



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**ANÁLISIS COMPOSICIONAL DE LAS ARENISCAS
CONTINENTALES DEL JURÁSICO DE LA CUENCA
OTLALTEPEC (PUEBLA, OAXACA)**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
P R E S E N T A:**

MÓNICA GUADALUPE RAMÍREZ CALDERÓN



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. MICHELANGELO MARTINI**

México. D. F. 2015



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.

ÍNDICE

1. Introducción	1
1.1 Planteamiento del problema.....	2
1.2 Objetivo.....	3
3. Marco Geológico	4
3.1 Bloques del basamento	8
3.1.1 Complejo Oaxaqueño	9
3.1.2 Complejo Acatlán	10
3.1.3 Complejo Ayú	11
3.1.4 Intrusivos del Carbonífero-Triásico	11
3.2 La Cuenca Otlaltepec.....	12
3.3 La Cuenca Ayuquila.....	15
3.4 La Cuenca Tezoatlán.....	18
2. Marco Teórico –Composición de las areniscas	20
2.1 Influencia de la tectónica.....	20
2.2 Influencia del clima.....	21
2.3 Influencia del relieve	22
2.4 Influencia del transporte.....	23
2.5 Influencia del ambiente de depósito.....	24
4. Metodología.....	25
4.1 Trabajo de campo.....	25
4.2 Análisis petrográfico de roca total.....	27
4.3 Separación de minerales pesados.....	29
4.4 Análisis modal de minerales pesa.....	32
4.5 Geocronología de circones detríticos.....	32
5. Caracterización sedimentológica de las unidades litoestratigráficas.....	33
5.1 Formación Piedra Hueca.....	39
5.2 Formación Otlaltepec.....	51
6. Petrografía de roca total.....	56
6.1 Formación Piedra Hueca.....	58
6.2 Formación Otlaltepec.....	62
7. Petrografía de minerales pesados.....	72
7.1 Formación Piedra Hueca.....	72
7.2 Formación Otlaltepec.....	77
8. Geocronología de circones detríticos.....	79
8.1 Formación Piedra Hueca.....	79
8.2 Formación Otlaltepec.....	82
9. Discusión.....	83
9.1 Ambientes de depósito.....	84
9.1.1 Formación Piedra Hueca.....	84
9.1.2 Formación Otlaltepec.....	86
9.2 Procedencia.....	88
9.2.1 Formación Piedra Hueca.....	88
9.2.2 Formación Otlaltepec.....	93
9.3 Análisis de la variación composicional de las areniscas.....	97
10. Conclusiones.....	105
Referencias.....	106

Capítulo 1. Introducción

El análisis composicional de areniscas es una herramienta poderosa para reconocer e interpretar los procesos endógenos y exógenos que actuaron en un determinado entorno geológico. De hecho, la composición de una arenisca es intrínsecamente dependiente de la composición de la roca fuente, íntimamente relacionada con el contexto tectónico en el cual ocurrió el depósito, así como del tipo de clima, topografía, geometría del drenaje y ambiente depositacional que caracterizaron una determinada cuenca sedimentaria (Suttner, 1974; Suttner et al., 1981; Mack, 1984; Basu, 1985; Dickinson, 1985; Weltje, 1994; Morton y Hallsworth, 1999). Por esta razón, variaciones en la composición de las areniscas dentro de un mismo registro estratigráfico reflejan fielmente algún cambio en las condiciones tectónicas o ambientales de una cuenca. En las últimas décadas, un número creciente de autores ha analizado de manera exhaustiva el papel que ejerce el contexto tectónico en la composición de las areniscas (Dickinson y Suczek, 1979; Ingersoll y Suczek, 1979; Dickinson y Valloni, 1980; Dickinson, 1985; Marsaglia e Ingersoll, 1992; Marsaglia, 1995; Critelli et al., 2002; Garzanti et al., 2003; Garzanti et al., 2006; Garzanti et al., 2007). Por el contrario, la literatura sobre la influencia del clima, relieve, cantidad de transporte y tipo de ambiente de depósito es relativamente pobre todavía. En muchos trabajos se ha subestimado el potencial de la interacción entre el sedimento y los procesos exógenos relacionados con atmósfera, hidrósfera y biósfera, lo que ha llevado a interpretaciones erradas sobre el origen, naturaleza y evolución de ciertas cuencas sedimentarias. En este trabajo se plantea analizar detalladamente la influencia que ejercen tanto los procesos endógenos como los exógenos en la generación de las rocas sedimentarias clásticas, con el fin de entender mejor y a mayor detalle los efectos que éstos pueden tener en la determinación de la composición de las areniscas. Un laboratorio natural para realizar este trabajo es la Cuenca de Otlaltepec, localizada en el sur de México entre los estados de Puebla y Oaxaca. La parte inferior del relleno de dicha cuenca, conformada por

las Formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec, está compuesta por más de 2,000m de depósitos siliciclásticos continentales, cuyas areniscas muestran una variación composicional que va desde arcosas a subarcosas y hasta cuarzoarenitas. Dicha variación composicional debe representar el resultado de algún cambio en las rocas fuente, en las condiciones tectónicas y/o en las condiciones ambientales. Por ende, se considera la Cuenca de Otlaltepec como una localidad ideal para identificar y entender de manera detallada los resultados de la interacción entre el sedimento y los agentes endógenos y exógenos que actúan en el interior y la superficie de la Tierra.

1.1 Planteamiento del problema

En la literatura actualmente disponible se documenta que los registros estratigráficos del Jurásico contenidos en las cuencas de Otlaltepec, Ayuquila y Tezoatlán se caracterizan por un cambio composicional de primer orden registrado por las rocas sedimentarias. Aparentemente, este cambio composicional se caracteriza por la desaparición progresiva del feldespato potásico y el enriquecimiento en cuarzo hacia las unidades estratigráficas más jóvenes. Dicho cambio composicional nunca ha sido determinado de manera cuantitativa, ni ha sido objeto de estudio por parte de la comunidad científica. Sin embargo, considerando que la composición de un sedimento o una roca sedimentaria es intrínsecamente dependiente tanto del contexto tectónico en el cual ocurrió su depositación, así como del tipo de clima, relieve, drenaje y ambiente depositacional que caracterizaron una determinada cuenca sedimentaria, el estudio de la variación composicional documentada preliminarmente en el sur de México podría aportar información fundamental sobre la evolución geológica y las condiciones ambientales que acompañaron el proceso de divergencia entre Norte y Suramérica.

1.2 Objetivo

El objetivo de este trabajo es caracterizar de manera cuantitativa la variación composicional que se presenta en el registro estratigráfico del Jurásico en el sur de México y determinar los factores que la originaron. El área seleccionada para la realización de este trabajo es la Cuenca Otlaltepec, la cual aflora entre los poblados de Santo Domingo Tianguistengo y San Vicente Coyotepec (Fig. 1.1). En particular, las unidades de interés en este trabajo son la Formación Piedra Hueca, en la cual se ha documentado previamente la presencia de abundante feldespato potásico detrítico, y la Formación Otlaltepec, para la cual se ha reportado una composición más enriquecida en cuarzo (Morán-Zenteno et al., 1993; Verde-Ramírez, 2015).

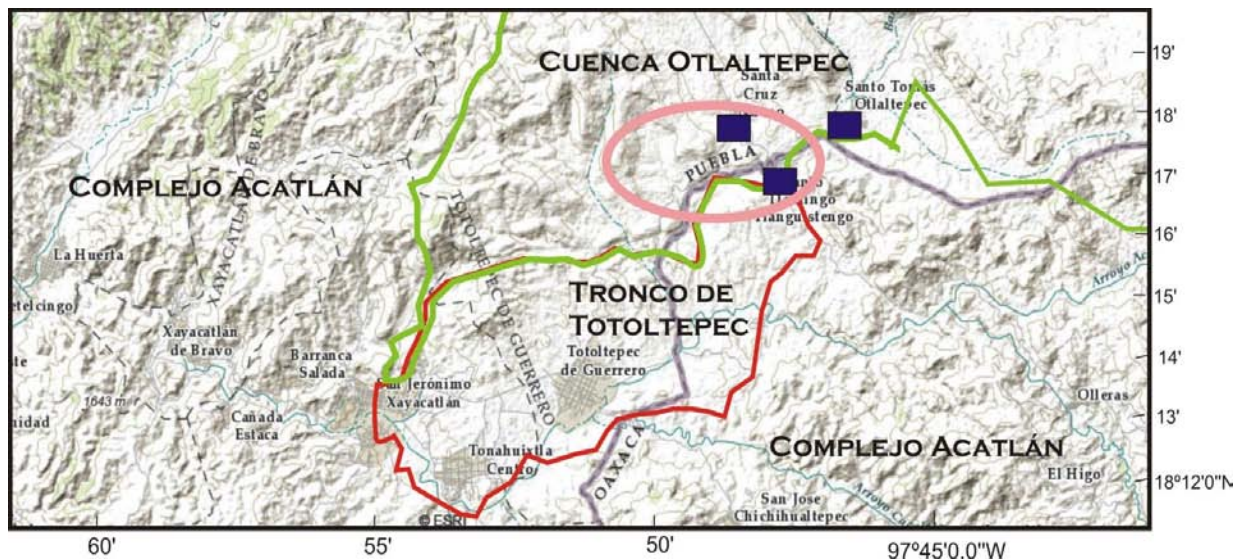


FIGURA 1. 1 MAPA DE LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE TRABAJO (ELIPSE ROSA) Y ÁREAS DE AFLORAMIENTO CUERPOS GEOLÓGICOS CIRCUNDANTES (MAPA TOPOGRÁFICO TOMADO DE INEGI, 2015).

Capítulo 2. Marco geológico

A partir del inicio del Triásico Tardío-Jurásico temprano, una reorganización global de las placas tectónicas determinó la fragmentación progresiva del supercontinente Pangea, culminando con la apertura del Océano Atlántico y el Golfo de México (Ross y Scotese, 1988; Pindell, et al., 1988; Dickinson y Lawton, 2001; Pindell y Kennan, 2009). Durante este evento tectónico principal, el territorio mexicano ocupaba una posición de particular interés, en cuanto se encontraba en el límite de placa naciente entre Norte y Suramérica (Fig. 2.1). Por esta razón, parte de las sucesiones del Triásico y Jurásico expuestas en México han sido interpretadas como resultado del depósito bajo un contexto tectónico de *rift* continental asociado a la fragmentación de Pangea y, en particular, a la apertura del Golfo de México (Morán-Zenteno et al., 1993; Padilla y Sánchez, 2007; Goldhammer, 1999; Campos-Madrigal et al., 2013; Silva-Romo et al., 2014).

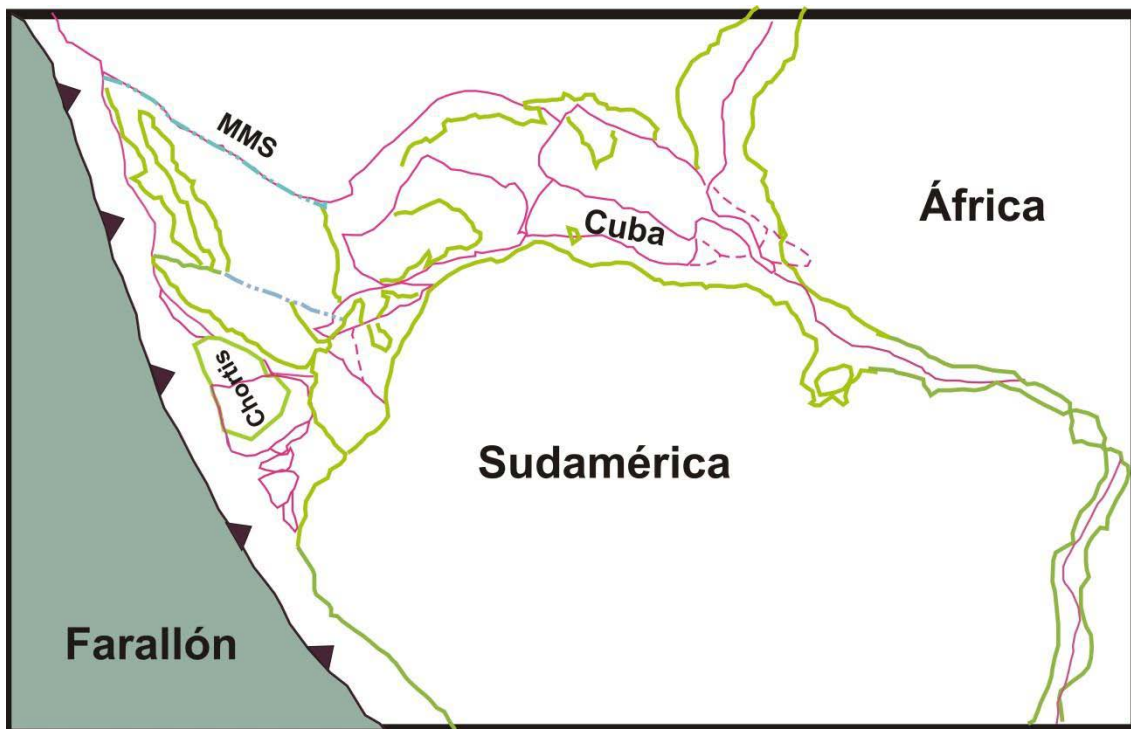


FIGURA 2. 1 RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE LA PANGEA DURANTE EL INICIO DEL MESOZOICO (MODIFICADO DE ROSS & SCOTESSE, 1988). NÓTESE LA UBICACIÓN DE MÉXICO A LO LARGO DEL LIMITE DE PLACA NACIENTE ENTRE NORTE Y SURAMÉRICA. MMS: MEGACIZALLA MOJAVE-SONORA.

En el sur de México, en los estados de Guerrero, Oaxaca y Puebla, sucesiones siliciclásticas del Jurásico desarrolladas durante el evento de *rift* continental afloran de manera aislada en cuencas extensionales o transtensionales que presentan direcciones preferenciales de elongación de N-S a NW-SE (Morán-Zenteno et al., 1993; Campos-Madrigal et al., 2013) (Fig. 2.2). Dichas cuencas están bordeadas por bloques de basamento, los cuales fueron exhumados progresivamente a lo largo de fallas mayores, cuya actividad representa un factor de control principal sobre el registro sedimentario (Morán-Zenteno et al., 1993; Campos-Madrigal et al., 2013; Verde-Ramírez, 2015).

