Chiapas, southeast Mexico: implications for sediment provenance. *International Geology Review*, 58(9), 1132-1157.
- Ague, J. J., y Eckert Jr, J. O., 2012. Precipitation of rutile and ilmenite needles in garnet: Implications for extreme metamorphic conditions in the Acadian Orogen, USA. *American Mineralogist*, 97(5-6), 840-855.
- Allin, J. R., 2016. The timing and frequency of large-volume submarine landslides and turbidity currents along the north-eastern Atlantic Margin (Doctoral dissertation, University of Southampton).
- Angiboust, S., and Harlov, D., 2011. Ilmenite breakdown and rutile-titanite stability in metagranitoids: Natural observations and experimental results. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 102(8), 1696-1708.
- Acevedo, J.S., 1962, Estructuras de la porción occidental del frente de la Sierra Madre de Chiapas: *Boletín De La Asociación Mexicana De Geólogos Petroleros*, v. 14, no. 5–6, p. 111–134
- Álvarez, R. A. V., 2009. Geological evolution of the NW corner of the Caribbean Plate. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 205-217.
- Alzaga, R.H., and Pano, A.A., 1989, Origen de la Formación Chivillas y presencia del Jurásico Tardío, en la región de Tehuacan, Puebla, México: *Revista Del Instituto Mexicano Del Petróleo*, v. 21, p. 5–15
- Ángeles-Moreno, E., 2006, Petrografía, geología estructural y geocronología del borde noroccidental del terreno Cuicateco, Sierra Mazateca, estado de Oaxaca, México [MS thesis]. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, 194 p.
- Arai, S., y Ishimaru, S., 2011. Zincian chromite inclusions in diamonds: possibility of deep recycling origin. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 106(2), 85-90.
- Barnes, S. J., and Roeder, P. L., 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of petrology*, 42(12), 2279-2302.
- Benavides, L., 1950, El anticlinal del Cerro Pelón Municipio de Minatitlán, Veracruz: *Boletín De La Asociación Mexicana De Geólogos Petroleros*, v. 2, no. 10, p. 599–616
- Beccaluva, L., Bellia, S., Coltorti, M., Dengo, G., Giunta, G., Mendez, J., Romero, J., Rotolo, S., Siena, F., 1995. The northwestern border of the Caribbean Plate in Guatemala; new geological and petrological data on the Motagua ophiolitic belt. *Ophioliti* 20, 1–15.
- Bolli, H.M., and Saunders, J.B., 1985, Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera, in Bolli, H.M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K., eds., *Plankton stratigraphy*, Vol. 1: Cambridge, Cambridge University Press, p. 155–262.
- Bonis, S. B., 1967. *Geologic Reconnaissance of the Alta Verapaz Fold Belt, Guatemala*.
- Broska, I., Harlov, D., Tropper, P., and Siman, P., 2007. Formation of magmatic titanite and titanite–ilmenite phase relations during granite alteration in the Tribeč Mountains, Western Carpathians, Slovakia. *Lithos*, 95(1-2), 58-71.

- Brueckner, H. K., Lallemand, H. G. A., Sisson, V. B., Harlow, G. E., Hemming, S. R., Martens, U., and Sorensen, S. S., 2009. Metamorphic reworking of a high pressure–low temperature mélange along the Motagua fault, Guatemala: a record of Neocomian and Maastrichtian transpressional tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(1-2), 228-235.
- Butjosa, L., García-Casco, A., Proenza, J.A., Blanco-Quintero, I.F., Lázaro, C., Rojas-Agramonte, Y., Núñez-Cambra, K., and Llanes, A.I., 2014, Petrology and geochemistry of hydrated peridotites and serpentinites from the Villa Clara Mélange, Central Cuba: *Macla*, v. 19
- Carfantan, J. C., 1985. Du système cordillerain nord-américain au domaine caraïbe étude géologique du Mexique méridional (Doctoral dissertation, Université de Savoie).
- Chávez-Valois, V. M., Clara-Valdés, M. L., Juárez-Placencia, J. I., Alor-Ortiz, I., Mata-Jurado, M., Villagrán-Yáñez, R., ... & Ghosh, S. (2004). A new approach of the Tertiary plays in a multidisciplinary framework: Sureste Basin, Tabasco, México: Tulsa, Oklahoma, EUA. In American Association of Petroleum Geologists, International Conference, October (pp. 24-27).
- Chiari, M., Dumitrica, P., Marroni, M., Pandolfi, L., and Principi, G. (2006). Radiolarian biostratigraphic evidence for a Late Jurassic age of the El Tambor Group ophiolites (Guatemala). *Ofioliti*, 31(2), 141-150.
- Collinson, J.D., Mountney, N., and Thompson, D.B., 2006, *Sedimentary structures*, 3rd. London, Terra Publishing, 207 p.
- De León, A. C., Weber, B., Ortega-Gutiérrez, F., González-Guzmán, R., Maldonado, R., Solari, L., and Manjarrez-Juárez, R. (2017). Grenvillian massif-type anorthosite suite in Chiapas, Mexico: Magmatic to polymetamorphic evolution of anorthosites and their Ti-Fe ores. *Precambrian Research*, 295, 203-226.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., York, D., and Hall, C. M., 1992, Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 29, p. 1590–1604.
- Dengo, G., 1985. Mid-America: tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia. In: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G., Uyeda, S. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins: The Pacific Ocean*, vol. 7a, Plenum Press, New York, pp. 123–180.
- Dick, H.J.B., and Bullen, T., 1984, Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 86, p. 54–76.
- Dickinson, W.R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, no. 2, p. 695-707.
- Dickinson, W.R., and Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *GSA Bulletin*, v. 113, p. 1142–1160.
- Dickinson, W. R., & Gehrels, G. E., 2009. Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(1-2), 115-125.
- Endo, S., Wallis, S.R., Tsuboi, M., Torres De León, R., and Solari, L.A., 2012, Metamorphic evolution of lawsonite eclogites from the southern Motagua fault zone, Guatemala: Insights from phase equilibria and raman spectroscopy: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 30, p. 143–164.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Hecht, L., and Martens, U., 2009, P-T-t trajectory of metamorphic rocks from the central Chiapas Massif complex: The custepec unit, Chiapas, Mexico: *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, v. 26, p. 243–259

- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U., and López-Martínez, M., 2012, Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: Relations with the early Palaeozoic magmatic belts of northwestern Gondwana: *International Geology Review*, v. 54, p. 1918–1943.
- Ferrusquía Villafranca, I., Applegate, S. P., and Espinosa Arrubarrena, L., 2000. First Paleogene selachifauna of the middle American-Caribbean Antillean region, La Mesa de Copoya, west-central Chiapas, Mexico Geologic setting. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 17(1).
- Ferrusquía-Villafranca, I., 2006. The first Paleogene mammal record of middle America: *Simojovelhyus pocitosense* (Helohyidae, Artiodactyla). *Journal of Vertebrate Paleontology*, 26(4), 989-1001.
- Fisher, J. D., y King Jr, D. T. (2015). Stratigraphy of the Toledo Formation, Belize Basin, Southern Belize.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., and Chávez-Cabello, G., 2017. The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*.
- Flores, K. E., Martens, U. C., Harlow, G. E., Brueckner, H. K., and Pearson, N. J., 2013. Jadeitite formed during subduction: In situ zircon geochronology constraints from two different tectonic events within the Guatemala Suture Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 371, 67-81.
- Galehouse, J. S., 1969. Counting grain mounts; number percentage vs. number frequency. *Journal of Sedimentary Research*, 39(2), 812-815.
- Galloway, W.E., Bebout, D.G., Fisher, W.L., Dunlap, J.B., Cabera-Castro, R., Lugo-Rivera, J.E., Scott, T.M., 1991. Cenozoic. In: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin. The Geology of North America*, vol. J. Geological Society of America, pp. 245–324.
- García, A., 2016. Estudio de la Sucesión Carbonatada en los Estados de Campeche y Yucatán. Universidad Nacional Autónoma de México. Posgrado en Ciencias de la Tierra, 194 p.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., 2003. A classification of metamorphic grains in sand base on their composition and grade. *Journal of sedimentary*, vol. 73, no. 5, p. 830-837.
- 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.
- Gervilla, F., Padron-Navarta, J.A., Kerestedjian, T., Sergeeva, I., Gonzalez-Jimenez, J.M., and Fanlo, I., 2012, Formation of ferrian chromite in podiform chromitites from the Golyamo Kamenyane serpentinite, Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: a two-stage process: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 164, pp.643 – 657.
- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Cutrupia, D., Mota, B., Padoa, E., ... and Rosenfeld, J., 2002. The Motagua Suture Zone in Guatemala. Field-trip guidebook of the IGCP-433 Workshop and 2° Italian-Latin American Geological Meeting-January 2002. *Ofioliti*, 27, 47-72.
- Graham, A., 1999. Studies in Neotropical paleobotany. XIII. An Oligo-Miocene palynoflora from Simojovel (Chiapas, Mexico). *American journal of botany*, 86(1), 17-31.
- González-Guzmán, R., Weber, B., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros De León, A., Hecht, L., and Herguera-García, J.C., 2016, Provenance, age constraints and metamorphism of Ediacaran metasedimentary rocks from the El Triunfo Complex (SE Chiapas, México): Evidence for Rodinia breakup and Iapetus active margin: *International Geology Review*, v. 58, p. 2065–2091.
- Grajales, N. J. M., Cedillo, P. E., Rosales, D. C. and Mora N, C. D. 2000. Chicxulub impact: the origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields. *Geology*, 28, 307–310.