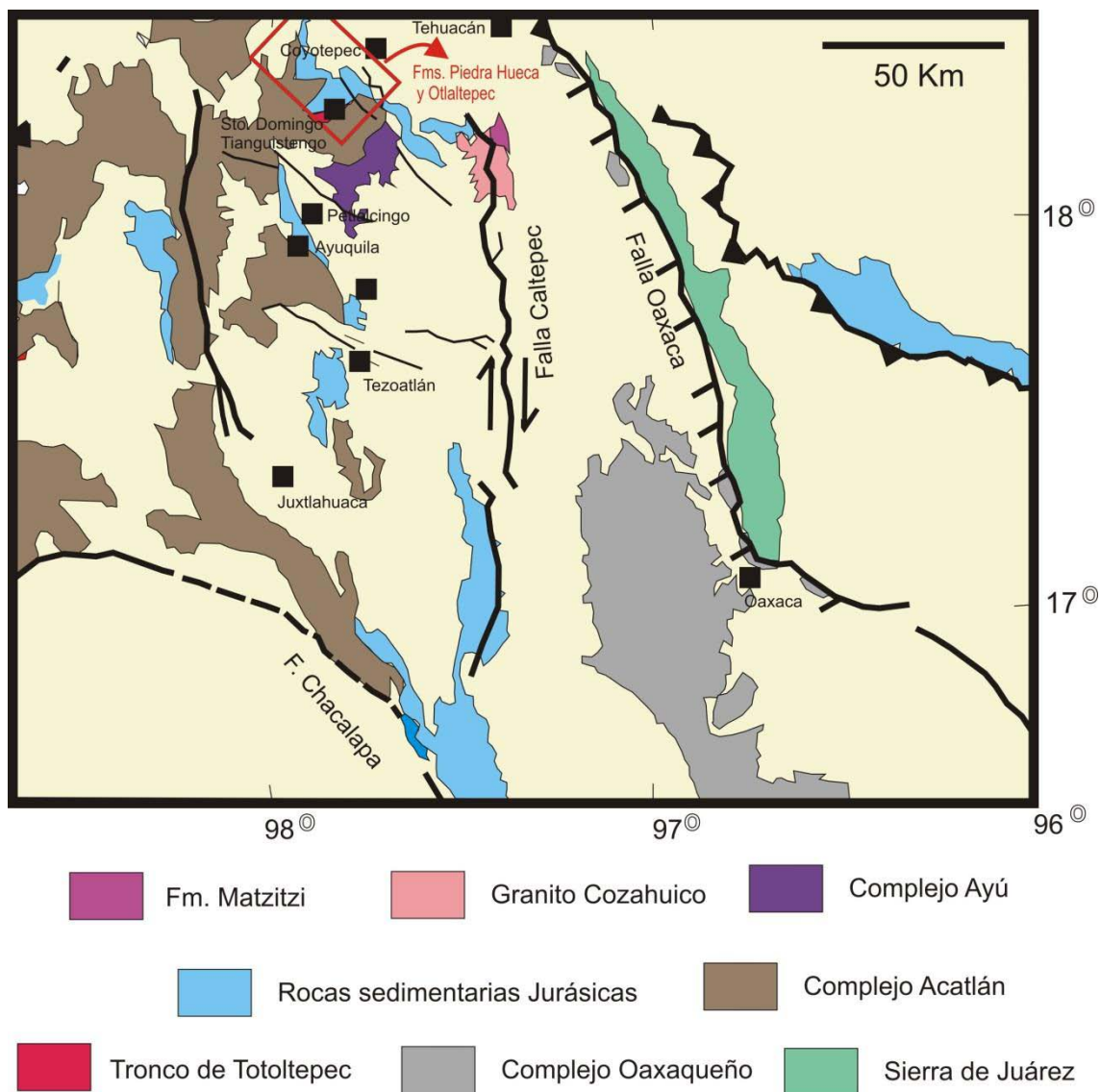


FIGURA 2. 2 MAPA ESQUEMÁTICO REGIONAL DEL SUR DE MÉXICO, DONDE SE MUESTRA LA UBICACIÓN DE LOS COMPLEJOS METAMÓRFICOS DEL BASAMENTO, DE LOS PRINCIPALES CUERPOS INTRUSIVOS DEL CARBONIFERO-TRIÁSICO, ASÍ COMO DE LAS SUCESIONES DEL JURÁSICO ASOCIADAS A LA FRAGMENTACIÓN DE LA PANGEA Y APERTURA DEL GOLFO DE MÉXICO (MODIFICADO DE HELBIG ET AL., 2012).

Debido a la gran riqueza de plantas fósiles, las sucesiones del Jurásico del sur de México han sido objeto de estudios paleontológicos desde el principio del siglo pasado (Wieland, 1914; Erben, 1956; Pérez-Ibargüengoitia et al., 1965; Silva-Pineda 1970; Person, 1976). Sin embargo, a pesar de su interés en la reconstrucción de la fragmentación de Pangea, trabajos sistemáticos enfocados en la definición estratigráfica, de los ambientes depositacionales y de la composición de los sedimentos de dichas sucesiones son todavía escasos y puntuales (Ortega-Guerrero, 1989; Morán-Zenteno et al., 1993; Campos-Madrigal et al., 2013; Silva-Romo et al., 2014; Verde-Ramírez, 2015). En particular, las cuencas que han sido principalmente objeto de estudio son, de norte a sur: la Cuenca Otlaltepec (Ramos-Leal, 1989; Ortega-Guerrero, 1989; Morán-Zenteno et al., 1993; Verde-Ramírez, 2015), la Cuenca Ayuquila (Campos-Madrigal et al., 2013; Silva-Romo et al., 2014) y la Cuenca Tezoatlán (Morán-Zenteno et al., 1993; Durán-Aguilar, 2013) (Fig. 2.3).

A continuación, se sintetiza la estratigrafía de estas tres cuencas sedimentarias y las características principales de las rocas que conforman sus basamentos, con el fin de proporcionar al lector el marco geológico regional en el cual se desarrolló la sucesión que fue estudiada en este trabajo. Adicionalmente, se describen de manera sintética también las rocas del Complejo Oaxaqueño, el cual está expuesto ~50 km al oriente de las cuencas anteriormente mencionadas (Fig. 2.2). Esto con el objetivo de brindar la información necesaria para la interpretación de la procedencia de las rocas clásticas estudiadas.

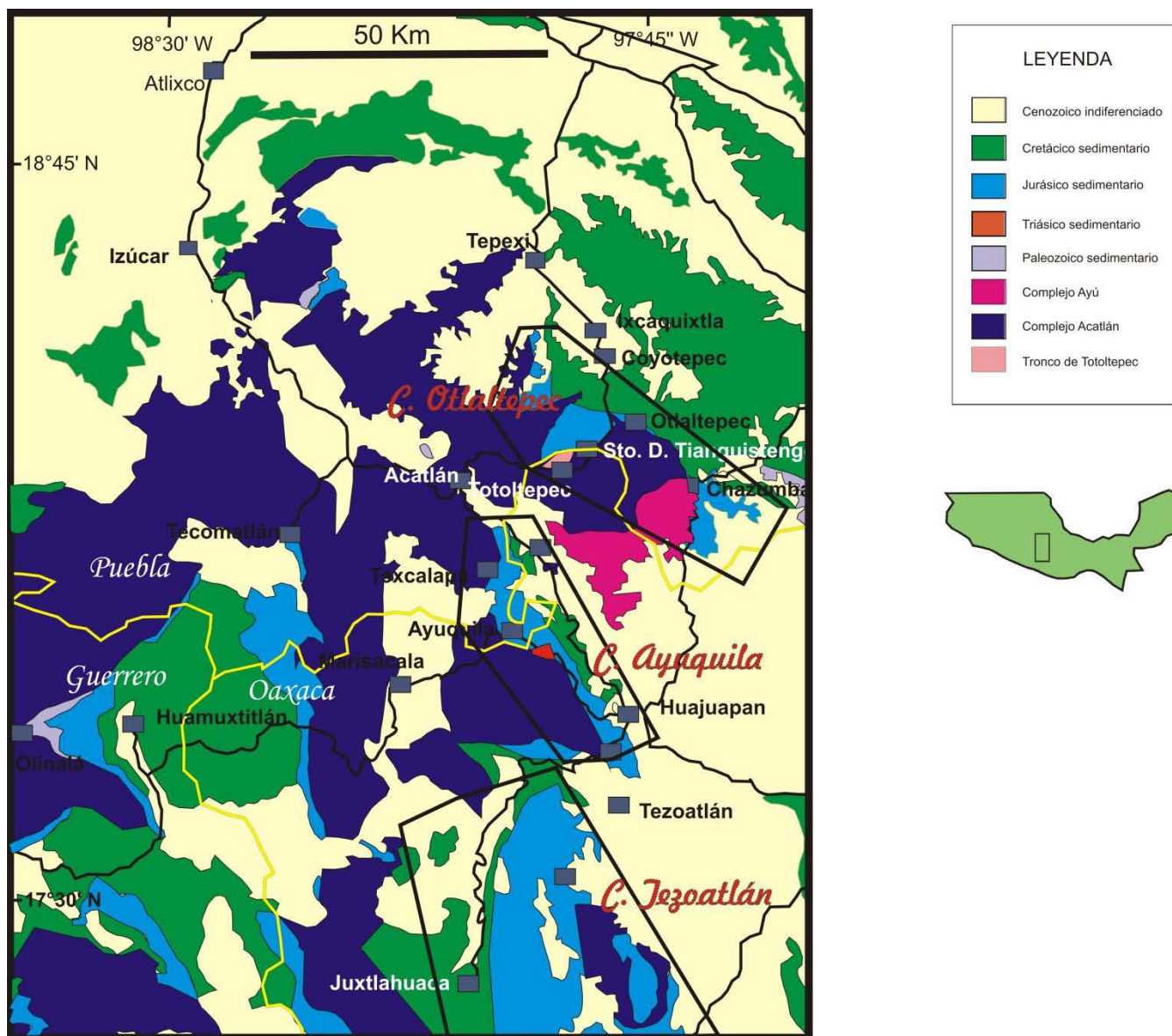


FIGURA 2. 3 MAPA ESQUEMÁTICO QUE MUESTRA LA UBICACIÓN DE LAS CUENCAS DE OTLALTEPEC, AYUQUILA Y TLAXIACO (MODIFICADO DE CAMPOS-MADRIGAL ET AL., 2013). ADICIONALMENTE, SE MUESTRA LA UBICACIÓN DEL COMPLEJO AYÚ Y DEL COMPLEJO ACATLÁN.

2.1. Rocas del basamento

Las rocas de basamento expuestas en el sur de México corresponden a los principales complejos metamórficos del Mesoproterozoico-Paleozoico y Mesozoico Inferior como los complejos Acatlán, Oaxaqueño y Ayú, así como a rocas intrusivas del Carbonífero-Triásico, las cuales han sido interpretadas como las raíces exhumadas de un arco continental.

2.1.1. El Complejo Oaxaqueño

El Complejo Oaxaqueño aflora en el sur de México entre la Falla Caltepec y la Falla Oaxaca (Fig. 2.2). Dicho complejo ha sido definido formalmente por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) como un bloque tectónico compuesto por rocas grenvillianas de la corteza continental media e inferior, metamorfoseadas en facies de granulitas. Dicho complejo está conformado por meta-anortositas, orto-gneises, charnoquitas, para-gneises, calcosilicatos y mármoles (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003). Edades U-Pb en circones entre ca. 1,300 y 1,012 Ma han sido reportadas por Solari *et al.* (2003) y Keppie *et al.* (2003), respectivamente, e interpretadas como edades de los protolitos ígneos. Las rocas del Complejo Oaxaqueño han sido consideradas el registro de una cuenca de *rift* de edad grenvilliana, deformada y metamorfoseada en facies de granulita durante un evento orogénico del Neoproterozoico Inferior, la Orogenia Zapoteca (Solari *et al.*, 2003). Rocas sedimentarias del Cámbrico-Silúrico cubren de manera disconforme el Complejo Oaxaqueño. Estas rocas contienen faunas y floras fósiles con una clara afinidad Gondwánica (Robinson y Pantoja-Alor, 1968; Pantoja-Alor, 1970; Sour-Tovar, 1990), lo que sugiere que el Complejo Oaxaqueño se acreció a Laurentia únicamente durante el Paleozoico medio o superior (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Centeno-García *et al.*, 1999; Sánchez-Zavala *et al.*, 1999; Centeno-García, 2005).

Las rocas del Complejo Oaxaqueño han sufrido varios episodios de exhumación a lo largo de la Falla Oaxaca, una estructura cortical

multireactivada que representa el límite oriental de este bloque. Evidencias de actividad de la Falla Oaxaca durante el final del Jurásico medio han sido documentadas por Alaniz-Álvarez et al. (1994), que han reportado una edad U-Pb de 165 Ma para los circones magmáticos del intrusivo sintectónico de San Felipe, el cual se encuentra emplazado a lo largo de esta estructura. Debido a su historia de reactivación múltiple, es difícil definir la cinemática de la falla de Oaxaca durante el Jurásico (Alaniz-Álvarez et al., 1994). Sin embargo, considerando que este lineamiento acomodó parte de la extensión NW-SE impuesta por la divergencia entre Norte y Sudamérica, es plausible que el movimiento a lo largo de la Falla Oaxaca durante el Jurásico medio fue lateral derecho y acompañado por una componente normal (v.g. Alaniz-Alvarez *et al.*, 1996)

2.1.2. El Complejo Acatlán

Definido originalmente por Ortega-Gutiérrez (1981), el Complejo Acatlán aflora únicamente en el sur de México, está en contacto con las rocas del Complejo Oaxaqueño por medio de la Falla Caltepec, una zona de cizalla lateral derecha del Pérmico con orientación N-S (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Fig. 2.2). El Complejo Acatlán está conformado por rocas Paleozoicas meta-sedimentarias y meta-ígneas polideformadas, con un grado metamórfico variable desde la facies de esquistos verdes a la de eclogitas (e. g. Ortega-Gutiérrez, 1981; Nance *et al.*, 2006; Keppie *et al.*, 2008; Ramos-Arias y Keppie, 2011). Las rocas del Complejo Acatlán han sido interpretadas como el registro de una cuenca de *rift* del Ordovícico, desarrollada marginalmente al Complejo Oaxaqueño durante la apertura del paleo-océano Reico. Los sedimentos de dicha cuenca fueron posteriormente acrecidos por medio de subducción y colisión continental a la margen de Laurencia en el Paleozoico Superior, durante el ensamble del súper-continente Pangea (Keppie *et al.*, 2008). Cabe resaltar que las rocas meta-sedimentarias del conjunto de *rift* están asociadas con rocas meta-volcánicas y meta-plutónicas de composición tanto máfica como félsica, de las cuales se han obtenido circones con edades

magmáticas entre ca. 480-440 Ma, así como circones heredados de edad Grenvilliana (Sánchez-Zavala *et al.*, 2004; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Vega-Granillo, 2006; Miller *et al.*, 2007; Keppie *et al.*, 2008; Morales-Gómez *et al.*, 2008). Capas rojas fluviales del Pérmico Superior (Formación Matzitzi) cubren de manera inconforme tanto el Complejo Acatlán como el Complejo Oaxaqueño (Centeno-García *et al.*, 2009), sucediendo la sutura de estos dos bloques litosféricos.

2.1.3. El Complejo Ayú

El Complejo Ayú aflora en el sur de México en un pilar tectónico delimitado al norte por la zona de cizalla La Providencia y al oeste por el sistema de fallas Petlalcingo-Huajuapán (Fig. 2.3) (Helbig, *et al.*, 2012). Dicho complejo está constituido por meta-pelitas micáceas y cuarcitas polideformadas y metamorfoseadas en facies de esquistos verdes y anfibolita (Helbig *et al.*, 2012). Las rocas del Complejo Ayú están parcialmente migmatizadas y cortadas por numerosos diques y cuerpos intrusivos de composición granítica (Helbig *et al.*, 2012). La edad de la migmatización del Complejo Ayú está acotada en 171 Ma con base en el fechamiento U-Pb en circones (Keppie *et al.*, 2004). Dicha edad coincide con el rango de edad obtenido para la intrusión de los diques y cuerpos graníticos, los cuales fueron emplazados entre 171 y 160 Ma (Helbig *et al.*, 2012). Con base en estos datos, Helbig *et al.* (2012), asocian el origen de los intrusivos del Complejo Ayú al proceso de migmatización de las rocas meta-sedimentarias.

Una característica notable de los granitos del Complejo Ayú es la escasez de circones magmáticos del Jurásico medio y superior formados durante el proceso de emplazamiento de estos diques y cuerpos intrusivos, y la gran abundancia de circones Paleozoicos y Precámbricos heredados de las rocas meta-sedimentarias encajonantes (Helbig *et al.*, 2012).

La interpretación sobre el origen del Complejo Ayú es controvertida. Helbig *et al.* (2012) han propuesto que los protolitos sedimentarios de este complejo fueron depositados en una cuenca de tras-arco del Triásico-Jurásico inferior, sucesivamente deformada y migmatizada durante el Jurásico medio en un canal de subducción, y posteriormente exhumados por extensión entre 161 y 147 Ma. Además, Campos-Madrigal *et al.* (2013) han propuesto que la exhumación del Complejo Ayú ocurrió durante el Jurásico Medio, generando la migmatización y el emplazamiento de los granitos entre 171 y 160 Ma.

2.1.4. Intrusivos del Carbonífero-Triásico

En las rocas de los complejos Oaxaqueño y Acatlán se encuentran emplazados cuerpos intrusivos del Carbonífero-Triásico inferior que han sido interpretados como las raíces de un arco magmático continental desarrollado por la subducción de la placa Farallón en la margen occidental de Pangea (Torres *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García, 2005; Elías-Herrera *et al.*, 2005; Kirsch *et al.* 2012). De este cinturón de intrusivos hacen parte el Tronco de Totoltepec y el Granito Cozahuico (Fig. 2.2).

El Tronco de Totoltepec aflora al norte del Complejo Ayú (Fig. 2.3.). Actualmente, se encuentra delimitado por fallas. Dicho intrusivo está compuesto predominantemente por granito, granodiorita y, en menor medida, gabro, diorita y tonalita (Kirsch *et al.*, 2012). El fechamiento U-Pb en circón ha permitido constreñir la edad de emplazamiento del tronco de Totoltepec entre 306 y 289 Ma (Kirsch *et al.*, 2012).

El Granito Cozahuico aflora al este del Complejo Ayú, a lo largo de la Falla Caltepec, la cual yuxtapone el Complejo Acatlán al Complejo Oaxaqueño (Elías-Herrera *et al.*, 2005) (Fig. 2.2). Dicho intrusivo está compuesto principalmente por granito, en parte milonitizado, cuya edad de emplazamiento ha sido constreñida en 270 Ma con base en el fechamiento U-Pb en circón (Kirsch *et al.*, 2012).

2.2 La Cuenca Otlaltepec

La Cuenca Otlaltepec está localizada en los estados de Oaxaca y Puebla, entre los poblados de Santo Domingo Tianguistengo y San Vicente Coyotepec (Fig. 2.3). Dicha cuenca está conformada por una sucesión de origen continental, transicional y marino que sobreyace de manera inconforme a las rocas del Complejo Acatlán y del Tronco de Totoltepec (Fig. 2.3).

La parte continental de la sucesión sedimentaria ha sido subdividida en cuatro formaciones que, desde la más antigua a la más joven, son: las formaciones Tianguistengo, Piedra Hueca, Otlaltepec y Magdalena (Ramos-Leal, 1989; Morán-Zenteno et al., 1993; Ortega-Guerrero, 1989; Verde-Ramírez, 2015 <<en preparación>>) (Fig. 2.4).

Las rocas de la Formación Tianguistengo han sido agrupadas, desde el trabajo de Morán-Zenteno et al. (1993), con la sobreyacente Formación Piedra Hueca para formar una unidad informal nombrada unidad Piedra Hueca. Sin embargo, ya en 1989 Ramos-Leal había propuesto la subdivisión de la unidad Piedra Hueca en las formaciones Tianguistengo y Piedra Hueca (Fig. 2.4), ésta idea es reforzada, debido a las diferencias en los conjuntos de facies, por Verde-Ramírez (2015) <<en preparación>>. La formación Tianguistengo ha sido definida por Verde-Ramírez (2015) como una sucesión de arenisca, lutita y escaso conglomerado desarrollada en un ambiente de llanura de inundación. Dicha formación contiene fósiles de troncos y marcas de raíces que, sin embargo, no permiten la atribución de esta unidad a un intervalo cronoestratigráfico específico.

La Formación Tianguistengo se encuentra sobreyacida por medio de una discordancia angular por la Formación Piedra Hueca (Fig. 2.4) (Ortega-Guerrero, 1989; Morán-Zenteno et al, 1993). Dicha unidad está conformada por una sucesión de conglomerado polimíctico, arcosa gruesa a fina y lutita que se

depositaron en un sistema fluvial de canales entrelazados (Ortega-Guerrero, 1988; Morán-Zenteno et al., 1993; Verde-Ramírez, 2015).

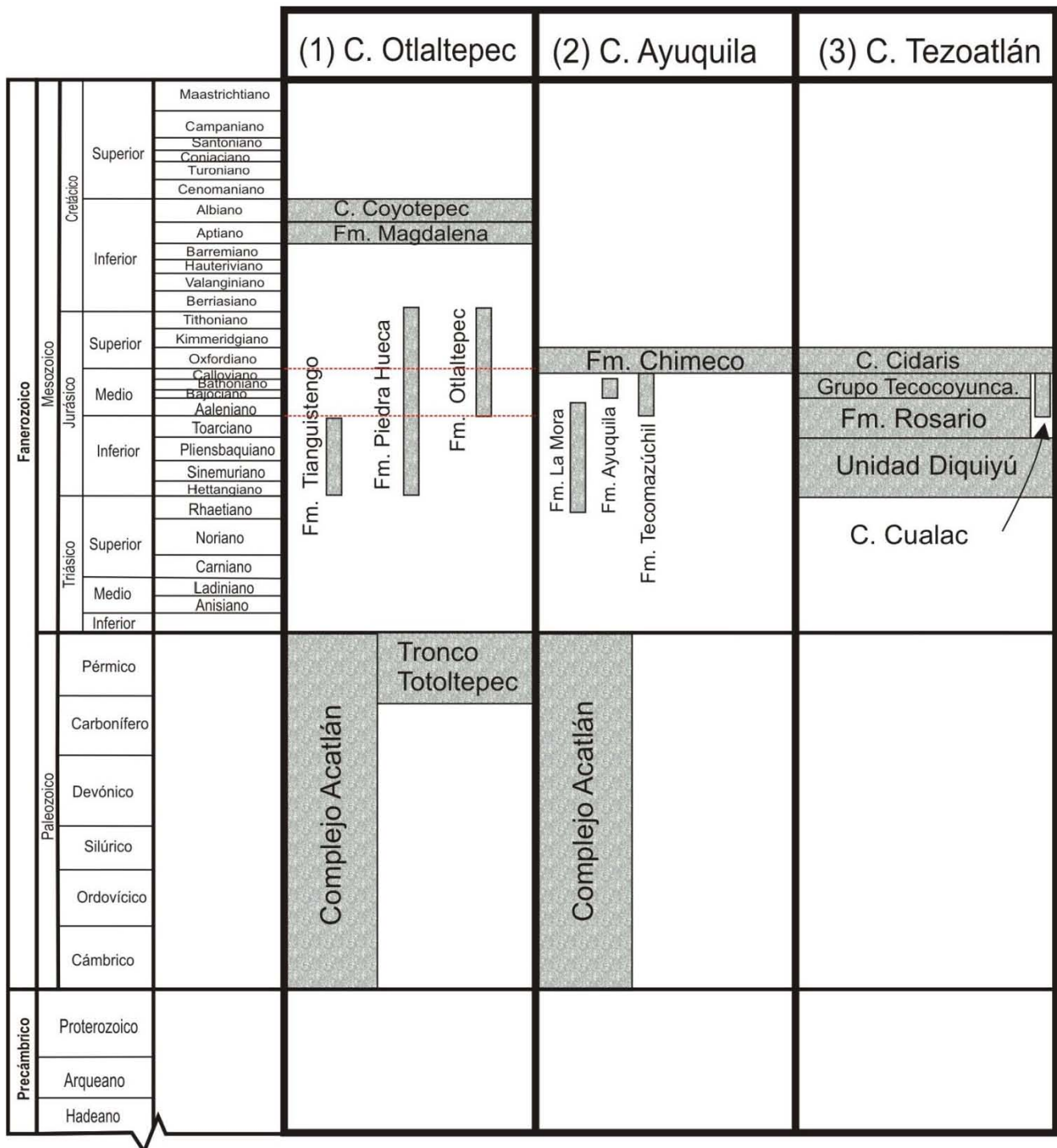


FIGURA 2. 4 RESUMEN DE LAS EDADES COMPROBADAS O INTERVALOS DE EDAD DE LAS UNIDADES QUE CONSTITUYEN CADA CUENCA. ALGUNOS INTERVALOS DE EDAD SE TRASLAPAN PUESTO QUE NO SE SABE CON EXACTITUD LA EDAD DE LA MISMA NI LA EDAD DEL CONTACTO (LÍNEA PUNTEADA) CON LA UNIDAD SUPERIOR O INFERIOR. (1) RAMOS-LEAL, 1989; ORTEGA-GUERRERO, 1989; MORÁN-ZENTENO ET AL, 1993; VERDE-RAMÍREZ, 2015<<EN PREPARACIÓN>>. (2) CAMPOS-MADRIGAL ET AL, 2013; SILVA-ROMO ET AL., 2014. (3) DURÁN-AGUILAR, 2013. EDAD BASAMENTOS: KEPPIE ET AL, 2008; KIRSCH ET AL, 2012.

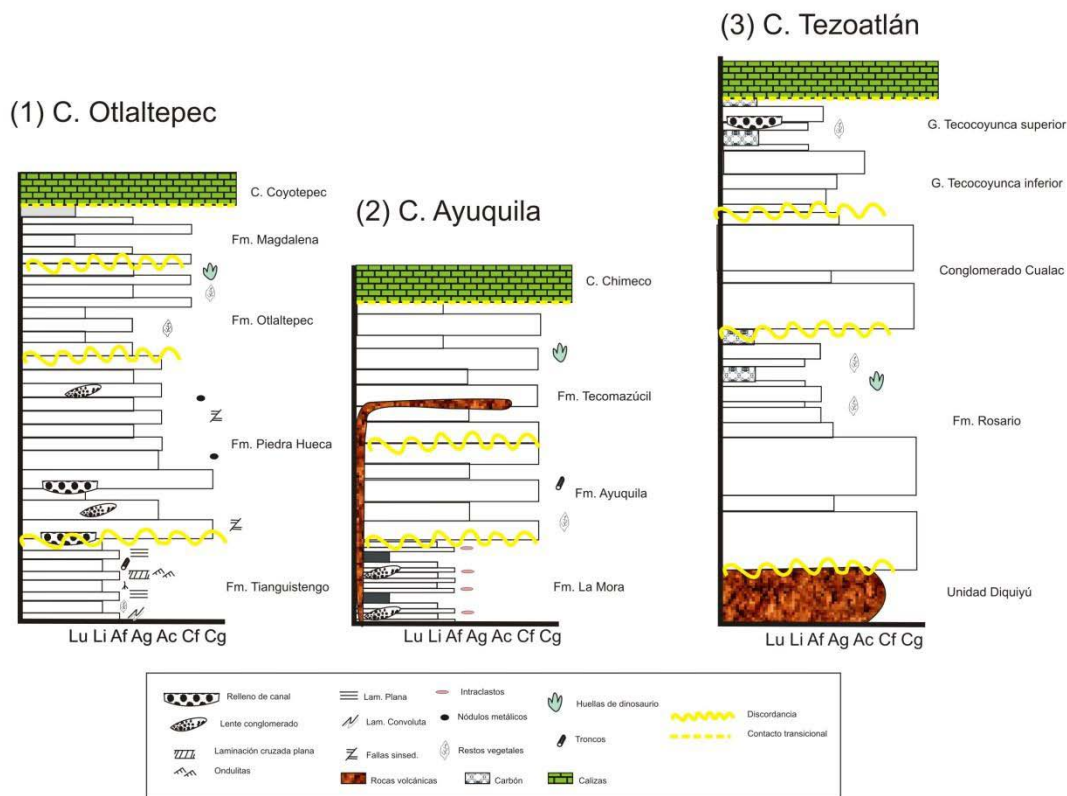


FIGURA 2. 5 RESUMEN GRÁFICO DE LAS CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS DE LAS UNIDADES DE CADA CUENCA (1) ORTEGA-GUERRERO, 1989; MORÁN-ZENTENO ET AL, 1993; VERDE-RAMÍREZ, 2015 <<EN PREPARACIÓN>>; (2) CAMPOS-MADRIGAL ET AL, 2013; SILVA-ROMO ET AL. 2014; (3) DURÁN-AGUILAR, 2013; MORÁN-ZENTENO, 1993.

Una característica notable de los niveles de conglomerados presentes en la formación Piedra Hueca es el elevado contenido en fragmentos de granito (Ortega-Guerrero, 1989; Ortega-Guerrero y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Morán-Zenteno *et al*, 1993; Verde-Ramírez, 2015 <<en preparación>>). Sin embargo, hasta la fecha no existe algún estudio sistemático sobre la procedencia de esta unidad que pueda confirmar que el Tronco de Totoltepec representó una de las fuentes principales para la formación Piedra Hueca. Las rocas de la formación Piedra Hueca contienen impresiones de restos vegetales (troncos y hojas) que, sin embargo, no presentan condiciones de preservación idóneas para su

determinación paleontológica detallada (Morán-Zenteno et al., 1993). Por esta razón, no es posible constreñir con precisión la edad de esta unidad.

La Formación Piedra Hueca está sobreyacida en discordancia angular por la Formación Otlaltepec (Ortega-Guerrero, 1988; Morán-Zenteno et al., 1993; Verde-Ramírez, 2015 <<en preparación>>) (Fig. 2.4). Esta última unidad está compuesta por una alternancia de arenisca y lutita depositada en un ambiente aluvial o fluvial de canales entrelazados (Ortega-Guerrero, 1988; Morán-Zenteno et al., 1993; Verde-Ramírez, 2015 <<en preparación>>). A diferencia de la Formación Piedra Hueca, la cual está compuesta abundantemente por arcosas, las areniscas de la Formación Otlaltepec muestran una composición significativamente más enriquecida en cuarzo (Silva-Romo et al, 2011) . Sin embargo, a pesar de la importancia que podría tener este cambio composicional en la reconstrucción paleogeográfica y tectónica del sur de México, hasta la fecha no existe algún estudio detallado sobre la procedencia de la Formación Otlaltepec. Aunque se ha reportado el hallazgo de flora fósil en la Formación Otlaltepec (Morán-Zenteno 1993), hasta el momento no se cuenta con algún trabajo paleontológico que permita asignar una edad precisa a esta unidad.

Finalmente, la Formación Otlaltepec está sobreyacida en discordancia angular por la Formación Magdalena (Fig. 2.4) (Ortega-Guerrero, 1988; Morán-Zenteno et al., 1993), la cual está conformada por una alternancia de conglomerado, arenisca, lutita y margas (Ortega-Guerrero, 1988; Morán-Zenteno et al., 1993). La Formación Magdalena parece representar una unidad transicional entre la sedimentación continental registrada por las unidades subyacentes y una transgresión marina representada por las sobreyacentes calizas del Albiano-Cenomaniano de la Caliza Coyotepec (Morán-Zenteno et al, 1993) (Fig. 2.4).

2.3. La Cuenca Ayuquila

La Cuenca Ayuquila está localizada al sur de la cuenca de Otlaltepec, entre los poblados de Huajuapán de León y Petlalcingo (Fig. 2.3). Dicha cuenca

está constituida por una sucesión continental a marina que sobreyace de manera inconforme a las rocas paleozoicas del Complejo Acatlán al oeste (Campos-Madrigal *et al.*, 2013). El borde oriental de la cuenca de Ayuquila está representado por las rocas metamórficas del Complejo Ayú. Sin embargo, el contacto entre este último y la sucesión de la cuenca de Ayuquila se encuentra sepultado debajo de rocas y sedimentos del Cenozoico (Campos-Madrigal *et al.*, 2013) (Fig. 2.3).

Los depósitos continentales de la Cuenca Ayuquila han sido agrupados en tres unidades litoestratigráficas que, desde la más antigua a la más joven, son: las formaciones La Mora, Ayuquila, y Tecomazúchil (Campos-Madrigal *et al.*, 2013) (Fig. 2.5).

La Formación La Mora está conformada por estratos delgados de lutita y arenisca fina a media, con algunos lentes de grava que contienen intraclastos de lutita (Silva-Romo *et al.*, 2014). Icnofósiles de diferentes tipos son comunes en las superficies de los estratos, así como el desarrollo de paleosuelos incipientes (Silva-Romo *et al.*, 2014). Con base en sus características sedimentarias y petrológicas, la Formación La Mora ha sido interpretada como el registro de una planicie aluvial extensa desarrollada bajo condiciones de clima árido (Silva-Romo, *et al.*, 2014). El depósito de la Formación La Mora está pobremente constreñida entre 210 Ma, edad de los circones detríticos más jóvenes en ella contenidos, y 164 Ma, edad U-Pb en circón de cuerpos hipabisales de composición granítica que cortan a dicha unidad (Campos-Madrigal *et al.*, 2013; Silva-Romo *et al.*, 2014).

Una característica notable de la Formación La Mora es su contenido significativo de circones con edades del Paleoproterozoico superior, los cuales han sido interpretados por Silva-Romo *et al.* (2014) como la evidencia del desarrollo de una llanura de inundación a partir de un sistema fluvial de gran longitud, que transportaba y descargaba importantes cantidades de sedimento desde el cratón de Amazonía hasta la margen occidental de la Pangea ecuatorial.

El conjunto de facies de la formación La Mora es muy similar al que caracteriza la formación Tianguistengo de la Cuenca Otlaltepec. Sin embargo, debido a la dificultad que implica constreñir de manera detallada la edad de estas dos unidades, una correlación estratigráfica no ha sido todavía documentada.

La Formación La Mora está sobreyacida por medio de una discordancia angular por la Formación Ayuquila (Fig. 2.5), la cual fue definida originalmente por Campos-Madrigal et al. (2013). Dicha formación está constituida por conglomerado y arcosa, interpretados como el registro de abanicos aluviales y sistemas fluviales entrelazados (Campos-Madrigal et al., 2013). Con base en el análisis petrográfico, la geocronología de circones detríticos y la determinación de paleocorrientes, Campos-Madrigal et al. (2013) han sugerido que los depósitos de la Formación Ayuquila fueron alimentados por las rocas intrusivas y metamórficas del Complejo Ayú. Dicha interpretación parece tener coherencia si se considera que el conjunto de facies que caracteriza esta unidad implica que la fuente de alimentación se localizaba en una posición proximal al oriente del área de depósito.