- Harlow, G. E., Hemming, S. R., Lallemand, H. G. A., Sisson, V. B., and Sorensen, S. S., 2004. Two high-pressure–low-temperature serpentinite-matrix mélange belts, Motagua fault zone, Guatemala: A record of Aptian and Maastrichtian collisions. *Geology*, 32(1), 17-20.
- Heard, T.G., Pickering, K.T., 2008. Trace fossils as diagnostic indicators of deep-marine environments, Middle Eocene Ainsa-Jaca basin, Spanish Pyrenees. *Sedimentology* 55, 809–844.
- Hiller, R., Weber, B., Hecht, L., Ortega-Gutiérrez, F., Schaaf, P., y López-Martínez, M., 2004, The sepultura unit: A medium to high grade metasedimentary sequence in the Chiapas Massif, SE México, in De Resúmenes, L., eds., Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Querétaro, México, Sociedad Geológica Mexicana, p. 200.
- Holbourn, A., Henderson, A. S., and MacLeod, N., 2013. Atlas of benthic foraminifera. John Wiley and Sons.
- Horbury, A. D., Gonzalez-P, S. H. F., Rodriguez-F, D., Reyes-F, A., Ortiz-G, P., Martinez-M, M., and Quintanilla-R, G., 2003. Tectonic sequence stratigraphy of the western margin of the Gulf of Mexico in the late Mesozoic and Cenozoic: Less passive than previously imagined.
- Hubbard, S. M., MacEachern, J. A., y Bann, K. L., 2012. Slopes. In *Developments in Sedimentology* (Vol. 64, pp. 607-642). Elsevier002E
- Hwang, S. L., Shen, P., Chu, H. T., Yui, T. F., and Iizuka, Y., 2015. Origin of rutile needles in star garnet and implications for interpretation of inclusion textures in ultrahigh-pressure metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 33(3), 249-272.
- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., and Fiske, 1992, Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125, in Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B., et al., eds., *Proceedings of the ocean drilling program, scientific results, Vol. 125*: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 445–485
- Keppie, J.D., Morán Zenteno, D.J., 2005. Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstruction for southern Mexico and the Chortís block. *Int. Geol.Rev.* 47, 478–491.
- Keppie, J. D., and Ortega-Gutiérrez, F., 2010. 1.3–0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 21-27.
- King Jr, D. T., Pope, K. O., and Petruny, L. W., 2004. Stratigraphy of Belize, north of the 17th parallel.
- Knaust, D., and Bromley, R. G. (Eds.). (2012). Trace fossils as indicators of sedimentary environments (Vol. 64). Pags. 607-642.
- Kohn, M. J. (2017). Titanite petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 419-441.
- Lawrence, D.P., 1975, *Petrology and structural geology of the Sanarate–El Progreso area, Guatemala* [Ph.D thesis]: Binghamton, New York, State University of New York, 255 p.
- López-Ramos, E., (1979), *Geología de México: México, D.F., Tomo III*, 446 p.
- Ludwig, K. R., 2008, *Isoplot 3.6*, Berkeley Geochronology Center Spec. Pub. No. 4. 77 p.
- Magoon, L. B., and Dow, W. G., 1994. The petroleum system: chapter 1: Part I. Introduction. Pags. 121-125.
- Maldonado, R., Ortega-Gutiérrez, F., and Hernández-Uribe, D. (2016). Garnet–chloritoid–paragonite metapelite from the Chuacús Complex (Central Guatemala): new evidence for continental subduction in the North America–Caribbean plate boundary. *European Journal of Mineralogy*, 28(6), 1169-1186.

- Mandujano-Velazquez, J., and Keppie, D., 2009, Middle Miocene Chiapas fold and thrust belt of Mexico: A result of collision of the Tehuantepec transform/Ridge with the Middle America Trench: Geological Society of London Special Publications, v. 327, p. 55–69.
- Mandujano-Velasquez, J., and Vazquez-Meneses, M. E., 1996. Reseña bibliográfica y análisis estratigráfico de la Sierra de Chiapas. *Asoc. Mexic. Geól. Petrol., Bol*, 45(1), 20-45.
- Mandujano Velásquez, J., 1996, Cuatro megasecuencias de evolución litoestratigráfica en la Sierra de Chiapas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 45, p. 46–60.
- Mange, M. A., Maurer, H. F. W., 1992. Heavy minerals in colour. Ed. Chapman and Hall, 1a edición, 147 p.
- Mann, P. (1999). Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to present. In *Sedimentary Basins of the World* (Vol. 4, pp. 3-31). Elsevier.
- Marchesi, C., Garrido, C.J., Proenza, J.A., Hidas, K., Varas-Reus, M.I., Butjosa, L., and Lewis, J.F., 2016, Geochemical record of subduction initiation in the sub-arc mantle: Insights from the Loma Caribe peridotite (Dominican Republic): *Lithos*, v. 252, p. 1–15.
- Marchesi, C., Jolly, W.T., Lewis, J.F., Garrido, C.J., Proenza, J.A., and Lidiak, E.G., 2011, Petrogenesis of fertile mantle peridotites from the Monte del Estado massif (Southwest Puerto Rico): A preserved section of Proto-Caribbean lithospheric mantle?: *Geologica Acta*, v. 9, no. 3–4, p. 289–306.
- Marsaglia, K. M., Ingersoll, R. V., 1992, Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: A reassessment of magmatic-arc provenance: *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, pp. 1637-1649.
- Martens, U. C., Brueckner, H. K., Mattinson, C. G., Liou, J. G., and Wooden, J. L., 2012. Timing of eclogite-facies metamorphism of the Chuacús complex, Central Guatemala: record of Late Cretaceous continental subduction of North America's sialic basement. *Lithos*, 146, 1-10.
- Martens, U., Tsujimori, T., and Liou, J. G., 2017. Eclogite varieties and petrotectonic evolution of the northern Guatemala Suture Complex. *International Geology Review*, 59(5-6), 721-740.
- Martínez-Hernández, E., and Ramírez-Arriaga, E., 2006. Tertiary Palynofloristic correlations between Mexican Formations with emphasis in dating the Balsas Group. In *Studies on Mexican paleontology* (pp. 19-45). Springer Netherlands.
- Martínez-Ortiz, A. C., Alvarado-Ortega, J., and Cuevas-García, M., 2017. Ocurrencia de un decápodo braquiuro extinto, *Necronectes proavitus* (Rathbun, 1918), en los yacimientos marinos de la Formación Tulijá (Mioceno temprano) en las cercanías de Palenque, Chiapas, sureste de México. *Paleontología Mexicana*, 6(1), 15.
- Martini, M., Solé, J., Garduño-Martínez, D.E., Pi-Puig, T., and Omaña, L., 2016. Evidence for two Cretaceous superposed orogenic belts in central Mexico based on paleontologic and K-Ar geochronologic data from the Sierra de los Cuarzos: *Geosphere*, v. 12, no. 4, p. 1257–1270.
- Mendoza-Rosales, C.C., Centeno-García, E., Silva-Romo, G., Campos-Madriral, E., and Bernal, J.P., 2010, Barremian rift-related turbidites and alkaline volcanism in southern Mexico and their role in the opening of the Gulf of Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 295, p. 419–434.
- Meneses-Rocha, J.J., 2001, Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems, in Bartolini, C., Buffler, R.T., y

Cantú-Chapa, A., eds., The western gulf of Mexico basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems, Vol. 75: American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. 183–216.

- Mitra, S., Gonzalez, J.D.A., Hernandez-Garcia, J., y Ghosh, K., 2007, Ek-Balam field: A structure related to multiple stages of salt tectonics and extension: American Association of Petroleum Geologists, v. 91, no. 11, p. 1619–1636.
- Mora, C.I., and Valley, J.W., 1985, Ternary feldspar thermometry in granulites from Oaxacan Complex, Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 89, p. 215– 225.
- Morton, A. C., 1985. Heavy Minerals in provenance studies en Zuffa (ed.), Provenance of Arenites: D. Reidel Publishing Company, 249-277 p.
- Mulder, T., 2011, Gravity processes and deposits on continental slope, rise and abyssal plains, in H. Hüneke, and T. Mulder, eds., Deep-Sea Sediments: Amsterdam, Elsevier, Developments in Sedimentology 63. p. 25-148. Chapter 2.
- Murray, J. W. (2014). Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. Routledge.
- Nemchin, A. A., and Cawood, P. A., 2005. Discordance of the U–Pb system in detrital zircons: implication for provenance studies of sedimentary rocks. Sedimentary Geology, 182(1-4), 143-162.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., y Mendoza-Rosales, C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: Geological Society of America Bulletin, v. 118, no. 1–2, p. 1868–1882.
- Ortega-Flores, B., Martini, M., Guerrero-Moreno, S., Colás, V., Solari, L., Centeno-Garcia, E., ... and Grajales-Nishimura, M., 2018. Provenance analysis of Oligocene sandstone from the Cerro Pelón area, southern Gulf of Mexico. International Geology Review, 1-21.
- Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., y Centeno-Garcia, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: Geology, v. 23, p. 1127– 1130
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Solé, J., Martens, U., Gómez-Tuena, A., Morán-Ical, S., and Reyes-Salas, M., 2004. Polyphase, high-temperature eclogite-facies metamorphism in the Chuacús Complex, central Guatemala: Petrology, geochronology, and tectonic implications. International Geology Review, 46(5), 445-470.
- Ortega-Gutierrez, F., Solari, L.A., Ortega-Obregon, C., Elías-Herrera, M., Martens, U., Morán-Ical, S., Chiquín, M., Keppie, J.D., Torres de León, R., Schaaf, P., 2007. The Maya–Chortís boundary: a tectonostratigraphic approach. Int. Geol. Rev. 49, 996–1024.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., and Macías-Romo, C., 2014, PermianCarboniferous arc magmatism in southern Mexico: U-Pb dating, trace elements and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana: International Journal of Earth Science, v. 103, no. 5, p. 1287–1300.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., and Morán-Ical, S., 2008, Middle–Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal–Salamá area, central Guatemala: Implications for North America-Caribbean plate tectonics: Geological Society of America Bulletin, v. 120, p. 556–570.
- Padilla y Sánchez, R. J., 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 59(1).