La edad de la Formación Ayuquila está constreñida entre 181 Ma, edad de los circones detríticos más jóvenes en ella contenidos, y 164 Ma, edad U-Pb en un circón de un cuerpo hipabisal emplazado en esta unidad (Campos-Madrigal et al., 2013). Sin embargo, considerando que los datos presentados por Campos-Madrigal et al. (2013) sugieren que el depósito de esta unidad se relaciona con la exhumación del Complejo Ayú, es posible restringir el rango de edad depositacional para la Formación Ayuquila entre 171 Ma, edad más antigua reportada para la migmatización y exhumación del Complejo Ayú, y 164 Ma, edad del cuerpo hipabisal. Dicho rango de edad concuerda con la edad del Jurásico Medio inferida por Silva-Pineda (1978) con base en la flora fósil contenida en la Formación Ayuquila.

La Formación Ayuquila se encuentra sobreyacida en discordancia angular por la Formación Tecomazúchil (Fig. 2.5). Dicha unidad está constituida por una alternancia de conglomerado, arenisca y lutita, que se depositaron en un sistema fluvial entrelazado y abanicos aluviales coalescentes

(Campos-Madrigal et al., 2013). A diferencia de la Formación Ayuquila, las rocas sedimentarias de la Formación Tecomazúchil muestran un enriquecimiento significativo en el contenido de cuarzo. El cambio composicional observado entre las rocas clásticas de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil ha sido interpretado preliminarmente por Campos-Madrigal et al (2013) como el resultado de un cambio climático. En particular, de acuerdo con estos autores, el enriquecimiento en cuarzo que caracteriza la formación Tecomazúchil sería el resultado de un cambio repentino de un clima seco a uno húmedo, el cual sería el responsable de la progresiva disminución del feldespato en los depósitos por hidrólisis o disolución. Aunque la propuesta de Campos-Madrigal et al. (2013) parece lógica e interesante, estos mismos autores no han presentado datos que sustenten esta hipótesis.

La edad de la Formación Tecomazúchil está constreñida entre 174 Ma, edad de los circones detríticos más jóvenes en ella contenidos, y el Oxfordiano, edad paleontológica de las sobreyacentes calizas de la Formación Chimeco (Morán-Zenteno et al., 1993; Campos-Madrigal et al., 2013) (Fig. 2.4 y 2.5).

2.4. La Cuenca Tezoatlán

La Cuenca Tezoatlán está localizada al sur de la Cuenca Ayuquila, entre los poblados de Tezoatlán y Juxtlahuaca (Fig. 2.3). Dicha cuenca consta de una sucesión vulcano-sedimentaria continental a marina que sobreyace por medio de una inconformidad a las rocas metamórficas del Complejo Acatlán (Durán-Aguilar, 2014). La parte continental de la sucesión está compuesta por cuatro unidades litoestratigráficas que, desde la más antigua a la más joven, son: las formaciones Diquiyú y Rosario Nuevo, el Conglomerado Cualac y el Grupo Tecocoyunca (González-Torres, 1989; Morán-Zenteno et al., 1993) (Figs. 2.4 y 2.5).

La Formación Diquiyú está conformada por rocas volcánicas de composición principalmente andesítica y, en menor medida, riolítica (González-Torres, 1989; Morán-Zenteno et al., 1993). La determinación de la edad de esta unidad por métodos isotópicos es difícil, debido a la alteración hidrotermal e intemperización pervasivas características de estas rocas, así como a la escasez de circones magmáticos (González-Torres, 1989). En efecto, la gran mayoría de los circones contenidos en las rocas volcánicas de la formación Diquiyú han arrojado edades que van del Paleozoico al Precámbrico, atestiguando su carácter heredado (Durán-Aguilar, 2013). Con base en la presencia de tres circones con edades comprendidas entre 197 y 184 Ma, Durán-Aguilar (2013) ha propuesto ubicar la formación Diquiyú dentro del Jurásico inferior. Sin embargo, cabe remarcar que los cristales del Jurásico analizados por este autor han arrojado en todos los casos edades discordantes.

Sobreyaciendo a la Formación Diquiyú en contacto estratigráfico concordante, se encuentra la Formación Rosario (Fig. 2.6), la cual está conformada por una potente sucesión de conglomerado volcaniclástico que pasa lateralmente, en cambio de facies, a una alternancia de arenisca y lutita (González-Torres, 1989; Morán-Zenteno et al., 1993; Jiménez-Rentería, 2004). Las rocas de la Formación Rosario han sido interpretadas como el registro del depósito de abanicos aluviales proximales a distales, que se desarrollaron por la erosión de los relieves volcánicos representados por la formación Diquiyú (González-Torres, 1989; Morán-Zenteno et al., 1993; Jiménez-Rentería, 2004).

Con base en la flora fósil contenida en la Formación Rosario, Erben (1956) y Silva-Pineda y Buitrón (1999) han asignado una edad Toarciano-Aleniano a esta unidad.

La Formación Rosario está sobreyacida en contacto estratigráfico transicional por el Conglomerado Cualac (Fig. 2.6), el cual se caracteriza por la abundancia significativa de clastos de cuarzo y, en menor medida, fragmentos de rocas metamórficas cuarzosas (Durán-Aguilar, 2014). Escasas son las intercalaciones de cuarzo-arenitas con estratificación delgada (Durán-Aguilar,

2014). Las rocas del Conglomerado Cualac han sido interpretadas como el registro de abanicos aluviales asociados a fuertes pendientes (Morán-Zenteno et al., 1993).

El cambio composicional abrupto desde conglomerados volcanoclásticos de la Formación Rosario a los terrígenos ricos en cuarzo del Conglomerado Cualac no ha sido investigado con detalle. Sin embargo, es interesante notar cómo dicho cambio composicional está registrado en las sucesiones de todas las cuencas principales del sur de México (Campos-Madrigal et al, 2013; Morán-Zenteno et al, 1993; Durán-Aguilar, 2014)

A pesar de la flora fósil encontrada en el Conglomerado Cualac, ésta no está bien preservada y no es posible determinar de manera precisa la edad de esta unidad con datos paleontológicos (Silva-Pineda et al, 1988). Con base en su posición estratigráfica, el Conglomerado Cualac ha sido asignado tentativamente al Jurásico Medio (Morán-Zenteno et al., 1993).

El Conglomerado Cualac está sobreyacido en contacto estratigráfico transicional por el Grupo Tecocoyunca (Fig. 2.6). Dicho grupo está conformado por una sucesión compuesta por una alternancia de arenisca rica en cuarzo, lutita, y niveles de caliza, los cuales son escasos en la parte inferior y se vuelven frecuentes hacia la cima (González-Torres, 1989; Morán-Zenteno et al., 1993). Dicha sucesión ha sido interpretada como el registro estratigráfico de una llanura de inundación progresivamente cubierta por aguas marinas (Morán-Zenteno et al., 1993).

La edad del Grupo Tecocoyunca ha sido acotada en el Bajociano-Calloviano por medio de la determinación paleontológica en la abundante flora y fauna contenida en esta unidad (Alencaster, 1963; Silva-Pineda, 1978; Westermann et al., 1984; Cantú-Chapa, 1998).

Las rocas del Grupo Tecocoyunca se encuentran sobreyacidas en contacto transicional por la Caliza con *Cidaris* (Fig. 2.6), la cual ha sido depositada en un ambiente marino franco a partir del Oxfordiano (Morán-Zenteno et al., 1993).

Capítulo 3. Marco teórico

3.1 Agentes que determinan la composición de las areniscas

Las rocas sedimentarias clásticas se originan en la superficie de la Tierra como resultado de la compleja interacción entre las rocas que conforman los relieves del planeta y los agentes exógenos que actúan sobre ellos (atmósfera, hidrosfera y biósfera). Con base en esta premisa, la composición de las rocas sedimentarias clásticas puede ser considerada el resultado de una mezcla compleja de factores, que incluyen tanto los procesos endógenos como los exógenos. Los procesos endógenos están relacionados con un determinado contexto tectónico, que da lugar a las rocas que conforman el relieve. Mientras que los procesos exógenos son característicos de ciertas fajas climáticas, a su vez relacionados con la geometría y extensión del sistema de drenaje de una cierta cuenca sedimentaria. Los procesos que determinan la composición de una roca sedimentaria clástica son: 1) la tectónica, 2) el clima, 3) el relieve, 4) el grado de transporte –la distancia recorrida- y 5) el ambiente de depósito.

3.1.1. *Influencia de la Tectónica*

La composición de una roca sedimentaria clástica depende sustancialmente de la naturaleza y composición de las rocas que conforman los relieves terrestres, puesto que son producto del reciclaje de éstos (e.g. Pettijohn et al., 1987; Blatt, 1992). Asimismo, considerando que la composición de las rocas que conforman los relieves es intrínsecamente relacionada con el proceso tectónico que ha determinado su origen (fallas normales, inversas, oblicuas o vulcanismo), la composición de las rocas sedimentarias clásticas reflejará de manera rigurosa el contexto tectónico en el cual éstas se depositaron (Dickinson y Suzcek, 1979; Dickinson, 1985). De acuerdo con estas consideraciones, desde el siglo pasado, los petrólogos sedimentarios han

utilizado la composición de las rocas terrígenas como una herramienta para descifrar la evolución tectónica de un determinado entorno geológico (e.g. Dickinson y Suzcek, 1979; Ingersoll y Suczek, 1979; Dickinson y Valloni, 1980; Dickinson, 1985; Marsaglia e Ingersoll, 1992; Marsaglia, 1995; Critelli et al., 2002; Garzanti et al., 2003; Garzanti et al., 2006; Garzanti et al., 2007).

3.1.2. Influencia del clima

El clima es el directo responsable del tipo de meteorización química que afecta a las rocas en un determinado entorno geológico, determinando la composición del sedimento resultante. El factor que mayormente controla el tipo de meteorización química es la cantidad de precipitación pluvial. Por estas razones, en el ámbito de la petrología de rocas sedimentarias clásticas, es posible identificar tres tipos climáticos fundamentales: tropical húmedo, semihúmedo templado y semiárido y mediterráneo (e.g. Weltje, 1994). Los climas áridos-semiáridos promueven esencialmente reacciones químicas de óxido-reducción, las cuales afectan principalmente a los componentes minerales ferro-magnesianos como el olivino, piroxeno, anfíbol y biotita (Walker, 1967; Bridge y Demicco, 2008). Dichos componentes no figuran en el diagrama de composición de las areniscas de Folk (1974); por lo tanto, el tipo de meteorización química que rige en climas áridos-semiáridos no produce virtualmente ningún efecto composicional de primer orden, en cuanto que actúa fundamentalmente sobre componentes no tomados en cuenta en el diagrama de composición de areniscas. Por otro lado, los climas húmedos favorecen reacciones químicas de disolución e hidrólisis, que afectan, además de los componentes ferromagnesianos, a los componentes minerales félsicos, como los feldespatos (Bridge y Demicco, 2008). Es decir, los climas húmedos tienen la capacidad de empobrecer progresivamente un sedimento en ciertos componentes minerales termodinámicamente inestables en un sistema sedimentario y, consecuentemente, enriquecerlo en el componente que es comúnmente el más estable: el cuarzo (Suttner, 1974; Suttner et al., 1981;

Mack, 1984; Basu, 1985). Como la abundancia modal de los feldespatos y del cuarzo es fundamental en la determinación de la composición de una arenisca, es posible determinar la modificación composicional ejercida por el clima por medio de un análisis modal de componentes minerales. Finalmente, los climas templados producen efectos intermedios respecto a los dos extremos mencionados anteriormente.

3.1.3. Influencia del relieve

El relieve es un parámetro de importancia fundamental en determinar la eficiencia de la meteorización química y, conjuntamente con el clima, representa un factor de control de primer orden de la composición de las rocas terrígenas (Suttner et al., 1981; Basu, 1985; Grantham y Velbel, 1988). En efecto, el tipo de relieve determina el tiempo de residencia *in situ* del detrito generado por la degradación mecánica de una roca fuente. Relieves muy abruptos están sujetos a tasas de erosión más elevadas con respecto a relieves suaves. Es decir, en condiciones de relieve suave, el detrito generado por la degradación mecánica de una roca fuente permanecerá por más tiempo en su sitio de origen, permitiendo que los agentes químicos de meteorización actúen de forma importante, desestabilizando la mayor cantidad de minerales inestables. Como consecuencia, climas húmedos asociados a relieves suaves son las condiciones más favorables para que se produzca un sedimento con una composición drásticamente diferente con respecto a aquella de la roca fuente (Suttner et al., 1981; Basu, 1985; Grantham y Velbel, 1988). Al contrario, climas áridos-semiáridos y relieves muy abruptos favorecen la generación de sedimentos cuya composición refleja de manera fiel la composición de su roca fuente (Suttner et al., 1981; Basu, 1985; Grantham y Velbel, 1988).

3.1.4. Influencia del transporte

Los procesos de meteorización química afectan al detrito en circulación en un sistema sedimentario hasta el momento en que el sedimento es depositado y sucesivamente sepultado bajo otros depósitos estratigráficamente más jóvenes. Es decir, las reacciones químicas de meteorización afectan al detrito no solo en el sitio de origen (área fuente), sino también durante todo el proceso de transporte (e.g. Johnsson et al., 1988; Johnsson et al., 1991; Savage y Potter, 1991). Además, la interacción entre las partículas durante el transporte determina la fragmentación de los granos más lábiles en partículas cada vez más pequeñas, lo que favorece y acelera su degradación química; por ende, la cantidad de transporte, entendido como la distancia recorrida por el sedimento, determinará el grado de fragmentación de los clastos transportados, así como el tiempo de interacción disponible entre los componentes detríticos y el fluido en el cual estos se encuentran viajando. Como consecuencia, una distancia limitada favorece la preservación de los componentes minerales originales reciclados de la roca fuente. Al contrario, en condiciones de clima cálido húmedo o templado, un grado de transporte muy elevado permitirá la degradación química completa de los componentes minerales inestables, produciendo un sedimento con una composición moderada a sumamente modificada con respecto a la composición de la roca fuente (Johnsson et al., 1988; Johnsson et al., 1991; Savage y Potter, 1991; van de Kamp, 2010). Este proceso es comúnmente llamado en la literatura como “fraccionamiento sedimentario”, y su fundamento reside en el concepto de “madurez composicional” propuesto hace cuatro décadas por Folk (1974). Con base en estas consideraciones, es posible asumir que la composición de las areniscas es intrínsecamente dependiente de la geometría de una cuenca sedimentaria y de la capacidad de transporte del sistema de drenaje al que esta cuenca se encuentra asociada.

3.1.5. Influencia del ambiente de depósito

El ambiente de depósito también puede influenciar dramáticamente la composición de un sedimento. Esto es particularmente veraz para aquellos ambientes en donde, debido al vaivén de la corriente, el sedimento parece haber recorrido distancias extraordinariamente grandes, como los ambientes litorales dominados por oleaje o mareas (Suttner et al., 1981; Mack, 1984). En efecto, estimaciones de la cantidad de transporte de partículas en estos ambientes varían de 31.5×10^6 a 36.5×10^6 km/Ma (Swett et al., 1971; Suttner et al., 1981), lo cual excede por varios órdenes de magnitud el transporte observado, por ejemplo, en los sistemas fluviales. Debido a esta característica, el sedimento depositado en estos ambientes sufrirá un incremento notable en cuanto a los efectos del fraccionamiento sedimentario (Suttner et al., 1981).

Capítulo 4. Metodología

4.1. Trabajo de campo

La cartografía geológica adoptada como punto de partida de este trabajo es la realizada por Verde-Ramírez (2015) <<en preparación>>. Dicha cartografía se utilizará únicamente para la localización de las columnas estratigráficas medidas.

El trabajo de campo realizado en el marco de este proyecto de tesis permitió el levantamiento de dos columnas estratigráficas con el Báculo de Jacob. En cada una de las columnas se incluyó el contacto entre las formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec y, por ende, ambas encuadran la variación composicional objeto de estudio. El levantamiento detallado de las columnas estratigráficas permitió el reconocimiento de las diferentes litofacies que configuran a las unidades analizadas, lo cual permitió establecer el tipo de ambiente sedimentario en que ocurrió el depósito de acuerdo con Miall (2006).

Paralelamente a la identificación de litofacies, se realizaron mediciones de paleocorrientes a partir de estructuras sedimentarias, como la laminación o estratificación cruzada, así como formas de erosión, como los turboglifos. Los datos obtenidos de las mediciones fueron corregidos a la horizontal con la ayuda de la red estereográfica y posteriormente graficados en diagramas en roseta.

Finalmente, se recolectaron más de 30 muestras de arenisca de diferentes niveles estratigráficos para el análisis composicional. En cada sitio de muestreo se extrajo una cantidad de aproximadamente 15-20 kg del estrato de interés. Se procuró recolectar las muestras de estratos con muy poca o nula meteorización, con el objetivo de minimizar lo mejor posible la presencia de componentes secundarios y la sustitución de los componentes detríticos originales.

Todas las muestras y los datos recolectados en campo fueron georeferenciados con un GPS MAP 60 CSX Garmin, en el sistema de coordenadas UTM con el datum NAD 27.

4.2. Análisis petrográfico de roca total

Las muestras de arenisca recolectadas a lo largo de las columnas medidas fueron observadas al microscopio para su reconocimiento petrográfico. Veintitrés láminas delgadas fueron seleccionadas para el análisis composicional cuantitativo, el cual fue realizado con base en el conteo de puntos de acuerdo con el método Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970). Para realizar el conteo de puntos con el método de Gazzi-Dickinson, se recurre a herramientas tales como el microscopio petrográfico y el contador de puntos.

El método establece que se ha de colocar una muestra en lámina delgada sobre la superficie de la platina del microscopio, donde ya ha sido instalado el contador de puntos. El contador de puntos es un soporte metálico que permite desplazar la lámina delgada a lo largo de dos direcciones ortogonales y que, además, tiene una escala milimétrica labrada en cada uno de sus brazos, permitiendo determinar en detalle el desplazamiento de la lámina. De esta manera, el contador de puntos permite el desplazamiento regular, progresivo, lateral y vertical de una lámina delgada. La metodología de conteo de puntos se basa en el deslizamiento repetitivo de la lámina objeto de estudio y el conteo, bajo el microscopio, de los diferentes componentes de la roca clástica localizados a cada movimiento del contador en el cruce de los hilos, punto central del objetivo. Este método permite, por lo tanto, la determinación exacta de los porcentajes modales (número de frecuencia de cada grano en Galehouse, 1969) de los diferentes tipos de componentes que conforman una roca detrítica.

A diferencia de otros métodos de conteo de puntos, la metodología Gazzi-Dickinson permite independizar la composición modal de una arenisca de su tamaño de grano (Ingersoll *et al*, 1984; Zuffa, 1985). Lo anterior sucede porque el método Gazzi-Dickinson impone que:

- 1) todos los componentes monominerales se cuenten como clastos monocristalinos (Fig 4.1);
- 2) los granos policristalinos compuestos por cristales de tamaño mayor a 0.0625 mm (por ej. fragmentos de rocas intrusivas y arenisca) se cuenten como granos monocristalinos de acuerdo al tipo de componente de este fragmento que se encuentre en el cruce de los hilos (Fig. 4.1);
- 3) los granos policristalinos compuestos por cristales de tamaño inferior a 0.0625 mm (por ej. fragmentos de lutita, vidrio volcánico, radiolarita, rocas metamórficas micro- a cripto-cristalinas) se cuentan como fragmentos líticos (Fig. 4.1);
- 4) los granos policristalinos mixtos, compuestos por componentes tanto mayores como menores a 0.0625 mm (por ej. clastos de rocas volcánicas porfíricas), se cuentan como granos monocristalino o fragmentos líticos dependiendo del tamaño de grano del componente que se encuentre bajo el cruce de los hilos (Fig. 4.1).

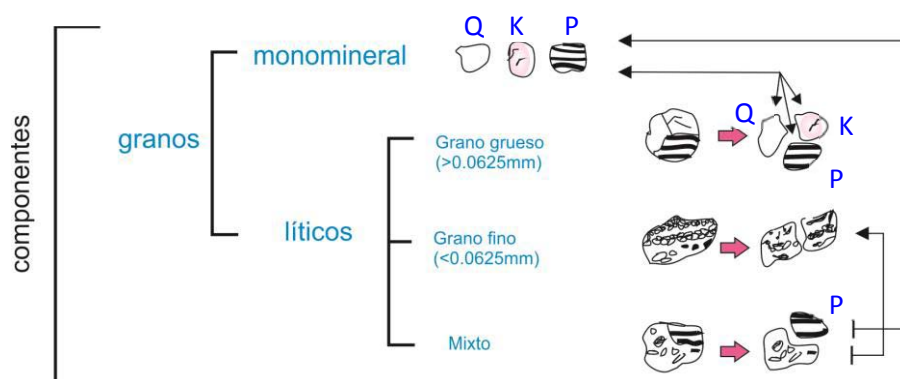


FIGURA 4.1 ESQUEMA QUE MUESTRA LA FORMA EN LA QUE SE CUENTAN LOS DISTINTOS TIPOS DE GRANO, SEGÚN EL MÉTODO GAZZI-DICKINSON (MODIFICADO DE ZUFFA, 1985).
 Q: CUARZO, K: FELDESPATO ALCALINO, P: PLAGIOCLASA.

Actualmente no hay un acuerdo común sobre el número de puntos mínimo que se requiere contar por cada lámina delgada de arenisca. Van der Plas y Tobi (1965) han demostrado estadísticamente que contando un número mínimo de 300 puntos se obtienen errores 2σ comprendidos entre el 5.8% y 4% (nivel de confianza del 95%) para poblaciones con abundancia entre el 73 y 14% (Fig. 4.2), mientras que un conteo de 500 puntos reduce el error dentro de un rango comprendido entre el 4.4 y 3.1%. En este trabajo, para cada muestra de arenisca se contaron entre 300 y 400 puntos.

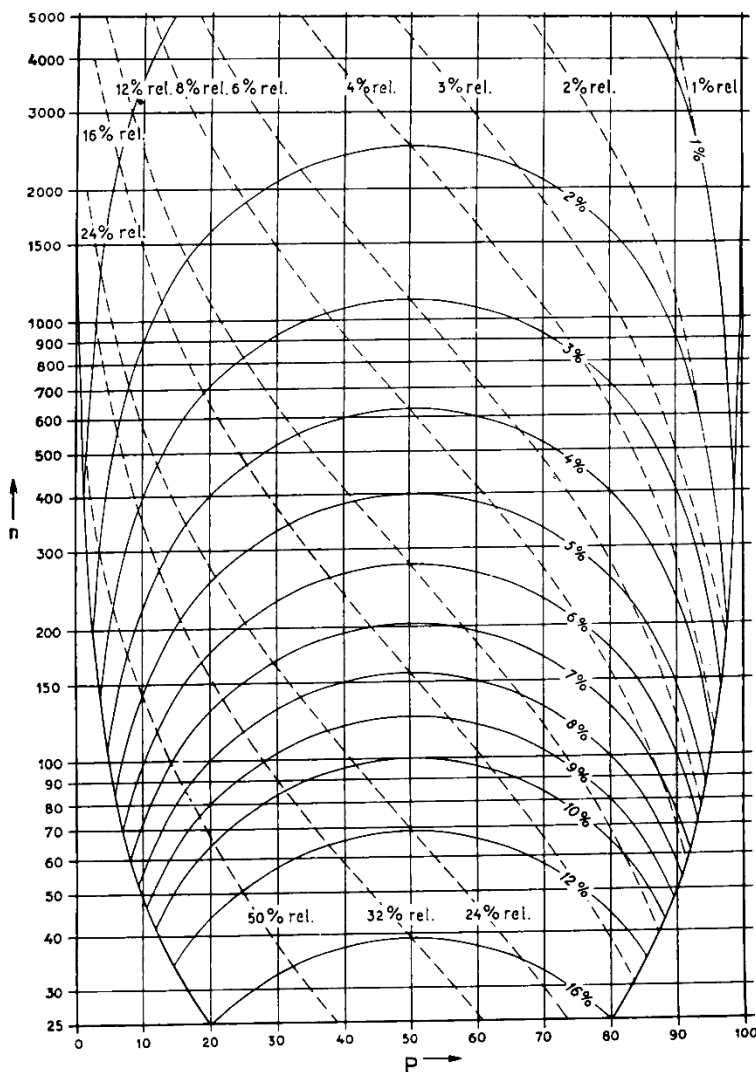


FIGURA 4.2 GRÁFICA DE VAN DER PLAS Y TOBI (1965), EN LA QUE SE MUESTRA LA CONFIABILIDAD DEL CONTEO AL VARIAR EL NÚMERO DE PUNTOS CONTADOS (N).

Las categorías de componentes detríticos utilizadas en este trabajo para el conteo de puntos de roca total se eligieron a partir de los trabajos de Dickinson (1970), Zuffa (1985) e Ingersoll (1984). En total, se utilizaron 28

categorías de componentes detríticos, con el objetivo de determinar a detalle todas las posibles diferencias en la composición y procedencia entre las unidades objeto de estudio. Los datos obtenidos del conteo de puntos se graficaron tanto en los diagramas ternarios convencionales de Folk (1974) y Dickinson (1985), así como en los diagramas de Suttner y Dutta (1986) y Eynatten y Gaupp (1999), los cuales son construidos específicamente para determinar la influencia del clima y relieve en la composición de sedimentos y rocas sedimentarias.

4.3. Separación de minerales pesados

Dieciséis muestras de arenisca de aproximadamente 15 kg cada una fueron seleccionadas para la separación de minerales pesados. El proceso de separación se realizó de acuerdo a la metodología clásica establecida por Morton (1985) y Mange y Maurer (1992). Dicha metodología consiste en 4 pasos fundamentales, que son: 1) molienda, 2) separación por tamaño de grano, 3) concentración de minerales pesados por vía húmeda y 4) decantación en líquidos de alta densidad.

La molienda de las muestras se realizó en el Taller de Separación de Minerales del Instituto de Geología de la UNAM por medio de una prensa hidráulica usada específicamente para la trituración de rocas (Fig. 4.3A). El material obtenido de la molienda fue posteriormente tamizado y la fracción de tamaño de grano inferior a 0.149 mm fue procesada con la Mesa Wilfley para obtener la concentración de minerales pesados por vía húmeda (Fig. 4.3B). Finalmente, el material obtenido de la concentración por vía húmeda fue depurado de todas las partículas de minerales ligeros restantes por medio de la decantación en líquidos de alta densidad. En este caso, se usó específicamente el bromoformo, como fue sugerido por Morton (1985) (Fig. 4.3C). Finalmente, el material obtenido fue nuevamente tamizado para obtener la fracción de tamaño comprendida entre 0.062 y 0.125 mm (Fig. 4.4D), como

fue recomendada por Mange y Maurer (1992) para el análisis modal de minerales pesados.



FIGURA 4.3 A) PRENSA HIDRÁULICA DEL TALLER DE MOLIEDA DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA DE LA UNAM; B) MESA WILFLEY; C) EMBUDO CON BROMOFORMO Y VASO DE PRECIPITADOS CON FILTRO PARA RECIBIR LOS MINERALES DECANTADOS Y D) TAMICES CON MALLAS DE 0.124 Y 0.062 MM.

4.4. Análisis modal de minerales pesados

Los minerales pesados obtenidos del proceso de separación fueron montados en láminas delgadas para realizar el conteo de puntos. El conteo de puntos se realizó empleando el método del listón (*ribbon method* en Galehouse, 1969 y Mange y Maurer, 1993). Para cada lámina fueron contados alrededor de 300 puntos de minerales no opacos.

Diversas categorías fueron consideradas en el conteo de puntos de minerales pesados, sumando 11 en total. Con el fin de realizar un análisis de variedad dentro de las distintas clases de minerales pesados (e.g. Morton y Hallsworth, 1999), se tomaron en cuenta también la morfología externa y el color de los cristales en la definición de las categorías del conteo de puntos.

4.5 Geocronología U-Pb de circones detríticos

Cuatro muestras de arenisca, dos de la formación Piedra Hueca y dos de la formación Otlattepec, fueron seleccionadas para el fechamiento de circones detríticos. Por cada muestra, se seleccionaron manualmente bajo el microscopio binocular más de 200 granos de circón. Los circones elegidos se montaron en una probeta de resina epóxica. Las probetas de resina se desgastaron utilizando papel abrasivo (1500 grit) hasta llegar aproximadamente a la mitad del grosor de los granos de circón. Posteriormente, la probeta de resina epóxica con los circones se pulió con abrasivo de diamante en suspensión (6 y 1 μ m) para obtener una superficie lo más homogénea posible. Con el fin de poder observar la textura interna de los cristales y poder seleccionar de manera adecuada los puntos de análisis, los circones montados y pulidos fueron fotografiados bajo catodoluminiscencia (CL) utilizando un luminoscopio ELM3R montado sobre un microscopio binocular, este último conectado con una cámara digital.

Los análisis isotópicos se efectuaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM, por medio de ablación láser y espectrometría de masas de plasma inducido acoplado (*laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*, LA-MC-ICP-MS). La ablación de los circones se realizó con un láser Resolution M-50/Lambda Physik LPX 220 Excimer, que trabaja con una longitud de onda de 193 nm, acoplado con un cuadrupolo ICP-MS Thermo XseriesII. Los detalles sobre la metodología analítica se pueden encontrar en Solari *et al.* (2010) y http://www.geociencias.unam.mx/~solari/index_files/LEI/LA-ICPMS.html. Para la reducción de los datos se utilizó la metodología descrita en Solari y Tanner (2012), la cual emplea el estándar Plěšovice ($\pm 337 \pm 0.4$ Ma, Slama *et al.*, 2008). La corrección para el plomo común se realizó empleando las ecuaciones de Andersen (2002), asumiendo la composición inicial de plomo reportada por Stacey y Kramers (1975) debido a la imposibilidad de medir de manera detallada el ^{204}Pb . Los errores relacionados con la calibración del estándar, la edad del estándar, la composición del plomo común y la constante de decaimiento de uranio se reportan al nivel 2σ . Una vez realizada la reducción y corrección, se descartaron los datos que presentan pérdida de plomo, errores mayores al 5% y porcentajes de discordancias superiores al 17%, en cuanto que se considera que éstos datos no tienen algún significado geológico real. Los resultados fueron graficados en el diagrama de concordia Tera-Wasserburg (1972) por medio del programa de *Isoplot*, versión 4.0 (Ludwig, 2008). Con este mismo programa, se graficaron los modelos de probabilidad de densidad, los cuales se utilizaron para interpretar las poblaciones de circones contenidas en las muestras de arenisca.

Capítulo 5. Caracterización sedimentológica de las unidades litoestratigráficas

Las unidades sedimentarias que son el objeto de estudio en este trabajo son las formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec, las cuales representan las porciones mediana y superior, respectivamente, del registro estratigráfico de la cuenca de Otlaltepec. A continuación, se proporciona la descripción de los rasgos litológicos y sedimentológicos de ambas unidades con base en las observaciones realizadas durante el trabajo de campo.

5.1 Formación Piedra Hueca

Dos columnas estratigráficas de 475 y 54.5 m fueron levantadas dentro de la Formación Piedra Hueca hasta el contacto con la sobreyacente Formación Otlaltepec (Figs. 5.1 y 5.2). Las columnas fueron levantadas a lo largo de las barrancas Piedra Hueca y Magdalena, como se muestra en la Figura 5.4.

A lo largo de las columnas levantadas, la Formación Piedra Hueca está compuesta por conglomerado, arenisca conglomerática a fina, limolita y lodolita (Figs. 5.1 y 5.2). Los conglomerados están compuestos predominantemente por fragmentos de granito con feldespatos potásicos (Fig. 5.5) y, en menor medida, por clastos de rocas metamórficas y sedimentarias. Con base en la observación de las muestras de mano, las areniscas de la Formación Piedra Hueca se pueden clasificar como arcosas. Fragmentos y moldes de troncos y ramas fósiles, así como impresiones de hojas de plantas niveles centimétricos a decimétricos de carbón son relativamente comunes en esta unidad (Fig. 5.7).