- Pearce, M. A., and Wheeler, J., 2014. Microstructural and metamorphic constraints on the thermal evolution of the southern region of the Lewisian Gneiss Complex, NW Scotland. *Journal of Petrology*, 55(10), 2043-2066.
- Perrilliat, M. D. C., Avendano, J., Vega, F. J., and Sole, J., 2006. Lower Eocene Gastropods from the El Bosque Formation, Central Chiapas, Mexico. *VELIGER*, 48(3), 151-169.
- Petersen, H. I., Holland, B., Nytoft, H. P., Cho, A., Piasecki, S., de la Cruz, J., and Cornec, J. H., 2012. Geochemistry Of Crude Oils, Seepage Oils And Source Rocks From Belize And Guatemala: Indications Of Carbonate-Sourced Petroleum Systems. *Journal of Petroleum Geology*, 35(2), 127-163.
- Peterson, J., 1986. Petroleum Geology And Resources Of Southeastern Mexico, Northern Guatemala, And Belize. In *AAPG Bulletin* (Vol. 70, No. 5, Pp. 631-631).
- Pickering, K. T., Hiscott, R. N., and Hein, F. J. (1989). Deep-marine environments: clastic sedimentation and tectonics. Allen and Unwin Australia.
- Pickering, K., & Hiscott, R., 2015. Deep marine systems: Processes, deposits, environments, tectonic and sedimentation. John Wiley and Sons.
- Pindell, J.L., Cande, S., Pitman, W.C., III, Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J., y Haxby, W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: *Tectonophysics*, v. 155, p. 121–138.
- Pindell, J.L., Kennan, L., Stanek, K.P., Maresch, W. and Draper, G. 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta*, 99, 303–341.
- Pindell, J., Maresch, W. V., Martens, U., and Stanek, K., 2011. The Greater Antillean Arc: Early Cretaceous origin and proposed relationship to Central American subduction mélanges: implications for models of Caribbean evolution. *International Geology Review*, 54(2), 131-143.
- Purdy, E. G., Gischler, E., and Lomando, A. J., 2003. The Belize margin revisited. 2. Origin of Holocene antecedent topography. *International Journal of Earth Sciences*, 92(4), 552-572.
- Quezada-Muñetón, F. M., 1987. El Cretácico medio-Superior y el límite Cretácico Superior-Terciario inferior en la Sierra de Chiapas. *Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín*, 39, 3-98.
- Quezada-Muñeton, J. and Ferrusquía- Villafranca, I., 2013. Gloria Alencaster Y Su Influjo En La Investigación Geológica De Chiapas: Las Discontinuidades Geológicas Mesozoicas De La Sierra De Chiapas Y Su Significación Regional, Un Ejemplo. *Paleontología Mexicana*, 2(1), 90-115.
- Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., ... and López-Martínez, M., 2009. The North American-Caribbean plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 219-293.
- Reading, H. G., 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd. Edition. Blackwell Science. Oxford.
- Robles Nolasco J., Patiño Ruiz J., Maldonado Villalón R., Bernal Vargas L., Gómez Rodríguez R. D., 2013. Provincia Petrolera del Sureste (Salina del Istmo, Reforma-Akal y macuspana), PEMEX Exploración y Producción, Subdirección de Exploración, Versión 2.0.
- Robles-Nolasco, J., Pliego-Vidal, E., Toledo-Bante, C., Pimental-Lugo, M., Ortega-González, V., Martínez-Peña, B., & Heredia-Cervantes, E., 2004. Offshore Neogene plays, Salina del Istmo Basin, southeast of Mexico: Tulsa, Oklahoma, EUA. In *American Association of Petroleum Geologists, International Conference*, October (pp. 24-27).

- Rosales-Domínguez, M.C., Grajales-Nishimura, J.M., Carreño, A., 2005 Foraminíferos plantónicos en diques clásticos Inyectados en la Secuencia Miocénica del Borde Occidental de la Cuenca Salina del Istmo Querétaro, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 419-428.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71, p. 419–451
- Sánchez, M.O., Franco, N.A., Navarrete, S.F., y Martínez, M.G., 2004, Estratigrafía y evolución de facies del Cretácico Superior en el Sureste de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, paper No. 697, p. 40–61.
- Sánchez-Montes de Oca, R., 2006. Curso Cuenca del Sureste. Unpublished report, PEMEX.
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Ortega-Gutiérrez, F., y Kohler, H., 2002, The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data and basement characteristics, in Miller, H.E., ed., *Contributions to Latin-American Geology: Neues Jahrbuch Für Geologie Und Paläontologie*, v. 225, p. 1–23.
- Salvador, A., 1987, Later Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: *AAPG Bulletin*, v. 71, p. 419-451.
- Santiago, J., Carrillo, B. J., and Martell, B., 1984. *Geología petrolera de México. Evaluación de formaciones en México*, 1-36.
- Sánchez-Montes de Oca, R., 1979. *Geología petrolera de la Sierra de Chiapas. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 31(1-2), 67-97.
- Sánchez, M.O., Franco, N.A., Navarrete, S.F., y Martínez, M.G., 2004, Estratigrafía y evolución de facies del Cretácico Superior en el Sureste de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, paper No. 697, p. 40–61.
- Saumur, B.M., Hattori, K.H., and Guillot, S., 2010, Contrasting origins of serpentinites in a subduction complex, northern Dominican Republic: *Geological Society of America Bulletin*, v. 122, no. 1–2, p. 292–304.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of INTERNATIONAL GEOLOGY REVIEW 19 Mexico: *Geological Society of America Special Paper*, v. 278, p. 153.
- Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Marine and petroleum Geology*, 17(2), 285-342.
- Shanmugam, G., 2018. Slides, Slumps, Debris Flows, Turbidity Currents, and Bottom Currents: Implications. *Earth Systems and Environmental Sciences*, Elsevier Online Module.
- Siivola, J., and Schmidt, R., 2007, List of mineral abbreviations, in Fettes, D.J., Desmons, J., and Árkai, P., *International Union of Geological Sciences, eds., Metamorphic rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of geological sciences, Subcommission on the systematics of metamorphic rocks*, Cambridge; New York, Cambridge University Press, p. 93–109.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., and OrtegaObregón, C., 2011, The Chuacús Metamorphic Complex, central Guatemala: Geochronological and geochemical constraints on its Paleozoic–Mesozoic evolution: *Geologica Acta*, v. 9, p. 329–350

- Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Ortega-Obregón, C., Macías-Romo, C., and Reyes-Salas, M., 2014, Detrital provenance of the Grenvillian Oaxacan Complex, southern Mexico: A zircon perspective: *International Journal of Earth Science*, v. 103, p. 1301–1315.
- Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Schaaf, P., Norman, M., Torres De León, R., Ortega-Obregon, C., Chiquin, M., y Morán-Ical, S., 2009, U-Pb zircon geochronology of Paleozoic units in Western and Central Guatemala: Insights into the tectonic evolution of Middle America, in James, K.H., Lorente, M.A., and Pindell, J., eds., *Origin and evolution of the Caribbean plate*, Vol. 328: Geological Society of London Special Publications, p. 293–311.
- Solari, L.A., González-León, C.M., Ortega-Obregón, C., Valencia-Moreno, M., and Rascón-Heimpel, M.A., 2017, The Proterozoic of NW Mexico revisited: U–Pb geochronology and Hf isotopes of Sonoran rocks and their tectonic implications: *International Journal of Earth Sciences*.
- Spencer, C. J., Kirkland, C. L., and Taylor, R. J., 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U–Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*, 7(4), 581-589.
- Tera, F. and Wasserburg, G.J., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problems of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14: 281-304.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., Grajales, J. M., Bartolini, C., Wilson, J. L., & Lawton, T. F., 1999. A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 191-196.
- Torres-De León, R., 2016, Caracterización geológica y geocronológica de unidades metamórficas e intrusivas de la región centro-oeste de la cuenca del río Motagua, sureste de Guatemala, Centroamérica: Implicaciones en las conexiones sur de México-Bloque chortís. [PhD. thesis]: Universidad Nacional Autónoma de México, México, 220 p.
- Torres-De León, R., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., and Martens, U., 2012, The Chortís Block-Southwestern México connections: U-Pb zircon geochronology constraints: *American Journal of Science*, v. 312, no. 3, p. 288–313
- Tsujimori, T., Liou, J. G., & Coleman, R. G., 2005. Coexisting retrograde jadeite and omphacite in a jadeite-bearing lawsonite eclogite from the Motagua Fault Zone, Guatemala. *American Mineralogist*, 90(5-6), 836-842.
- Tsujimori, T., Sisson, V. B., Liou, J. G., Harlow, G. E., Sorensen, S. S., Hacker, B. R., & McClelland, W. C., 2006. Petrologic characterization of Guatemalan lawsonite eclogite: Eclogitization of subducted oceanic crust in a cold subduction zone. *Special Papers-Geological Society of America*, 403, 147.
- Tucker, M. E. (2003). *Sedimentary rocks in the field*. John Wiley & Sons.
- Vermeesch, P., 2012, On the visualisation of detrital age distributions: *Chemical Geology*, v. 312–313, p. 190–194.
- Viniegra-O, F., 1981. Great Carbonate Bank of Yucatan, Southern Mexico. *Journal of Petroleum Geology*, 3(3), 247-278.
- Vinson, G. L., 1962. Upper Cretaceous and tertiary stratigraphy of Guatemala. *AAPG Bulletin*, 46(4), 425-456.
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A., and Pälike, H., 2011, Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale: *Earth-Science Reviews*, v. 104, p. 111–142.