Columna SDT

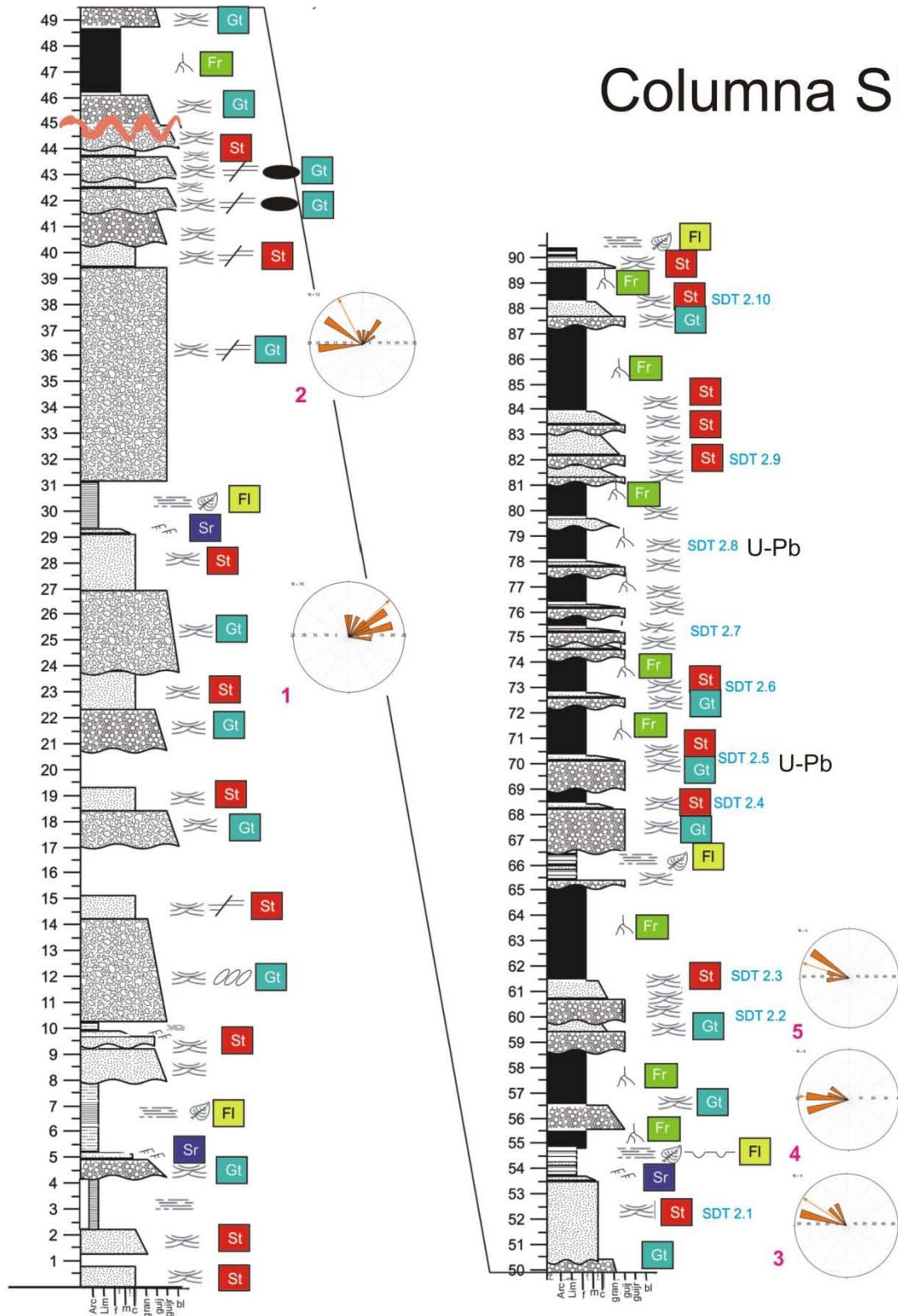


FIGURA 5. 1 COLUMNA LEVANTADA A LO LARGO DEL MEANDRO DEL RÍO MAGDALENA, REFERIDA COMO COLUMNA SDT.

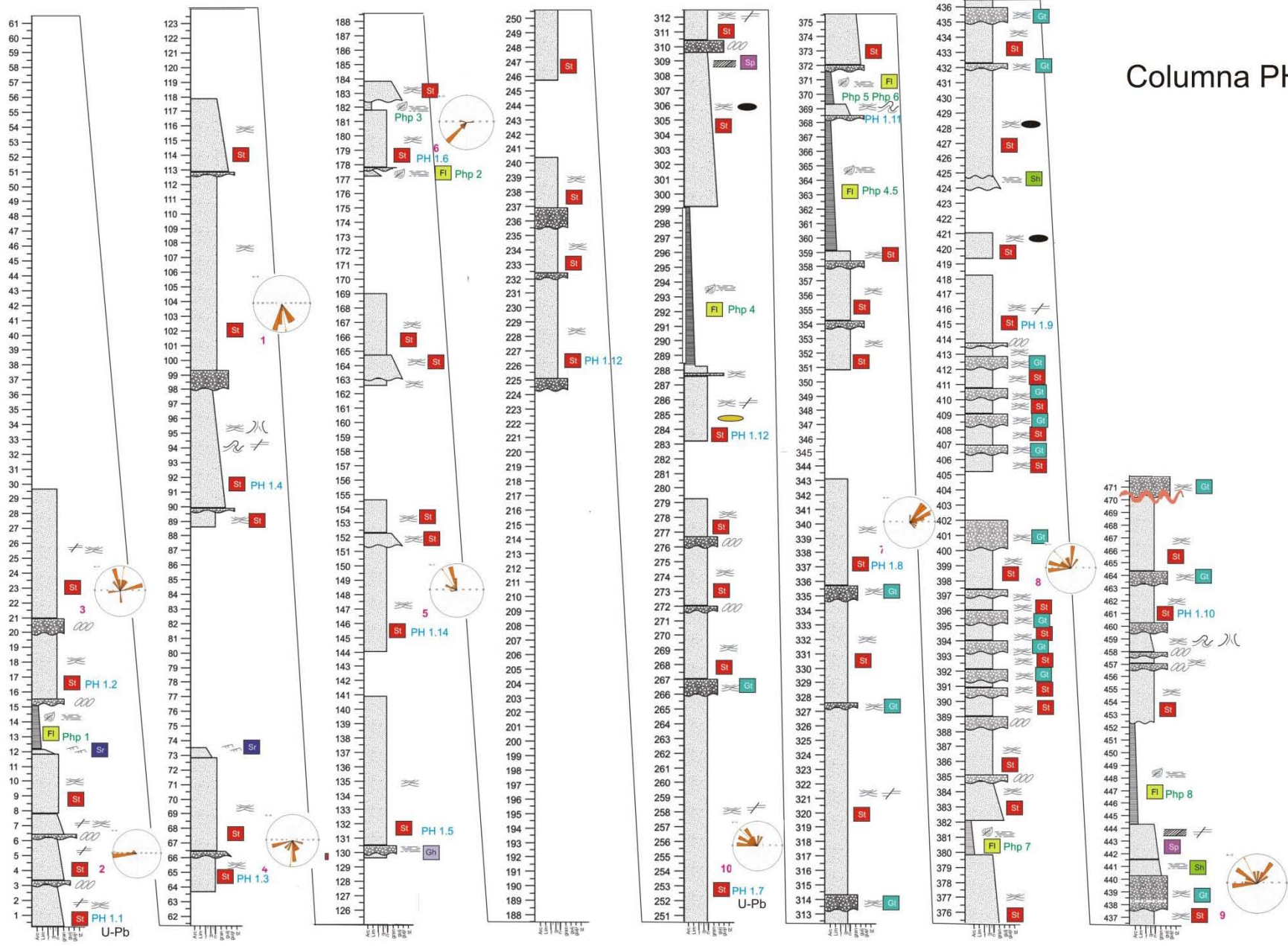


FIGURA 5. 2 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA PH, LEVANTADA A LO LARGO DEL MEANDRO DE LA BARRANCA MAGDALENA

Explicación de los símbolos

	Estratificación curvada o acanalada		Discordancia angular
	Estratificación cruzada plana		Huellas de troncos
	Estratificación paralela al plano de estratificación		Raíces
	Ondulitas		Restos de plantas
	Imbricación		Carbón
	Estructuras de discos y pilares		Muestra para palinología
	Laminación convoluta		Muestra para petrografía y minerales pesados
	Fallas sinsedimentarias		Sitio de medición de paleocorrientes
	Intraclastos		Muestra de paleosuelos
			Facies

FIGURA 5. 3 EXPLICACIÓN DE LOS SÍMBOLOS DE LAS COLUMNAS DE LAS FIGURAS 5.1 Y 5.2.

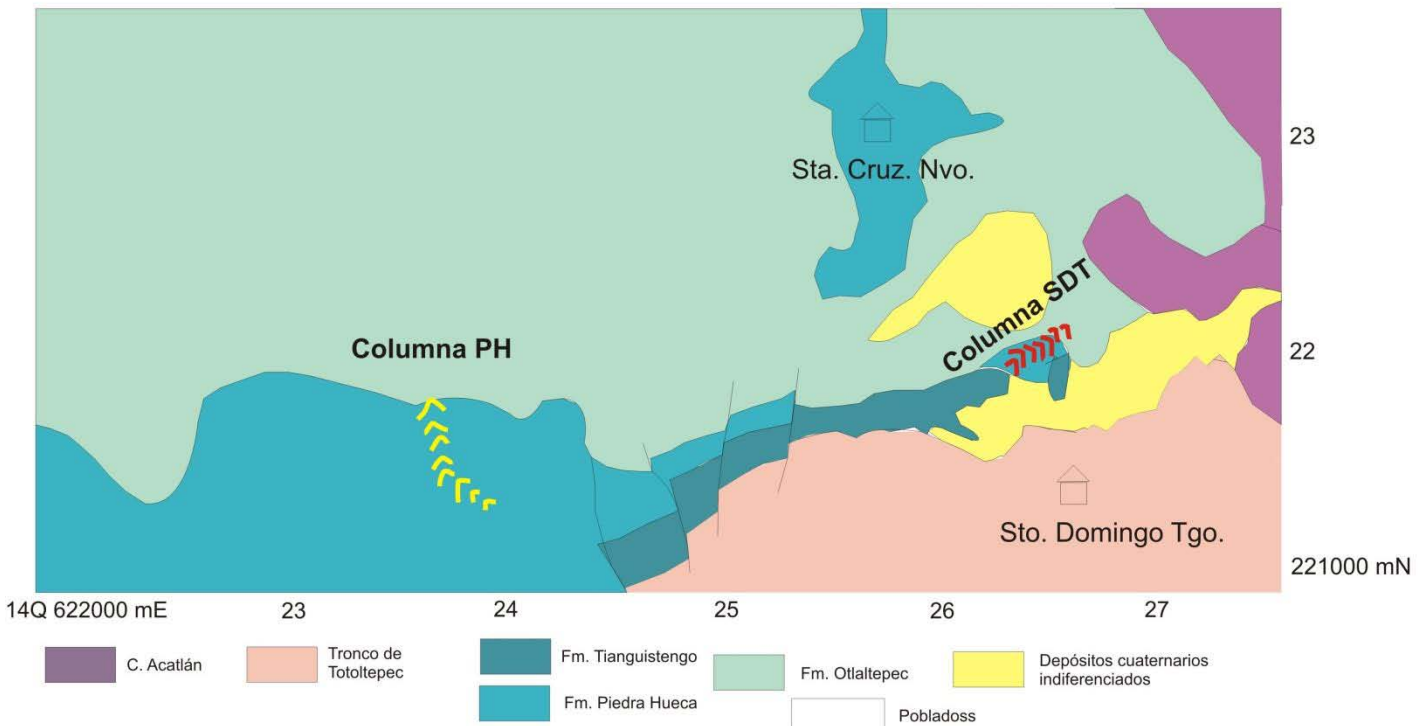


FIGURA 5. 4 MAPA QUE MUESTRA A ESCALA LOCAL LOS CONTACTOS ENTRE LAS FORMACIONES PIEDRA HUECA Y OTALTEPEC. SE MUESTRA LA UBICACIÓN DE LAS COLUMNAS. (SIMPLIFICADO DE VERDE-RAMÍREZ, 2015 <<EN PREPARACIÓN>>)

Litofacies de grava	Gmm	grava matriz-soportada	Litofacies de arena	Sp	arena con estratificación cruzada plana
	Gmg	mal clasificada, matriz de arena o limo mal clasificada. Puede tener gradación, en cuyo caso la última letra se vuelve g		St	arena con estratificación cruzada hamacada
	Gci	grava clasto-soportada con gradación inversa		Sr	arena con ondulitas
	Gcm	grava masiva clasto-soportada		Sh	arena estratificada horizontalmente
	Gh	grava con estratificación horizontal clasto soportada		Ss	arena de relleno de socavaciones: arena que se encuentra por encima de las superficies erosivas, mal clasificada, gruesa a muy gruesa, puede contener intraclastos
	Gt	grava con estratificación cruzada hamacada		Sm	arena masiva
	Gp	grava con estratificación cruzada plana			
Litofacies no-clásticas	P	carbonatos pedogenéticos	Litofacies clásticas de grano fino	Fl	arena muy fina, limo y lodo interlaminados pueden tener bioturbación y ondulitas
	C	carbón		Fsm	limolita y lutita interlaminadas
		Fm		limo y lodo masivo	
		Fr		capa de raíces	

FIGURA 5. 5 LISTADO Y DESCRIPCIÓN DE LAS LITOFACIES DE MIALL (2006)



FIGURA 5. 6 CLASTOS DE GRANITO EN CONGLOMERADO DE LA FM. PIEDRA HUECA

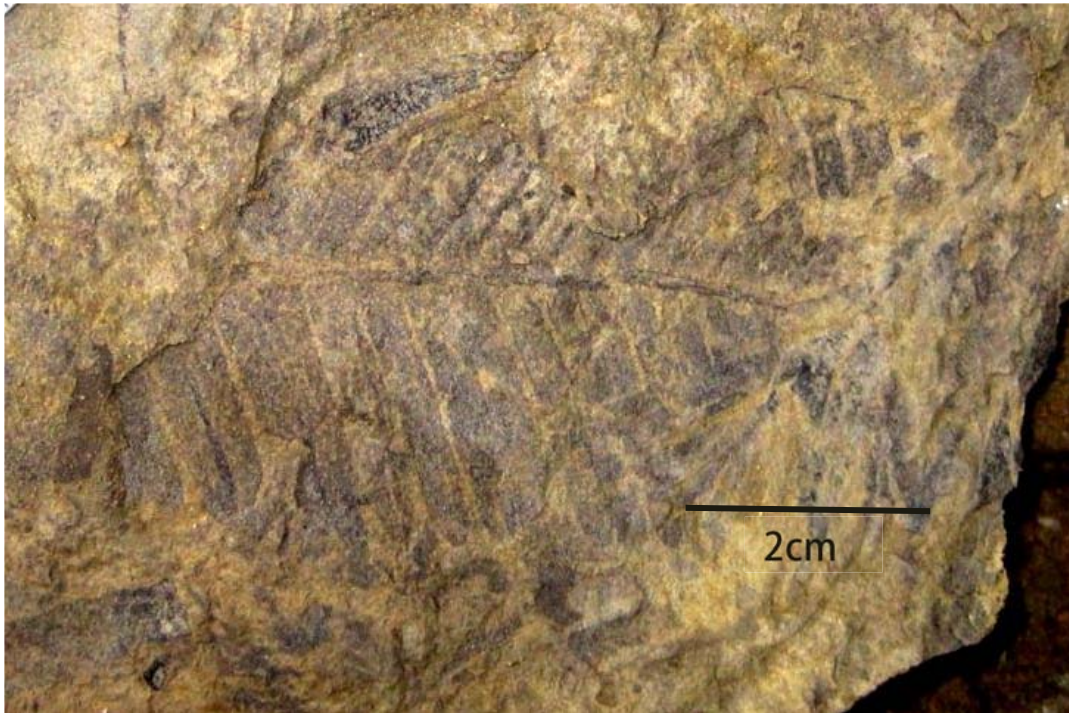


FIGURA 5. 7 COMPRESIÓN DE RESTO FÓSIL VEGETAL EN LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA



FIGURA 5. 8 CONGLOMERADO CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA CURVADA EN LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA

Las diferentes litologías que componen la Formación Piedra Hueca están organizadas en sucesiones granodecrecientes de espesor métrico a decamétrico, las cuales se repiten cíclicamente a lo largo de toda la unidad (Figs. 5.1 y 5.2). Cada sucesión granodecreciente empieza con una superficie de erosión, localmente mostrando una geometría canalizada con un ancho máximo de los canales de 60-70 cm. Dichas superficies se encuentran sobreyacidas por depósitos conglomeráticos de grano medio a fino con espesores métricos a decimétricos. Estos conglomerados son predominantemente clasto-soportados y presentan un bajo grado de clasificación. Localmente muestran el desarrollo de estructuras sedimentarias como estratificación cruzada (Fig. 5.8) e imbricación de clastos, las cuales fueron utilizadas como indicadores de paleocorriente. En otros casos, es posible apreciar una estratificación horizontal burda. Las características observadas en estos conglomerados coinciden con las descritas por Miall (2006) para las litofacies Gt y Gh (Fig. 5.5), las cuales corresponden a “Grava con estratificación cruzada curvada” (Troughcrossbedsgravel) y “Grava clasto-soportada con estratificación horizontal” (Clast-cupportedhorizontallystratifiedgravel), respectivamente. Los conglomerados se encuentran sobreyacidos en contacto transicional por paquetes de espesor métrico de arenisca conglomerática a gruesa. Dichas areniscas presentan típicamente estratificación cruzada curvada (Fig. 5.8) y, localmente, lentes de conglomerado fino. Dichas características son típicas de la facies St de Miall (2006), la cual corresponde a “Arenisca con estratificación cruzada curvada” (Trough-cross-beddedsand). Los depósitos de arenisca conglomerática a gruesa pasan transicionalmente hacia la cima a paquetes métricos a decimétricos de arenisca media con estratificación cruzada plana (Fig. 5.10), sobreyacidas a su vez por estratos centimétricos a decimétricos de areniscas finas con rizaduras (Fig. 5.11). Dichos depósitos contienen los elementos sedimentarios típicos de las litofacies Sp y Sr de Miall (2006), las cuales corresponden a “Arenisca con estratificación cruzada plana” (Planar-cross-beddedsand) y “Arenisca con rizaduras” (Ripplecross-laminatedsand), respectivamente. Finalmente, la sucesión granodecreciente culmina con niveles métricos a decimétricos de limolita y lodolita con laminación

planoparalelainferior (Figs. 5.11 y 5.12), los cuales sobreyacen en contacto estratigráfico neto los depósitos de arenisca con rizaduras. Dichos niveles finos presentan rasgos sedimentológicos típicos de la litofacies FI de Miall (2006), la cual corresponde a “Arena, limo y lodo con laminación planoparalela inferior” (Laminatedsand, silt and mud). Cada sucesión granodecreciente termina con una superficie de erosión, la cual representa la base de la sucesión siguiente. La sucesión granodecreciente anteriormente descrita puede presentarse completa o, como ocurre frecuentemente, se puede preservar entre las superficies erosivas de base y techo solamente la parte inferior conformada por las litofacies Gt, St y Sp (Figs. 5.1 y 5.2).