- Weber, B., and Hecht, L., 2003, Petrology and geochemistry of metagneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: The Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico: *Precambrian Research*, v. 124, p. 41–67.
- Weber, B., Cameron, K. L., Osorio, M., & Schaaf, P. (2005). A Late Permian tectonothermal event in Grenville crust of the southern Maya terrane: U–Pb zircon ages from the Chiapas Massif, southeastern Mexico. *International Geology Review*, 47(5), 509–529.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W.R., Hecht, L., y Schaaf, P., 2007, New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U–Pb–SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif: *International Journal of Earth Sciences*, v. 96, p. 253–269.
- Weber, B., y Schulze, C. H., 2014. Early Mesoproterozoic (> 1.4 Ga) ages from granulite basement inliers of SE Mexico and their implications on the Oaxaquia concept—Evidence from U–Pb and Lu–Hf isotopes on zircon. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(3).
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W.R., 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*, v. 96, p. 253–269.
- Weber, B., y Köhler, H., 1999, Sm–Nd, Rb–Sr and U–Pb isotope geochronology of a Grenville terrane in southern Mexico: Origin and geologic history of the Guichicovi Complex: *Precambrian Research*, v. 96, p. 245–262.
- Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., y Ruiz, J., 2008, Significance of Provenance Ages from the Chiapas Massif Complex (Southeastern Mexico): Redefining the Paleozoic Basement of the Maya Block and Its Evolution in a Peri-Gondwanan Realm: *The Journal of Geology*, v. 116, p. 619–639.
- Weyl, R. 1980, *Geology of Central America*: Berlin, Germany, Gebruder Borntraeger, 371 p.
- Witt, C., Brichau, S., y Carter, A., 2012. New constraints on the origin of the Sierra Madre de Chiapas (south Mexico) from sediment provenance and apatite thermochronometry. *Tectonics*, 31(6).
- Zuffa, G.G., 1985, Optical Analyses of Arenites: Influence of methodology on compositional results, in G.G., Zuffa ed., *Provenance of Arenites*, NATO Advanced Study Institute Series. Dordrecht, Netherlands, D. Reidel, p. 165–189.

APÉNDICE I. GEOCRONOLOGÍA DE CIRCONES

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS												EIDADES CORREGIDAS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_01_104	109.2	31.2	0.29	0.0721	0.0028	1.5940	0.0730	0.1599	0.0038	0.0517	0.0031	0.388	956	21	966	29	972	81	956.0	21.0	1.04
Zircon_02	113.3	82.8	0.73	0.0499	0.0042	0.2860	0.0230	0.0412	0.0013	0.0141	0.0009	-0.04	260	8	254	19	170	180	260.0	8.0	-2.36
Zircon_03	479	150.4	0.31	0.0789	0.0029	2.1000	0.1000	0.1905	0.0038	0.0637	0.0053	0.592	1124	21	1147	30	1177	71	1124.0	21.0	2.01
Zircon_04	813	442	0.54	0.0473	0.0045	0.0273	0.0025	0.0041	0.0001	0.0014	0.0001	-0	26.49	0.82	27.4	2.4	120	190	26.5	0.8	3.32
Zircon_05	176.2	182.2	1.03	0.0537	0.0028	0.3000	0.0180	0.0410	0.0010	0.0127	0.0007	0.115	259	6.2	269	15	350	110	259.0	6.2	3.72
Zircon_06	258.1	170.7	0.66	0.0540	0.0023	0.2820	0.0130	0.0375	0.0008	0.0127	0.0006	-0.18	237.4	5	252	10	370	92	237.4	5.0	5.79
Zircon_07	87.1	22.9	0.26	0.0726	0.0026	1.7170	0.0770	0.1712	0.0038	0.0581	0.0035	0.196	1019	21	1012	29	1001	78	1019.0	21.0	-0.69
Zircon_08	67.9	28.6	0.42	0.0560	0.0120	0.0950	0.0190	0.0134	0.0007	0.0041	0.0008	0.157	85.7	4.7	90	17	200	380	85.7	4.7	4.78
Zircon_09	45.6	17.4	0.38	0.0786	0.0040	1.8370	0.0960	0.1699	0.0044	0.0569	0.0042	0.242	1011	24	1069	36	1175	99	1011.0	24.0	5.43
Zircon_10	235.8	176.9	0.75	0.0509	0.0028	0.2810	0.0160	0.0405	0.0010	0.0126	0.0007	0.212	255.6	5.9	250	13	210	120	255.6	5.9	-2.24
Zircon_11	473	161.9	0.34	0.0538	0.0060	0.0338	0.0036	0.0045	0.0002	0.0017	0.0002	-0.04	29	1.1	33.7	3.6	370	220	29.0	1.1	13.95
Zircon_12	164	79.7	0.49	0.0746	0.0027	1.7880	0.0710	0.1729	0.0038	0.0532	0.0024	0.002	1028	21	1040	26	1045	71	1028.0	21.0	1.15
Zircon_13	97	48.8	0.50	0.0548	0.0050	0.2920	0.0320	0.0386	0.0013	0.0141	0.0012	-0.17	244.4	7.8	258	24	340	180	244.4	7.8	5.27
Zircon_14	209.1	160	0.77	0.0580	0.0110	0.0378	0.0068	0.0049	0.0002	0.0019	0.0002	0.225	31.2	1.3	37.4	6.9	510	330	31.2	1.3	16.58
Zircon_15	163.6	43.5	0.27	0.0723	0.0024	1.6880	0.0700	0.1705	0.0037	0.0501	0.0027	0.319	1015	20	1013	25	997	70	1015.0	20.0	-0.20
Zircon_16	270	247	0.91	0.0570	0.0120	0.0390	0.0110	0.0048	0.0003	0.0018	0.0003	-0.3	30.6	1.6	38	11	410	360	30.6	1.6	19.47
Zircon_17	202.3	55.9	0.28	0.0502	0.0045	0.1300	0.0110	0.0192	0.0006	0.0057	0.0006	-0.1	122.3	3.8	123.5	9.7	210	190	122.3	3.8	0.97
Zircon_18	1650	633	0.38	0.0482	0.0026	0.0300	0.0017	0.0046	0.0001	0.0015	0.0001	-0.09	29.43	0.78	30	1.7	110	120	29.4	0.8	1.90
Zircon_19	1240	461	0.37	0.0478	0.0042	0.0317	0.0026	0.0047	0.0002	0.0015	0.0002	0.074	29.94	0.94	31.7	2.6	100	160	29.9	0.9	5.55
Zircon_20	259.7	110	0.42	0.0728	0.0022	1.7070	0.0650	0.1711	0.0033	0.0520	0.0024	0.225	1018	18	1012	24	1007	63	1018.0	18.0	-0.59
Zircon_21	261.1	111.1	0.43	0.0756	0.0023	1.8010	0.0660	0.1723	0.0036	0.0514	0.0023	0.179	1025	20	1045	24	1088	61	1025.0	20.0	1.91
Zircon_22	32.8	27	0.82	0.0463	0.0075	0.2640	0.0440	0.0406	0.0023	0.0129	0.0015	0.185	257	44	232	36	20	320	257.0	44.0	-10.78
Zircon_23	88.8	63.9	0.72	0.0540	0.0052	0.3010	0.0270	0.0414	0.0014	0.0133	0.0009	-0.23	262.7	9	265	21	310	210	262.7	9.0	0.87
Zircon_24	174.7	33.83	0.19	0.0706	0.0027	1.5760	0.0840	0.1632	0.0047	0.0513	0.0028	0.022	975	25	959	31	942	76	975.0	25.0	-1.67
Zircon_25	189.4	111.1	0.59	0.0803	0.0026	2.2780	0.0880	0.2077	0.0044	0.0626	0.0028	0.019	1216	23	1207	26	1197	63	1216.0	23.0	-0.75
Zircon_26	321	24.4	0.08	0.0631	0.0031	0.8110	0.0900	0.0927	0.0062	0.0752	0.0032	0.129	574	35	602	43	693	86	574.0	35.0	4.65
Zircon_27	427	146.4	0.34	0.0870	0.0023	2.7450	0.0960	0.2293	0.0045	0.0692	0.0032	0.152	1331	24	1340	26	1362	50	1331.0	24.0	0.67
Zircon_28	75.7	29.9	0.39	0.0687	0.0033	1.5100	0.0810	0.1592	0.0038	0.0504	0.0032	0.277	952	21	940	34	890	100	952.0	21.0	-1.28
Zircon_29	838	647	0.77	0.0505	0.0020	0.2750	0.0130	0.0396	0.0008	0.0125	0.0005	0.312	250.3	5.2	247	10	213	91	250.3	5.2	-1.34
Zircon_30	580	835	1.44	0.0532	0.0045	0.2730	0.0250	0.0372	0.0009	0.0120	0.0006	0.038	235.2	5.8	244	19	340	160	235.2	5.8	3.61
Zircon_31	286.5	76.2	0.27	0.0722	0.0020	1.6850	0.0610	0.1695	0.0033	0.0509	0.0024	0.395	1009	17	1004	24	1005	53	1009.0	17.0	-0.50
Zircon_32	404	259	0.64	0.0523	0.0028	0.2980	0.0230	0.0425	0.0017	0.0130	0.0013	0.366	268	10	264	19	270	120	268.0	10.0	-1.52
Zircon_33	411	169	0.41	0.0804	0.0021	2.1140	0.0740	0.1917	0.0041	0.0583	0.0026	0.467	1130	22	1153	25	1213	47	1130.0	22.0	1.99
Zircon_34	1489	504	0.34	0.0467	0.0033	0.0274	0.0019	0.0043	0.0001	0.0014	0.0001	0.048	27.44	0.86	27.4	1.9	120	150	27.4	0.9	-0.15
Zircon_35	404	137.9	0.34	0.0747	0.0022	1.8560	0.0680	0.1798	0.0034	0.0550	0.0025	0.463	1066	19	1068	24	1061	57	1066.0	19.0	0.19
Zircon_36	47.1	43.3	0.92	0.0508	0.0050	0.2620	0.0290	0.0390	0.0016	0.0125	0.0010	0.139	246.5	9.9	233	23	220	200	246.5	9.9	-5.79

Tabla I.1 Datos isotópicos de U-Pb de la muestra CP17-104 de la Formación Depósito del Oligoceno superior en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón.

RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS

EIDADES CORREGIDAS (Ma)

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS												EIDADES CORREGIDAS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Mejor edad(Ma)	±2s	Disc %
Zircon_37	54	37.8	0.70	0.0591	0.0068	0.3210	0.0350	0.0398	0.0013	0.0136	0.0011	0.035	251.3	8.2	281	26	560	220	251.3	8.2	10.57
Zircon_38	105	52.2	0.50	0.0709	0.0029	1.5510	0.0690	0.1577	0.0033	0.0468	0.0023	-0.01	946	18	949	27	949	80	946.0	18.0	0.32
Zircon_39	33	28.97	0.88	0.0591	0.0058	0.8130	0.0720	0.1027	0.0039	0.0331	0.0022	0.04	630	23	606	41	470	210	630.0	23.0	-3.96
Zircon_40	55	43	0.78	0.0660	0.0110	0.7700	0.1100	0.0907	0.0051	0.0317	0.0032	-0.2	559	30	589	58	640	310	559.0	30.0	5.09
Zircon_41	133.2	104.6	0.79	0.0665	0.0031	1.2370	0.0580	0.1363	0.0031	0.0424	0.0020	-0.29	823	18	818	28	810	99	823.0	18.0	-0.61
Zircon_42	64.4	23.1	0.36	0.0806	0.0040	1.9400	0.1100	0.1749	0.0039	0.0636	0.0044	0.137	1039	21	1091	39	1217	97	1039.0	21.0	4.77
Zircon_43	236.5	97.4	0.41	0.0690	0.0120	0.0285	0.0067	0.0041	0.0002	0.0017	0.0003	-0.1	26.2	1.5	38.1	6.6	760	320	26.2	1.5	31.23
Zircon_44	52.3	41.5	0.79	0.0526	0.0083	0.3020	0.0400	0.0407	0.0017	0.0122	0.0012	-0.31	257	11	268	31	260	280	257.0	11.0	4.10
Zircon_45	85.9	77.7	0.90	0.0548	0.0070	0.3030	0.0370	0.0408	0.0013	0.0135	0.0008	-0.13	258	7.9	264	29	250	250	258.0	7.9	2.27
Zircon_46	216.4	123.4	0.57	0.0509	0.0024	0.3040	0.0150	0.0436	0.0010	0.0140	0.0008	0.197	275.3	6	271	12	240	110	275.3	6.0	-1.59
Zircon_47	56.3	51.1	0.91	0.0555	0.0068	0.3030	0.0370	0.0404	0.0017	0.0136	0.0012	0.09	255	11	269	28	380	250	255.0	11.0	5.20
Zircon_48	107.7	64.7	0.60	0.0521	0.0037	0.2780	0.0220	0.0395	0.0011	0.0123	0.0009	0.171	250.7	6.7	250	18	270	150	250.7	6.7	-0.28
Zircon_49	205.6	31.08	0.15	0.0708	0.0024	1.5160	0.0660	0.1564	0.0038	0.0471	0.0028	0.509	937	21	939	26	961	70	937.0	21.0	0.21
Zircon_50	144.6	65.8	0.46	0.0490	0.0110	0.0281	0.0057	0.0043	0.0003	0.0012	0.0003	-0.17	27.9	1.8	28	5.4	190	360	27.9	1.8	0.36
Zircon_51	66.6	35.1	0.53	0.3000	0.0630	0.2100	0.1000	0.0060	0.0009	0.0064	0.0033	-0.14	38.6	5.6	199	69	3390	260	3390.0	5.6	80.60
Zircon_52	791	471	0.60	0.0486	0.0038	0.0285	0.0023	0.0042	0.0002	0.0014	0.0001	0.05	27.23	0.95	28.5	2.3	90	170	27.2	1.0	4.46
Zircon_53	68.9	34.6	0.50	0.0793	0.0031	2.1900	0.1100	0.1999	0.0044	0.0599	0.0033	0.185	1174	24	1186	32	1185	83	1174.0	24.0	1.01
Zircon_54	171.4	156	0.91	0.0524	0.0036	0.2730	0.0200	0.0387	0.0010	0.0123	0.0007	0.086	244.9	6.5	247	16	280	140	244.9	6.5	0.85
Zircon_55	291	72.2	0.25	0.0792	0.0024	2.2540	0.0810	0.2052	0.0043	0.0596	0.0029	0.192	1203	23	1197	25	1178	58	1203.0	23.0	-0.50
Zircon_56	18.9	19.02	1.01	0.0650	0.0130	0.3330	0.0650	0.0382	0.0021	0.0128	0.0015	0.059	242	13	289	48	520	410	242.0	13.0	16.26
Zircon_57	56.6	23.9	0.42	0.0703	0.0045	1.4630	0.0920	0.1546	0.0044	0.0444	0.0030	0.042	927	24	920	40	920	130	927.0	24.0	-0.76
Zircon_58	166	84.6	0.51	0.0838	0.0025	2.6850	0.0960	0.2303	0.0044	0.0691	0.0031	0.097	1336	23	1323	28	1285	59	1336.0	23.0	-0.98
Zircon_59	122.4	42.3	0.35	0.0812	0.0042	2.2500	0.1500	0.2036	0.0052	0.0614	0.0041	0.782	1194	28	1196	44	1239	98	1194.0	28.0	0.17
Zircon_60	310	109.8	0.35	0.0760	0.0023	1.8820	0.0760	0.1794	0.0043	0.0573	0.0027	0.323	1064	24	1077	27	1088	60	1064.0	24.0	1.21
Zircon_61	43.8	19.8	0.45	0.0521	0.0079	0.2790	0.0380	0.0377	0.0014	0.0124	0.0018	-0.16	238.7	8.6	244	30	240	270	238.7	8.6	2.17
Zircon_62	130.8	85.3	0.65	0.0310	0.0110	0.0223	0.0078	0.0050	0.0003	0.0016	0.0002	0.067	32.4	2.1	22.1	7.7	630	460	32.4	2.1	46.61
Zircon_63	165.9	52.1	0.31	0.0812	0.0023	2.3680	0.0890	0.2111	0.0048	0.0637	0.0030	0.409	1234	26	1235	27	1221	58	1234.0	26.0	0.08
Zircon_64	21.6	4.35	0.20	0.0699	0.0066	1.4300	0.1400	0.1517	0.0057	0.0484	0.0058	0.015	910	32	907	61	820	210	910.0	32.0	-0.33
Zircon_65	227	101.1	0.45	0.0476	0.0097	0.0284	0.0055	0.0047	0.0003	0.0014	0.0003	-0.04	30	1.8	28.3	5.5	100	370	30.0	1.8	-6.01
Zircon_66	113.8	26.43	0.23	0.0824	0.0032	2.4600	0.1100	0.2189	0.0044	0.0630	0.0034	0.218	1276	24	1260	33	1238	79	1276.0	24.0	-1.27
Zircon_67	53.3	34.8	0.65	0.0529	0.0068	0.2920	0.0360	0.0408	0.0014	0.0121	0.0011	-0.23	257.7	8.7	261	28	350	240	257.7	8.7	1.26
Zircon_68	111.6	103.2	0.92	0.0516	0.0040	0.2870	0.0220	0.0403	0.0011	0.0136	0.0009	-0.01	254.4	7.1	255	17	240	170	254.4	7.1	0.24
Zircon_69	124.1	66.6	0.54	0.1210	0.0210	2.4800	0.8500	0.1530	0.0110	0.0780	0.0200	0.491	918	59	1270	130	1970	200	1970.0	59.0	27.72
Zircon_70	508	613	1.21	0.0537	0.0026	0.2890	0.0140	0.0399	0.0009	0.0125	0.0006	0.03	252.3	5.4	258	11	340	110	252.3	5.4	2.21
Zircon_71	92.3	30	0.33	0.0752	0.0033	1.7810	0.0920	0.1735	0.0041	0.0553	0.0034	0.238	1031	23	1034	34	1051	92	1031.0	23.0	0.29
Zircon_72	623	217	0.35	0.0856	0.0021	2.7600	0.0930	0.2334	0.0044	0.0697	0.0031	0.217	1352	23	1345	25	1326	49	1352.0	23.0	-0.52
Zircon_73	723	216.7	0.30	0.0513	0.0043	0.0287	0.0024	0.0041	0.0002	0.0014	0.0002	0.249	26.63	0.99	28.7	2.4	290	170	26.6	1.0	7.21
Zircon_74	64.5	87.4	1.36	0.0750	0.0240	0.3200	0.1500	0.0304	0.0022	0.0102	0.0020	0.068	193	13	275	81	1020	360	193.0	13.0	29.82
Zircon_75	261.5	171.4	0.66	0.0453	0.0049	0.0597	0.0062	0.0097	0.0003	0.0030	0.0003	-0.02	61.9	1.9	58.7	6	40	220	61.9	1.9	-5.45
Zircon_76	176.5	44.4	0.25	0.0727	0.0025	1.5820	0.0650	0.1595	0.0036	0.0504	0.0027	0.535	954	20	961	26	1002	73	954.0	20.0	0.73