FIGURA 5. 9 ARENISCA GRUESA CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA CURVADA EN LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA



FIGURA 5. 10 ESTRATIFICACIÓN CRUZADA PLANA EN ARENISCA MEDIA (FACIES Sp)



FIGURA 5. 11ONDULITAS O RIZADURAS EN LA CIMA DE ESTRATO DE ARENISCA SR SOBREYACIDA POR ESTRATO EN FACIES FL.



FIGURA 5. 12 LAMINACIÓN PLANO-PARALELA INFERIOR EN UN ESTRATO DE LIMOS Y LUTITAS CLASIFICADO COMO FACIES FL

Sucesiones análogas a las granodecrecientes descritas para la Formación Piedra Hueca han sido documentadas por Miall (2006) para barras fluviales conglomerático-arenosas, la cuales se desarrollan típicamente por la tracción al fondo asociada a una corriente que va disminuyendo progresivamente su energía. En este contexto, las superficies de erosión en la

base de cada sucesión corresponden a los momentos de máxima energía de la corriente, la cual, al disminuir progresivamente su velocidad, produce depósitos de tamaño gradualmente menor y estructuras sedimentarias relacionadas a una disminución progresiva de la energía del drenaje.

Localmente, en las sucesiones de barra fluvial se encuentran interestratificados depósitos decimétricos de arenisca media a gruesa con laminación plano-paralela superior (Fig. 5.13). Dichos depósitos presentan las características de la litofacies Sh descrita por Miall (2006), la cual corresponde a Arena con Estratificación/Laminación Plano-paralela Superior (Horizontally Bedded Sand). La laminación plano-paralela superior es comúnmente interpretada en la petrología sedimentaria como el resultado del depósito bajo un régimen transicional entre condiciones de flujo subcrítico y supercrítico (numero de Froude ~ 1) (e.g. Collinson y Thompson, 1987). En ambientes fluviales, dicha condición de flujo se realiza en ocasión de los eventos de inundación tabular instantánea (*flash floods*) (Miall, 2006). Estos eventos son el resultado de precipitaciones pluviales muy abundantes y violentas, durante las cuales el drenaje puede presentar un régimen de flujo en condiciones de transición de subcrítico a supercrítico por periodos de algunas horas.



FIGURA 5. 13 LAMINACIÓN PLANO-PARALELA SUPERIOR EN ARENISCA GRUESA A MEDIA CLASIFICADA EN LA FACIES SH.

Adicionalmente, interestratificados con los conglomerados y areniscas de las barras fluviales, se han observados depósitos conglomeráticos masivos, los cuales varían de matriz- a clasto-soportados, presentan selección muy pobre y su base es no-erosiva (Fig. 5.14). Dichos depósitos se asocian a la litofacies Gmm de Miall (2006), la cual corresponde a “Grava masiva matriz-soportada” (Massivematrix-supported gravel). Depósitos con estas características son comúnmente asociados en la literatura a flujos de detritos, los cuales se generan típicamente por la inestabilidad de un conjunto de detritos saturados en agua ubicados a lo largo de una pendiente (e.g. Collinson y Thompson, 1987).



**FIGURA 5. 14 CONGLOMERADO
MATRIZ SOPORTADO MASIVO (FACIES
GMM). EL LÁPIZ MIDE 10CM.**

Localmente, las estructuras primarias de las areniscas de barras fluviales y de los depósitos de *flash flood* se encuentran deformadas por procesos de fluidización de sedimento y sobrepresión de agua en los poros. Dicha

deformación se refleja en el desarrollo local de estructuras como laminación convoluta y estructuras de escape de agua (Fig. 5.15). Dichas estructuras se interpretan comúnmente en la literatura como el resultado de una tasa de sedimentación muy elevada (Collinson y Thompson, 1987). En efecto, cuando la sedimentación es muy abundante y rápida, una buena parte del fluido que transportaba el sedimento queda atrapada en los poros del mismo. El peso de los sedimentos que se van progresivamente acumulando incrementa la presión del agua en dichos poros, induciendo la fluidización y forzando al agua a ser expulsada hacia la superficie.



FIGURA 5. 15 ESTRUCTURAS DE ESCAPE DE FLUIDOS EN ARENISCAS MEDIAS A GRUESAS DE LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA. A) LAMINACIÓN CONVOLUTA, B) ESTRUCTURAS DE PILARES QUE EVIDENCIAN ESCAPE DE AGUA.

Una condición necesaria para que se produzca una tasa de sedimentación elevada es que el depósito ocurra durante un periodo de actividad tectónica intensa, capaz de rejuvenecer progresivamente los relieves adyacentes al área de sedimentación. La presencia frecuente de fallas sin-sedimentarias normales a lo largo del registro estratigráfico estudiado (Fig. 5.16) atestigua la presencia de dicha condición y, además, proporciona información sobre el régimen de esfuerzo tectónico al que estaba sujeta la corteza durante la depositación de la Formación Piedra Hueca.



FIGURA 5. 16 FALLAS SINSEDIMENTARIAS EN ARENISCAS GRUESAS DE LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA. A) CONTACTO ESCALONADO ENTRE UN CONGLOMERADO Y UNA ARENISCA QUE INDICA QUE EL FALLAMIENTO FUE COETÁNEO CON LA SEDIMENTACIÓN Y POR LO TANTO LOS SEDIMENTOS SE DEFORMARON DE FORMA DÚCTIL, B) FALLA SINSEDIMENTARIA EN ARENISCA GRUESA QUE SE EVIDENCIA POR EL DESPLAZAMIENTO DE DOS CAPAS DE MINERALES OPACOS.



Dentro de la Formación Piedra Hueca, se tomaron 116 mediciones de paleocorrientes, distribuidas de manera homogénea a lo largo de las columnas estratigráficas. Las paleocorrientes presentan una gran dispersión, con direcciones dominantes de transporte sedimentario dentro de los cuadrantes NE y SE de los diagramas en roseta (Fig. 5.2).

5.2. Formación Otlaltepec

La formación Otlaltepec sobreyace en discordancia angular a la formación Piedra Hueca (Fig. 5.16). La mejor exposición de este contacto se encuentra a lo largo de los meandros que dibuja el Río Magdalena, justo al norte del poblado de Santo Domingo Tianguistengo (Columna SDT en Figura 5.4). La Formación Otlaltepec está compuesta por conglomerado, arenisca conglomerática a fina, limolita y lodolita. En general, la observación de las muestras de mano permite determinar que los conglomerados y areniscas de la Formación Otlaltepec muestran un enriquecimiento, a veces significativa, en cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas cuarzosas con respecto a la Formación Piedra Hueca (Fig. 5.18). De igual manera, se observa también que la Formación Otlaltepec se caracteriza por cantidades muy limitadas de feldespato potásico, el cual representa un componente principal en las rocas de la Formación Piedra Hueca.

Las litologías que conforman la Formación Otlaltepec se encuentran organizadas en sucesiones granodecrecientes con un espesor variable entre 1.5 y 8 m (Figs. 5.1 y 5.2). Dichas sucesiones granodecrecientes empiezan típicamente con una superficie de erosión, la cual muestra localmente geometría canalizada y flautas. Las superficies de erosión están sobreyacidas por depósitos de conglomerado fino clasto-soportado con un grado de clasificación moderado a bajo.



FIGURA 5. 17 DISCORDANCIA ANGULAR ENTRE LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA (PH) Y LA FORMACIÓN OTLALTEPEC (OTL), AFLORANDO EN LA BARRANCA MAGDALENA.



FIGURA 5. 18 CONGLOMERADO DE LA FORMACIÓN OTLALTEPEC, MOSTRANDO ENRIQUECIMIENTO EVIDENTE EN FRAGMENTOS DE CUARZO.

Dichos conglomerados presentan típicamente estratificación cruzada curvada (Fig. 5.19), por lo cual se asocian a la litofacies Gt de Miall (2006). Los conglomerados están sobreyacidos por areniscas conglomeráticas a medianas con estratificación cruzada curvada (Fig. 5.20) a plana y areniscas finas con rizaduras, las cuales corresponden a las litofacies St, Sp y Sr de Miall (2006) (Fig. 5.5). Los depósitos de arenisca están, a su vez, sobreyacidos por una alternancia de arenisca fina, limolita y lodolita con laminación plano-paralela inferior (Fig. 5.21), las cuales corresponden a la litofacies Fl de Miall (2006). Localmente, la laminación plano-paralela inferior se encuentra plegada a escala centimétrica o decimétrica (Fig. 5.21), debido al efecto de la carga del sedimento que las sobreyace.

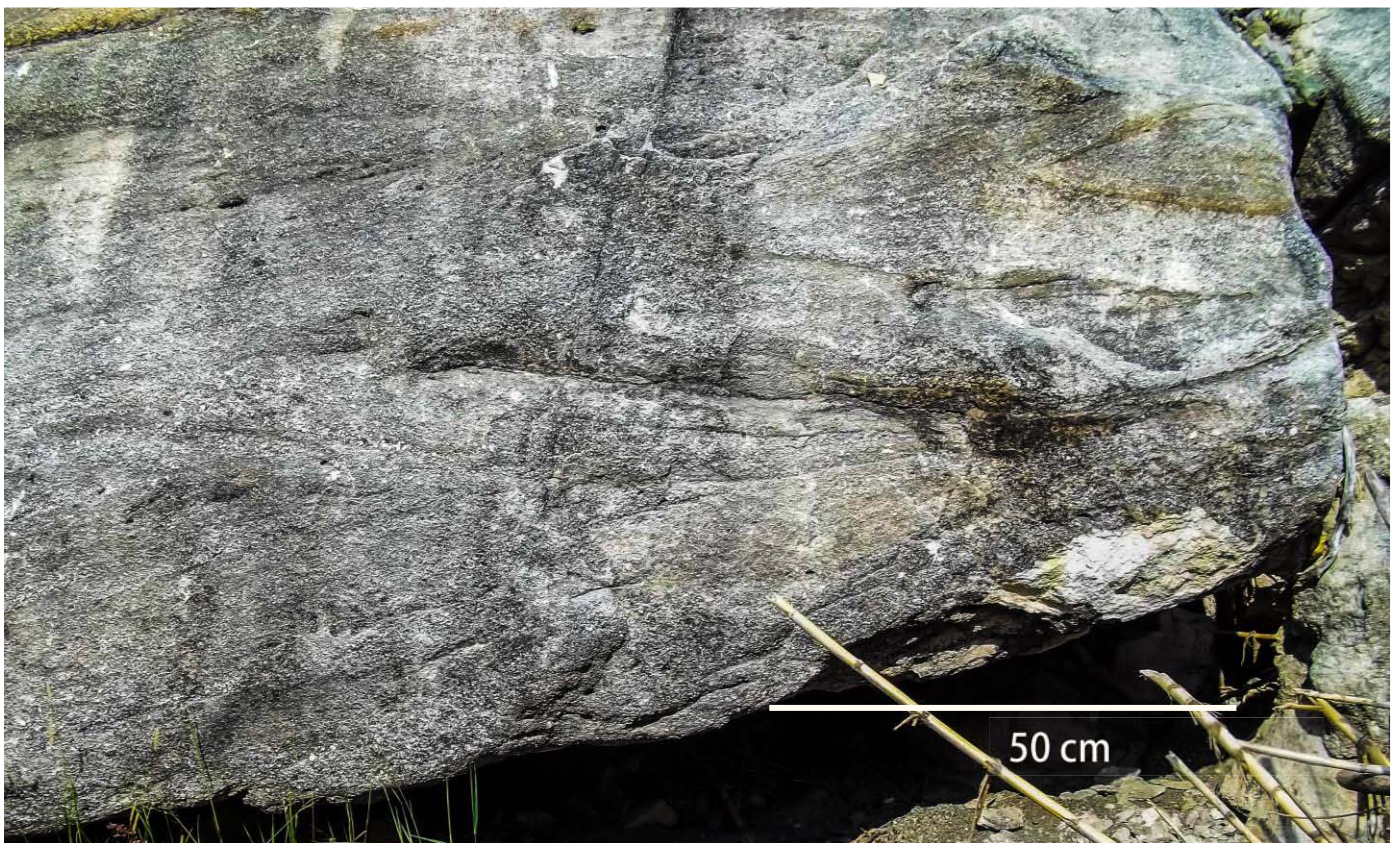


FIGURA 5. 19 CONGLOMERADO CLASTO-SOPORTADO CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA CURVADA (FACIES Gt) DE LA FORMACIÓN OTLALTEPEC.



FIGURA 5. 20 LAMINACIÓN CRUZADA CURVADA EN ARENISCA (FACIES St) DE LA FORMACIÓN OTLALTEPEC.

Finalmente, la parte superior de cada sucesión granodecreciente culmina con paleosuelos incipientes a maduros, los cuales se desarrollan a expensas de los depósitos de lodolita, limolita y arenisca fina a conglomerática anteriormente mencionados y presentan un espesor variable entre 0.5 y 5.5 m (Fig. 5.1). El espesor de estos paleosuelos no varía solamente de una sucesión granodescreciente a la otra, sino que se observan cambios laterales de espesor también dentro de cada uno de estos niveles edafizados. Por esta razón, los espesores reportados en las columnas estratigráficas son susceptibles a variaciones significantes dependiendo de cual sea el sitio seleccionado para la medición. Los niveles de paleosuelo presentan un aspecto moteado, bandeado o uniforme, con coloraciones de croma baja que varían de gris a verde y a morado (Fig. 5.22A). Están compuestos predominantemente por una mezcla homogénea de minerales arcillosos y granos de tamaño arena fina, y presentan frecuentemente silicificación.