Continuación Tabla I.1

RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS

EIDADES CORREGIDAS (Ma)

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS											EIDADES CORREGIDAS (Ma)									
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_77	32.51	32.7	1.01	0.0530	0.0100	0.2600	0.0470	0.0360	0.0020	0.0121	0.0013	0.09	228	13	244	38	310	360	228.0	13.0	6.56
Zircon_78	269.3	268	1.00	0.0524	0.0027	0.3090	0.0170	0.0431	0.0011	0.0144	0.0007	-0.08	271.8	6.5	273	13	290	120	271.8	6.5	0.44
Zircon_79	26	13.95	0.54	0.1530	0.0180	0.9500	0.1200	0.0468	0.0020	0.0387	0.0047	0.242	294	12	686	65	2290	210	294.0	12.0	57.14
Zircon_80	203.7	127	0.62	0.0739	0.0025	1.8300	0.0760	0.1821	0.0039	0.0556	0.0025	0.249	1078	21	1055	27	1029	72	1078.0	21.0	-2.18
Zircon_81	234.3	313.5	1.34	0.0507	0.0033	0.2800	0.0180	0.0406	0.0011	0.0123	0.0006	0.032	256.5	6.7	250	15	210	140	256.5	6.7	-2.60
Zircon_83	391	313	0.80	0.0531	0.0023	0.2930	0.0140	0.0404	0.0008	0.0130	0.0006	0.044	255.2	5.2	262	12	340	100	255.2	5.2	2.60
Zircon_84	76.1	75.1	0.99	0.0507	0.0047	0.2600	0.0260	0.0370	0.0013	0.0115	0.0010	0.034	234.3	7.9	236	21	200	200	234.3	7.9	0.72
Zircon_85	146.8	50.1	0.34	0.0803	0.0030	2.3000	0.1000	0.2082	0.0044	0.0632	0.0033	0.152	1219	24	1210	31	1200	76	1219.0	24.0	-0.74
Zircon_86	153.8	40.7	0.26	0.0738	0.0026	1.6860	0.0730	0.1653	0.0041	0.0534	0.0029	0.373	986	23	1005	27	1051	71	986.0	23.0	1.89
Zircon_87	141	140	0.99	0.0566	0.0035	0.3390	0.0250	0.0439	0.0014	0.0146	0.0009	0.33	277	8.4	298	19	450	140	277.0	8.4	7.05
Zircon_88	880	600	0.68	0.0481	0.0043	0.0320	0.0029	0.0049	0.0002	0.0016	0.0001	0.088	31.2	1.1	32	2.8	100	190	31.2	1.1	2.50
Zircon_89	176.6	39.4	0.22	0.0475	0.0042	0.1270	0.0110	0.0188	0.0006	0.0065	0.0007	-0.04	120	4.1	120.8	9.9	130	180	120.0	4.1	0.66
Zircon_90	451	140	0.31	0.0514	0.0085	0.0278	0.0042	0.0039	0.0002	0.0013	0.0002	-0.08	25.4	1	27.7	4.2	190	310	25.4	1.0	8.30
Zircon_91	111.6	38.4	0.34	0.0768	0.0026	2.0010	0.0850	0.1894	0.0042	0.0616	0.0034	0.412	1118	23	1114	30	1115	68	1118.0	23.0	-0.36
Zircon_92	177.5	100.1	0.56	0.0928	0.0028	3.2300	0.1200	0.2548	0.0053	0.0773	0.0036	0.425	1463	27	1468	31	1477	57	1477.0	27.0	0.34
Zircon_93	139	198.6	1.43	0.0499	0.0034	0.2770	0.0190	0.0408	0.0012	0.0126	0.0006	-0.01	257.9	7.5	250	15	170	150	257.9	7.5	-3.16
Zircon_94	181.3	130.6	0.72	0.0588	0.0092	0.0445	0.0075	0.0055	0.0003	0.0021	0.0002	-0.24	35.5	1.7	44	7.3	500	330	35.5	1.7	19.32
Zircon_95	243.3	129.7	0.53	0.0529	0.0030	0.3000	0.0170	0.0417	0.0009	0.0132	0.0008	-0.15	263.6	5.8	268	13	290	130	263.6	5.8	1.64
Zircon_96	281.1	177.8	0.63	0.0594	0.0031	0.3300	0.0190	0.0405	0.0010	0.0142	0.0008	0.258	255.7	5.9	289	15	580	120	255.7	5.9	11.52
Zircon_97	187.4	70.1	0.37	0.0498	0.0096	0.0315	0.0061	0.0046	0.0003	0.0019	0.0003	0.003	29.5	1.6	32.5	6.3	270	360	29.5	1.6	9.23
Zircon_98	187	181	0.97	0.0539	0.0036	0.2970	0.0210	0.0400	0.0011	0.0129	0.0007	0.285	252.9	6.6	266	16	340	140	252.9	6.6	4.92
Zircon_99	39.5	16.25	0.41	0.0740	0.0039	1.7770	0.0930	0.1734	0.0038	0.0545	0.0036	-0.17	1031	21	1038	35	1070	100	1031.0	21.0	0.67
Zircon_100	374	517	1.38	0.0532	0.0025	0.2570	0.0130	0.0356	0.0008	0.0113	0.0005	0.216	225.5	4.7	234	10	310	110	225.5	4.7	3.63

Continuación Tabla I.1

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS												EIDADES CORREGIDAS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_01_110	151.5	70.2	0.46	0.0793	0.0042	2.1900	0.1100	0.1980	0.0036	0.0592	0.0034	0.24	1164	18	1184	34	1180	100	1164.0	18.0	1.69
Zircon_02	168.6	55.2	0.33	0.0713	0.0039	1.6140	0.0840	0.1633	0.0029	0.0510	0.0032	0.02	975	16	974	32	950	110	975.0	16.0	-0.10
Zircon_03	217.8	207	0.95	0.0558	0.0046	0.3190	0.0260	0.0416	0.0009	0.0128	0.0009	0.01	262.4	5.6	284	19	380	170	262.4	5.6	7.61
Zircon_04	44	17.56	0.40	0.0719	0.0051	1.7700	0.1200	0.1731	0.0042	0.0558	0.0044	0.15	1029	23	1032	45	980	140	1029.0	23.0	0.29
Zircon_05	82	28.42	0.35	0.0490	0.0100	0.1200	0.0230	0.0169	0.0006	0.0061	0.0007	-0.03	108	3.9	112	20	120	340	108.0	3.9	3.57
Zircon_06	132.7	55.1	0.42	0.0900	0.0430	0.0680	0.0540	0.0055	0.0005	0.0028	0.0009	-0.09	35.1	3.5	66	43	1270	440	35.1	3.5	46.82
Zircon_07	252.2	73.3	0.29	0.0716	0.0037	1.6840	0.0830	0.1678	0.0030	0.0500	0.0029	0.21	1000	16	1002	32	970	110	1000.0	16.0	0.20
Zircon_08	437	91.8	0.21	0.0503	0.0035	0.1950	0.0140	0.0277	0.0006	0.0097	0.0008	0.37	176.4	3.4	180	12	200	150	176.4	3.4	2.00
Zircon_09	107	30.4	0.28	0.0500	0.0190	0.0300	0.0120	0.0046	0.0004	0.0024	0.0006	-0.19	29.5	2.2	30	12	-50	600	29.5	2.2	1.67
Zircon_10	246.5	262.3	1.06	0.0499	0.0037	0.2800	0.0200	0.0402	0.0009	0.0129	0.0008	-0.03	254.2	5.7	250	16	190	160	254.2	5.7	-1.68
Zircon_11	759	441	0.58	0.0532	0.0064	0.0347	0.0037	0.0051	0.0002	0.0019	0.0002	0.57	32.4	1	34.5	3.6	290	230	32.4	1.0	6.09
Zircon_12	183	160.6	0.88	0.0532	0.0039	0.3100	0.0230	0.0402	0.0011	0.0131	0.0010	-0.03	254	6.6	273	18	360	140	254.0	6.6	6.96
Zircon_13	206.7	170.8	0.83	0.0530	0.0130	0.0352	0.0076	0.0048	0.0003	0.0013	0.0002	0.01	30.6	1.7	34.9	7.4	110	410	30.6	1.7	12.32
Zircon_14	406	204.7	0.50	0.0900	0.0044	3.2100	0.1500	0.2542	0.0041	0.0723	0.0041	0.33	1460	21	1459	37	1422	92	1422.0	21.0	-0.07
Zircon_15	192	85.3	0.44	0.1238	0.0064	2.9600	0.1600	0.1725	0.0051	0.0757	0.0045	-0.22	1026	28	1396	44	2005	89	2005.0	28.0	26.50
Zircon_16	267.5	133.9	0.50	0.0699	0.0037	1.5390	0.0780	0.1584	0.0028	0.0487	0.0027	0.18	948	16	947	31	920	110	948.0	16.0	-0.11
Zircon_17	211	221	1.05	0.0525	0.0042	0.2910	0.0240	0.0412	0.0011	0.0137	0.0008	0.37	260.5	7.1	260	18	260	170	260.5	7.1	-0.19
Zircon_18	185	147.9	0.80	0.0543	0.0041	0.3130	0.0210	0.0415	0.0010	0.0125	0.0009	-0.21	262	6	276	16	370	170	262.0	6.0	5.07
Zircon_19	206.4	61.8	0.30	0.0723	0.0039	1.7210	0.0860	0.1721	0.0032	0.0523	0.0033	-0.03	1024	17	1015	32	990	110	1024.0	17.0	-0.89
Zircon_20	232.8	86.6	0.37	0.0532	0.0048	0.2120	0.0180	0.0292	0.0006	0.0106	0.0009	-0.29	185.4	3.8	194	15	270	170	185.4	3.8	4.43
Zircon_21	196.4	145.6	0.74	0.0495	0.0040	0.2770	0.0220	0.0406	0.0011	0.0126	0.0009	-0.01	257.6	6.8	247	17	140	160	257.6	6.8	-4.29
Zircon_22	581	292.3	0.50	0.0497	0.0057	0.0328	0.0035	0.0048	0.0002	0.0016	0.0001	-0.14	30.8	1	32.7	3.5	170	240	30.8	1.0	5.81
Zircon_23	118.4	190	1.60	0.0516	0.0051	0.2460	0.0210	0.0356	0.0010	0.0111	0.0007	-0.07	225.3	5.9	225	19	230	210	225.3	5.9	-0.13
Zircon_24	249.8	212.6	0.85	0.0441	0.0098	0.0288	0.0063	0.0050	0.0003	0.0015	0.0002	0.12	32.2	1.8	28.6	6.2	-230	370	32.2	1.8	###
Zircon_25	340	233	0.69	0.0506	0.0032	0.2870	0.0170	0.0416	0.0008	0.0133	0.0008	0.07	262.8	5	256	13	250	140	262.8	5.0	-2.66
Zircon_26	353	257	0.73	0.0499	0.0053	0.0871	0.0094	0.0128	0.0004	0.0041	0.0003	0.25	81.8	2.3	84.5	8.8	160	220	81.8	2.3	3.20
Zircon_27	249.6	60.8	0.24	0.0799	0.0041	2.1700	0.1100	0.1994	0.0034	0.0605	0.0036	0.13	1172	18	1176	33	1188	99	1172.0	18.0	0.34
Zircon_28	670	252.1	0.38	0.0473	0.0061	0.0317	0.0042	0.0049	0.0002	0.0017	0.0002	0.09	31.3	1.1	31.6	4.1	40	260	31.3	1.1	0.95
Zircon_29	193.2	106.8	0.55	0.0530	0.0210	0.0330	0.0110	0.0044	0.0003	0.0014	0.0003	0.13	28.1	1.9	34	11	90	520	28.1	1.9	17.35
Zircon_30	417	363.9	0.87	0.0508	0.0031	0.2880	0.0170	0.0408	0.0012	0.0121	0.0007	0.32	257.5	7.1	257	13	230	140	257.5	7.1	-0.19
Zircon_31	202.7	104.3	0.51	0.0490	0.0110	0.0315	0.0070	0.0048	0.0003	0.0014	0.0002	0.06	30.6	1.7	31.2	6.9	50	400	30.6	1.7	1.92

Tabla I.2 Datos isotópicos de U-Pb de la muestra CP17-110 de la Formación Depósito del Oligoceno superior en el flanco oriental del anticlinal Cerro Pelón.

	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS												EIDADES CORREGIDAS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_32	108.8	49.9	0.46	0.0712	0.0040	1.3920	0.0760	0.1449	0.0028	0.0463	0.0026	0.43	872	16	889	31	950	120	872.0	16.0	1.91
Zircon_33	254	193	0.76	0.0620	0.0120	0.0311	0.0049	0.0042	0.0003	0.0015	0.0002	-0.18	26.9	1.7	32.2	4.8	520	340	26.9	1.7	16.46
Zircon_34	261.1	190.4	0.73	0.0523	0.0035	0.2790	0.0180	0.0401	0.0008	0.0120	0.0008	0.05	253.7	5.1	251	14	290	150	253.7	5.1	-1.08
Zircon_35	112	90.5	0.81	0.0758	0.0043	1.4040	0.0820	0.1373	0.0032	0.0468	0.0027	0.41	829	18	893	34	1080	120	829.0	18.0	7.17
Zircon_36	178.7	127.6	0.71	0.0507	0.0038	0.2780	0.0190	0.0401	0.0009	0.0128	0.0008	-0.14	253.2	5.6	248	15	210	160	253.2	5.6	-2.10
Zircon_37	46.08	35.89	0.78	0.0698	0.0051	1.4900	0.1100	0.1524	0.0042	0.0463	0.0031	-0.1	914	24	927	42	1000	160	914.0	24.0	1.40
Zircon_38	no value	no value	####	no value	NAN	no value	NAN	no value	NAN	no value	NAN	NAN	no value	NAN	no value	NAN	no value	NAN	#####	###	###
Zircon_39	123.4	82.7	0.67	0.0533	0.0050	0.2960	0.0270	0.0409	0.0011	0.0137	0.0010	0.13	258.3	7	261	21	280	190	258.3	7.0	1.03
Zircon_40	101.2	74.4	0.74	0.0527	0.0069	0.1020	0.0120	0.0146	0.0006	0.0047	0.0005	0.26	93.6	4	98	11	200	260	93.6	4.0	4.49
Zircon_41	800	219	0.27	0.0792	0.0038	2.0740	0.0960	0.1922	0.0028	0.0564	0.0031	0.26	1133	15	1140	32	1180	100	1133.0	15.0	0.61
Zircon_42	142.9	118.7	0.83	0.0495	0.0051	0.2490	0.0260	0.0370	0.0010	0.0122	0.0008	-0.16	233.9	6.1	224	21	120	200	233.9	6.1	-4.42
Zircon_43	113.5	124	1.09	0.0584	0.0084	0.3050	0.0470	0.0399	0.0013	0.0125	0.0010	0.04	252.4	8.3	271	35	440	280	252.4	8.3	6.86
Zircon_44	58.5	41.5	0.71	0.0806	0.0051	2.1800	0.1300	0.2009	0.0041	0.0604	0.0039	-0.01	1180	22	1169	44	1180	130	1180.0	22.0	-0.94
Zircon_45	133.1	125.7	0.94	0.0552	0.0051	0.3070	0.0270	0.0404	0.0010	0.0129	0.0008	-0.02	255.3	6.3	273	22	430	190	255.3	6.3	6.48
Zircon_46	174.2	188.1	1.08	0.0513	0.0046	0.2560	0.0220	0.0374	0.0010	0.0122	0.0008	0	236.7	6	230	17	210	190	236.7	6.0	-2.91
Zircon_47	64.2	20.52	0.32	0.0926	0.0054	3.1700	0.1700	0.2509	0.0048	0.0728	0.0051	0.12	1443	25	1446	41	1460	110	1460.0	25.0	0.21
Zircon_48	64.1	56.8	0.89	0.0834	0.0046	2.5000	0.1500	0.2196	0.0039	0.0660	0.0040	0.4	1280	21	1277	45	1290	120	1280.0	21.0	-0.23
Zircon_49	487	257	0.53	0.1037	0.0050	4.1100	0.2000	0.2931	0.0053	0.1240	0.0130	0.59	1656	26	1656	39	1688	91	1688.0	26.0	0.00
Zircon_50	74	62.5	0.84	0.0581	0.0065	0.2920	0.0380	0.0399	0.0015	0.0135	0.0009	0.38	252.1	9.3	272	29	600	220	252.1	9.3	7.32
Zircon_51	202.2	58.5	0.29	0.0725	0.0041	1.6820	0.0920	0.1692	0.0033	0.0522	0.0032	0.19	1008	18	1000	35	1020	120	1008.0	18.0	-0.80
Zircon_52	133.6	88.6	0.66	0.0714	0.0046	1.3820	0.0890	0.1409	0.0035	0.0419	0.0026	0.07	850	20	878	36	980	120	850.0	20.0	3.19
Zircon_53	156.1	118.6	0.76	0.0541	0.0046	0.2960	0.0230	0.0410	0.0010	0.0126	0.0009	-0.11	259.3	6.1	269	18	350	180	259.3	6.1	3.61
Zircon_54	1160	176.1	0.15	0.0746	0.0039	1.6800	0.1000	0.1650	0.0037	0.0503	0.0033	0.16	985	20	1000	36	1053	94	985.0	20.0	1.50
Zircon_55	28.55	12.22	0.43	0.0801	0.0059	1.8200	0.1300	0.1709	0.0043	0.0536	0.0042	0.21	1017	24	1062	46	1170	150	1017.0	24.0	4.24
Zircon_56	96	13.4	0.14	0.0614	0.0047	0.8020	0.0730	0.0969	0.0024	0.0332	0.0026	0.01	596	14	596	35	660	130	596.0	14.0	0.00
Zircon_57	371.6	188.6	0.51	0.0489	0.0080	0.0320	0.0046	0.0047	0.0002	0.0014	0.0002	0.03	30.5	1.4	31.9	4.5	150	290	30.5	1.4	4.39
Zircon_58	49.2	71.1	1.45	0.1090	0.0058	4.6800	0.2400	0.3153	0.0062	0.0917	0.0052	0.16	1766	30	1762	43	1800	100	1800.0	30.0	-0.23
Zircon_59	204	100.6	0.49	0.0910	0.0200	0.0580	0.0100	0.0048	0.0003	0.0021	0.0003	-0.39	31	1.8	57.3	9.7	1550	390	31.0	1.8	45.90
Zircon_60	1256	625	0.50	0.0477	0.0046	0.0273	0.0027	0.0043	0.0001	0.0013	0.0001	0.35	27.47	0.7	27.3	2.7	90	190	27.5	0.7	-0.62
Zircon_61	198	228	1.15	0.0537	0.0069	0.2870	0.0420	0.0387	0.0016	0.0117	0.0012	0.17	244.8	9.9	255	32	330	210	244.8	9.9	4.00
Zircon_62	163.4	72.7	0.44	0.0761	0.0039	1.8050	0.0920	0.1752	0.0032	0.0537	0.0030	0.4	1041	17	1046	32	1099	96	1041.0	17.0	0.48
Zircon_63	no value	no value	####	no value	NAN	no value	NAN	no value	NAN	no value	NAN	NAN	no value	NAN	no value	NAN	no value	NAN	#####	###	###
Zircon_64	579	451.6	0.78	0.0524	0.0029	0.2820	0.0160	0.0393	0.0007	0.0122	0.0007	0.18	248.6	4.2	252	12	290	130	248.6	4.2	1.35
Zircon_65	520	342	0.66	0.0550	0.0034	0.3040	0.0200	0.0414	0.0011	0.0130	0.0010	0.11	261.7	6.8	274	15	390	140	261.7	6.8	4.49

Continuación Tabla I.2

	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS												EIDADES CORREGIDAS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_66	1032	439	0.43	0.0630	0.0051	0.0398	0.0031	0.0047	0.0001	0.0018	0.0001	-0.02	30	0.8	39.6	3.1	650	170	30.0	0.8	24.24
Zircon_67	293.6	99.7	0.34	0.0814	0.0040	2.3100	0.1100	0.2081	0.0034	0.0590	0.0033	0.29	1219	18	1215	33	1226	97	1219.0	18.0	-0.33
Zircon_68	722	413	0.57	0.1157	0.0055	3.1400	0.1900	0.1993	0.0081	0.0661	0.0048	0.61	1172	43	1447	47	1888	88	1888.0	43.0	19.00
Zircon_69	279	201.2	0.72	0.0502	0.0038	0.2780	0.0200	0.0398	0.0008	0.0123	0.0008	0.02	251.5	4.8	249	16	200	160	251.5	4.8	-1.00
Zircon_70	326.3	117.4	0.36	0.0486	0.0041	0.1146	0.0089	0.0172	0.0005	0.0058	0.0005	-0.03	109.7	3	109.9	8.1	130	170	109.7	3.0	0.18
Zircon_71	124	99.4	0.80	0.0564	0.0050	0.3210	0.0250	0.0408	0.0011	0.0130	0.0010	-0.29	257.5	6.8	282	19	440	190	257.5	6.8	8.69
Zircon_72	38.2	17.93	0.47	0.0782	0.0063	1.7400	0.1300	0.1640	0.0042	0.0575	0.0051	-0.34	986	23	1015	46	1120	140	986.0	23.0	2.86
Zircon_73	198.8	127	0.64	0.0623	0.0037	1.0130	0.0590	0.1186	0.0022	0.0331	0.0020	0.14	722	12	711	30	720	120	722.0	12.0	-1.55
Zircon_74	87.9	33.3	0.38	0.0699	0.0042	1.4970	0.0820	0.1565	0.0032	0.0479	0.0031	0.06	937	18	931	35	900	130	937.0	18.0	-0.64
Zircon_75	112.9	71.6	0.63	0.0528	0.0046	0.2810	0.0240	0.0401	0.0012	0.0137	0.0010	0.01	253.6	7.3	255	20	290	190	253.6	7.3	0.55
Zircon_76	108.9	28.65	0.26	0.0749	0.0042	1.7300	0.1100	0.1698	0.0078	0.0549	0.0039	0.32	1010	44	1018	41	1050	110	1010.0	44.0	0.79
Zircon_77	327	191.1	0.58	0.0520	0.0100	0.0300	0.0062	0.0043	0.0002	0.0013	0.0002	-0.15	27.9	1.4	29.9	6.1	100	370	27.9	1.4	6.69
Zircon_78	108.9	56.7	0.52	0.0709	0.0039	1.5960	0.0850	0.1628	0.0028	0.0506	0.0030	0.29	974	16	967	33	950	110	974.0	16.0	-0.72
Zircon_79	305.3	177.6	0.58	0.0513	0.0036	0.3200	0.0210	0.0445	0.0010	0.0156	0.0009	0.09	280.4	6	281	17	250	160	280.4	6.0	0.21
Zircon_80	143.9	40	0.28	0.0801	0.0042	2.2200	0.1100	0.2012	0.0041	0.0614	0.0040	0.63	1184	22	1187	38	1190	110	1184.0	22.0	0.25
Zircon_81	1062	144	0.14	0.0790	0.0038	1.8650	0.0870	0.1703	0.0024	0.0542	0.0029	0.07	1014	13	1069	30	1168	96	1014.0	13.0	5.14
Zircon_82	1094	550	0.50	0.0474	0.0045	0.0319	0.0028	0.0049	0.0001	0.0015	0.0001	-0.02	31.52	0.8	31.8	2.7	90	180	31.5	0.8	0.88
Zircon_83	226.3	67.2	0.30	0.0541	0.0033	0.5050	0.0310	0.0664	0.0014	0.0257	0.0016	0.06	415.5	8.7	414	21	380	130	415.5	8.7	-0.36
Zircon_84	41.7	14.58	0.35	0.0666	0.0047	1.5100	0.0950	0.1624	0.0042	0.0486	0.0046	-0.13	970	22	936	41	780	150	970.0	22.0	-3.63
Zircon_85	233.3	191.2	0.82	0.0498	0.0038	0.2680	0.0180	0.0390	0.0010	0.0123	0.0007	-0.2	246.7	6.1	240	14	160	160	246.7	6.1	-2.79
Zircon_86	226.2	63.8	0.28	0.0770	0.0038	2.2000	0.1100	0.2028	0.0032	0.0592	0.0035	0.26	1190	17	1181	32	1117	97	1190.0	17.0	-0.76
Zircon_87	1316	620	0.47	0.0458	0.0033	0.0359	0.0024	0.0055	0.0001	0.0016	0.0001	-0.32	35.34	0.9	35.8	2.3	-10	150	35.3	0.9	1.28
Zircon_88	368	87	0.24	0.0714	0.0035	1.6740	0.0810	0.1682	0.0026	0.0494	0.0029	0.53	1002	15	998	31	960	100	1002.0	15.0	-0.40
Zircon_89	62.4	37.7	0.60	0.0770	0.0051	1.9800	0.1200	0.1844	0.0038	0.0541	0.0036	-0.09	1091	21	1106	41	1110	130	1091.0	21.0	1.36
Zircon_90	240	177.6	0.74	0.0420	0.0110	0.0253	0.0061	0.0043	0.0003	0.0015	0.0002	-0.01	27.7	1.6	25.2	6	120	440	27.7	1.6	-9.92
Zircon_91	131.3	67.1	0.51	0.3410	0.0460	0.3530	0.0680	0.0069	0.0009	0.0123	0.0019	0.05	44.2	6	305	41	3670	140	3670.0	6.0	85.51
Zircon_92	116.4	63.2	0.54	0.0829	0.0045	2.4900	0.1300	0.2167	0.0041	0.0652	0.0038	0.42	1264	22	1268	38	1270	100	1264.0	22.0	0.32
Zircon_93	41	24.1	0.59	0.0781	0.0068	1.7800	0.1500	0.1611	0.0045	0.0540	0.0038	0.1	962	25	1029	53	1100	180	962.0	25.0	6.51
Zircon_94	182	83.9	0.46	0.0489	0.0033	0.2830	0.0190	0.0414	0.0010	0.0122	0.0009	0.26	261.2	6.4	252	15	140	150	261.2	6.4	-3.65
Zircon_95	113.7	97.2	0.85	0.0569	0.0075	0.1140	0.0130	0.0142	0.0007	0.0046	0.0004	-0.04	90.7	4.2	109	12	410	260	90.7	4.2	16.79
Zircon_96	169.8	122	0.72	0.0527	0.0048	0.2900	0.0250	0.0394	0.0010	0.0123	0.0008	-0.15	249.4	6.4	257	19	280	190	249.4	6.4	2.96
Zircon_97	89.1	112.3	1.26	0.0587	0.0038	0.7280	0.0450	0.0904	0.0021	0.0273	0.0016	0.41	558	12	557	28	510	150	558.0	12.0	-0.18
Zircon_98	25.68	27.33	1.06	0.0690	0.0110	0.3960	0.0650	0.0394	0.0019	0.0128	0.0016	0.25	249	12	327	49	910	290	249.0	12.0	23.85
Zircon_99	447.7	45.5	0.10	0.0677	0.0034	1.4710	0.0740	0.1536	0.0028	0.0447	0.0030	0.5	921	16	918	31	850	110	921.0	16.0	-0.33
Zircon_100	265	107.1	0.40	0.0745	0.0038	1.9500	0.1000	0.1865	0.0029	0.0542	0.0031	0.28	1102	16	1101	33	1050	110	1102.0	16.0	-0.09

Continuación Tabla I.2