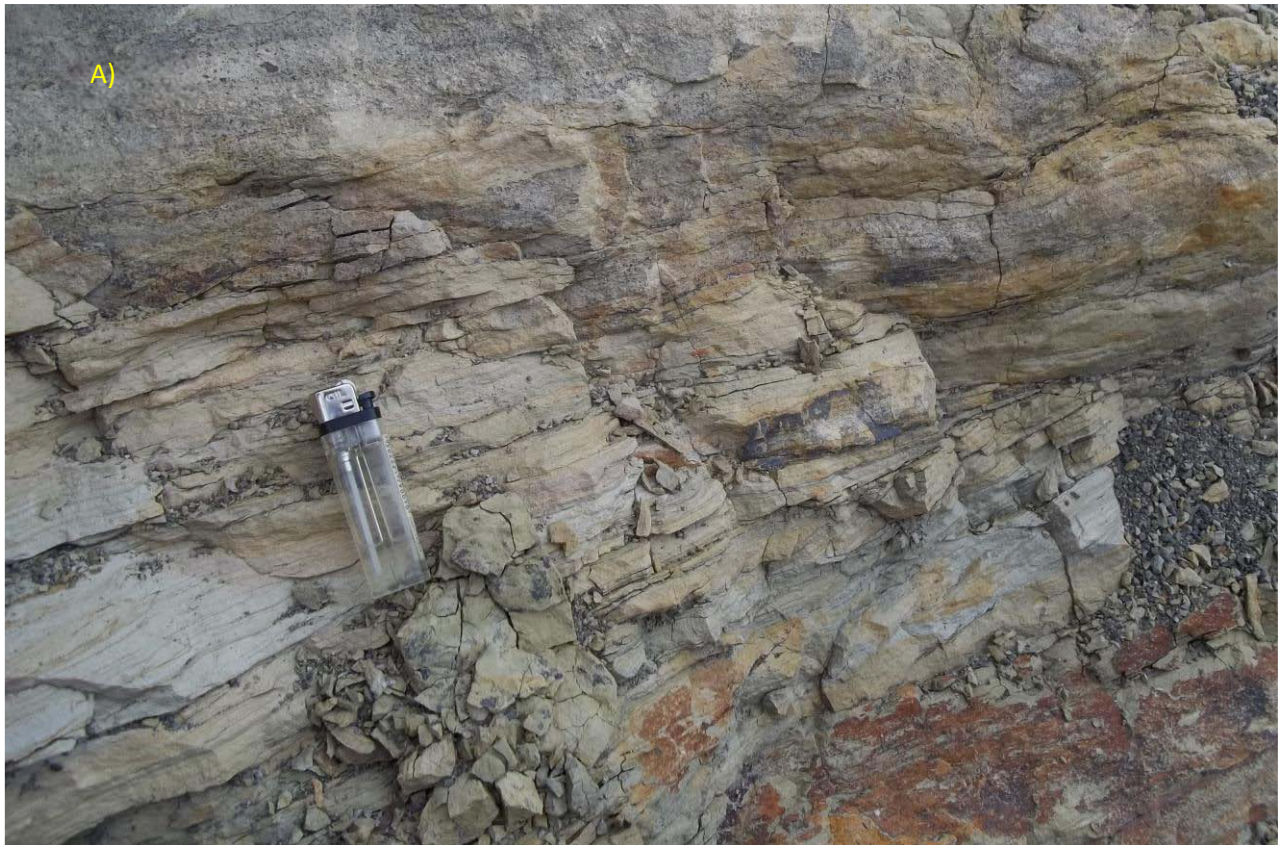


FIGURA 5. 21 A) ESTRATOS DE ARENISCA FINA, LIMOLITA Y LUTITA CON LAMINACIÓN PLANO-PARALELA (FACIES FL) DE LA FORMACIÓN OTLALTEPEC; B) ESTRATOS EN FACIES FL CON EVIDENCIA DE DEFORMACIÓN POR CARGA.

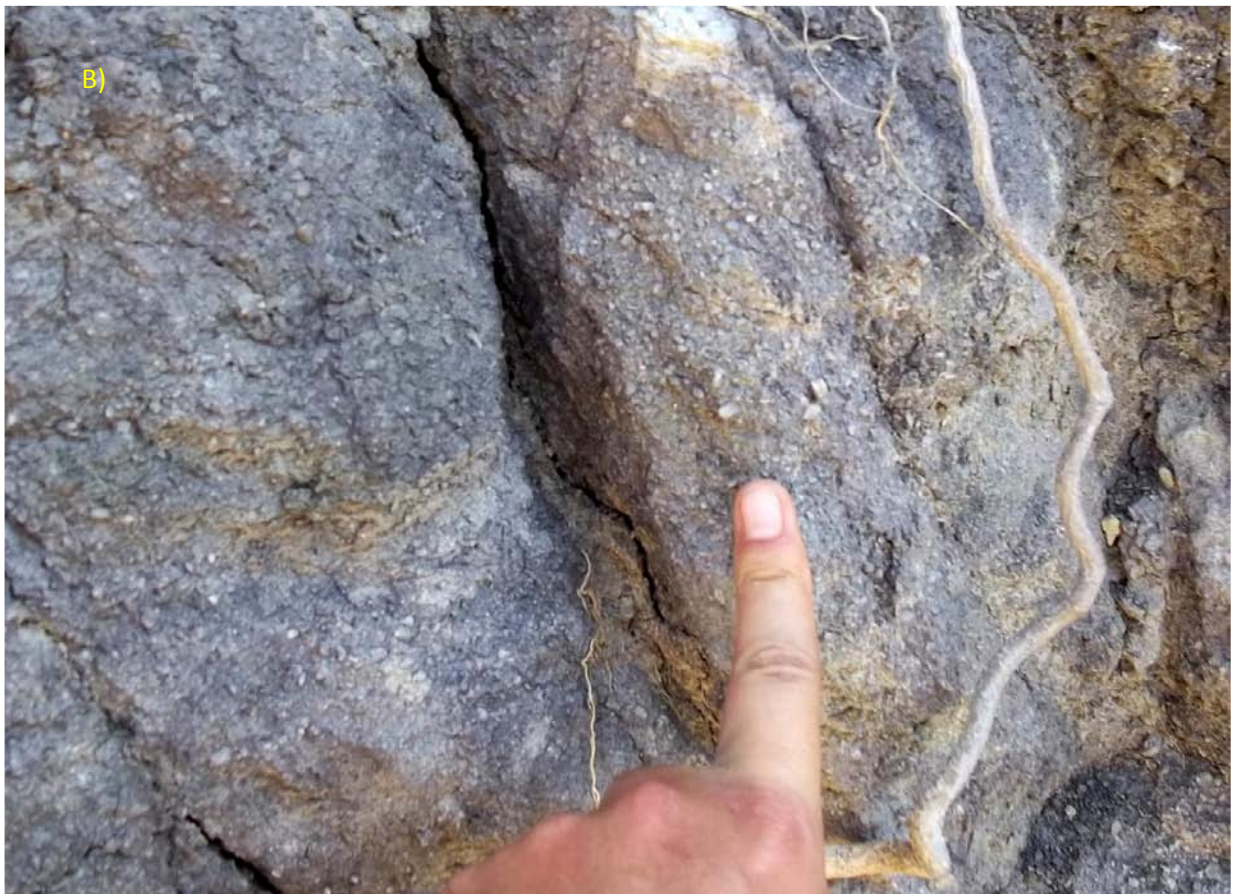


FIGURA 5. 22 A) ASPECTO MOTEADO EN LOS PALEOSUELOS DE LA FORMACIÓN OTLALTEPEC; B) GRANOS AISLADOS Y ERRÁTICOS DE CUARZO EN MATRIZ ARCILLOSA EN PALEOSUELO DE LA FORMACIÓN OTLALTEPEC (FACIES FR).

En algunos casos es posible observar claramente la transición progresiva desde la roca sedimentaria original, no afectada por los procesos pedogenéticos, a los niveles de paleosuelo. Dicha transición ocurre a través de un incremento progresivo hacia la cima del contenido de minerales arcillosos y la desaparición total de las plagioclasa. De igual manera, se observa el incremento progresivo en la intensidad de las coloraciones verdes y moradas y en el aspecto moteado. En los paleosuelos desarrollados en los depósitos de arenisca gruesa a conglomerática, es común encontrar en la parte transicional clastos de cuarzo de hasta 1 cm en diámetro flotando de manera aislada y errática en las fracciones más finas (Fig. 5.22B). De igual manera, es posible observar cuerpos decimétricos a métricos de arenisca todavía sin afectar por procesos edáficos embebidos en la fracción más fina del paleosuelo (Fig. 5.23). Dichos cuerpos se interpretan como relictos del sedimento original que quedaron sin afectar por los procesos edáficos. Los límites superiores, inferiores y laterales de estos cuerpos embebidos son transicionales con la parte fina del paleosuelo. Muy comunes en los niveles de paleosuelo, las marcas de raíces se muestran perpendiculares a la superficie de estratificación y tienen un desarrollo vertical variable de entre 10 y 40 cm (Fig. 5.24). Con base en las características observadas, los niveles de paleosuelos se correlacionan en este trabajo con la litofacies Fr de Miall (2006), la cual corresponde a “Paleosuelo con marcas de raíces” (RootBed).



FIGURA 5. 23 ESTRATO DE ARENISCA FINA (FLECHA) EMBEBIDO EN UN ESTRATO DE PALEOSUELO (FR) EN LA FORMACIÓN OTLALTEPEC



FIGURA 5. 24 MARCAS DE RAÍCES EN PALEOSUELO DE LA FORMACIÓN OTLALTEPEC.

En general, la Formación Otlaltepec tiene una gran abundancia de fragmentos y moldes de troncos, así como restos e impresiones de hojas de plantas asociadas a ramas, ambas con un buen grado de preservación (Fig. 5.25). Las hojas de plantas se concentran en los niveles de arenisca fina, limolita y lutita de la litofacies FI, mientras que los fragmentos e impresiones de troncos son más abundantes en las partes arenosas medianas a gruesas. En los niveles clasificados como paleosuelos, el grado de preservación de la flora fósil es nulo, acorde con las características oxidantes de los suelos.



FIGURA 5. 25 A) RESTO FÓSIL VEGETAL POR COMPRESIÓN CARBONOSA EXTRAÍDA DE UN ESTRATO EN FACIES FL; B) HUELLAS DE TRONCOS EN LA BASE DE UN ESTRATO DE ARENISCA.

De manera análoga a la Formación Piedra Hueca, las rocas de la Formación Otlaltepec muestran frecuentemente la presencia de fallas sin-sedimentarias normales, indicando que dicha unidad fue depositada bajo un contexto tectónico extensional.

Las 30 paleocorrientes medidas a lo largo de las columnas estratigráficas, indican que, para la Formación Otlaltepec, la dirección de transporte sedimentario es variable entre el norte y el oeste (Fig. 5.1).

Capítulo 6. Petrografía de Roca Total

Con el objeto de determinar de forma cuantitativa la variación composicional dentro del registro estratigráfico de la Cuenca de Otlaltepec, se realizó para este trabajo el conteo de puntos de 22 muestras de areniscas recolectadas de las formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec. En este capítulo, se describen de forma detallada la composición y la textura de 12 muestras de areniscas de la formación Piedra Hueca y 10 de la formación Otlaltepec, y se presentan los resultados gráficos del conteo de puntos tanto en los diagramas ternarios convencionales de Folk (1974) y Dickinson (1985), así como en los diagramas de Suttner y Dutta (1986) y Weltje (1994), contruidos específicamente para determinar la influencia del clima y relieve en la composición de sedimentos y rocas sedimentarias. Las categorías de clastos utilizadas en el conteo de puntos se enlistan en la Tabla 6.1, mientras que los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 6.2.

6.1. Formación Piedra Hueca

Las muestras recolectadas de la Formación Piedra Hueca proceden de la litofacies St que compone las sucesiones granodecrecientes de barra fluvial (Figs. 5.1 y 5.2). Las muestras analizadas son areniscas medianas, clastosoportadas, pobre a moderadamente clasificadas, las cuales están compuestas por clastos subangulares con contactos longitudinales a concavo-convexos entre sí. El material intergranular está conformado predominantemente por óxidos y, en menor medida, minerales arcillosos muy finos. Localmente, se observa calcita a lo largo de vetillas y diseminada entre los granos detríticos como cementante secundario.

TABLA 6. 1 CLASIFICACIÓN UTILIZADA PARA EL CONTEO DE PUNTOS DE MINERALES PESADOS

Cuarzo monocristalino	cristal individual de cuarzo con extinción neta a ligeramente ondulante (0-10°)	Qsn
	cristal individual de cuarzo con extinción moderada a fuertemente ondulante (>10°)	Qsu
	cristal de cuarzo con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento policristalino fanerítico de roca granítica (Phpg)	Qpg
	cristal de cuarzo con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento policristalino fanerítico de roca metamórfica cuarzosa a cuarzo-feldespática no foliada (PHmu)	Qmu
	cristal de cuarzo con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento policristalino fanerítico de roca metamórfica cuarzosa a cuarzo-feldespática foliada (PHmf)	Qmf
	cristal de cuarzo con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento policristalino porfírico de roca volcánica félsica (PHvf)	Qvf
	cristal de cuarzo con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento policristalino porfírico de roca meta-volcánica félsica (PHmvf)	Qmvf
	cristal de cuarzo con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento de arenisca (PHsd)	Qsd
Feldespato potásico	cristal individual de feldespato potásico	Ks
	cristal de feldespato potásico con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento policristalino fanerítico de roca granítica (PHpg)	Kpg
	cristal de feldespato potásico con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento policristalino fanerítico de roca metamórfica cuarzo-feldespática no foliada (PHmu)	Kmu
	cristal de feldespato potásico con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento porfírico de roca volcánica félsica (PHvf)	Kvf
	cristal de feldespato potásico con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento de arenisca (PHsd)	Ksd
Plagioclasa	cristal individual de plagioclasa	Ps
	cristal de plagioclasa con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento policristalino fanerítico de roca gabrónico-diorítica (PHpga)	Ppga
	cristal de plagioclasa con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento policristalino fanerítico de roca granítica (PHpg)	Ppg
	cristal de plagioclasa con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento policristalino fanerítico de roca metamórfica cuarzo-feldespática no foliada (PHmu)	Pmu
	cristal de plagioclasa con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento policristalino fanerítico de roca metamórfica cuarzo-feldespática foliada (PHmf)	Pmf
	cristal de plagioclasa con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento porfírico de roca volcánica félsica (PHvf)	Pvf
	cristal de plagioclasa con tamaño > 0.0625 mm contenido en un fragmento de arenisca (PHsd)	Psd
Lítics	fragmento policristalino afanítico de roca sedimentaria	Lsd
	fragmento policristalino afanítico de roca meta-sedimentaria	Lmsd
	fragmento de roca volcánica félsica	Lvf
	fragmento de roca meta-volcánica félsica	Lmvf
	fragmento de roca volcánica con textura lathwork	Lvl
	fragmento de roca volcánica con textura microlítica	Lvm
	fragmento de vidrio volcánico	Lvv
	cuarzo policristalino	Qp

TABLA 6. 2 RESULTADOS DEL CONTEO DE PUNTOS DE MINERALES LIGEROS

DATOS CRUDOS																																				
Formación Piedra Hueca																																				
	Qsn	Qsu	Qpg	Qmu	Qmf	Qvf	Qmvf	Qsd	Ks	Kpg	Kmu	Kvf	Ksd	Ps	Ppga	Ppg	Pmu	Pmf	Pvf	Psd	Lsd	Lmsd	Lvf	Lmvf	Lvl	Lvmi	Lvv	Qp	Bt	Msv	Chl	Rt	Zr	Gr	TOT	
PH 1.1	81	50	8	10	2	0	0	0	72	7	2	0	0	45	0	7	0	0	0	0	2	4	4	1	1	2	0	1	3	0	0	1	0	0	303	
PH 1.2	82	53	6	23	3	0	0	2	56	2	6	0	3	30	7	5	8	0	0	3	3	0	3	0	1	2	0	0	1	0	0	1	0	1	301	
PH 1.3	93	57	2	41	4	0	0	1	104	5	6	2	3	22	0	2	0	0	0	0	6	4	7	2	3	0	0	0	1	0	0	0	1	0	366	
PH 1.4	45	76	1	28	5	1	0	0	77	5	0	0	0	45	1	0	2	1	0	0	2	0	9	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	301	
PH 1.5	47	89	2	18	7	0	0	0	95	0	1	0	0	28	0	0	2	0	0	0	0	1	9	9	9	0	0	0	4	0	0	2	0	0	323	
PH 1.6	68	71	3	28	0	0	0	0	89	1	1	0	0	21	0	1	3	0	0	0	2	0	4	0	2	0	0	1	1	0	0	0	0	0	296	
PH 1.7	51	83	3	34	6	3	0	6	86	2	2	0	1	35	0	0	4	1	1	0	0	0	7	0	1	5	2	0	0	2	0	1	0	0	336	
PH 1.8	40	91	5	12	2	0	0	1	88	0	0	0	0	40	0	2	0	0	0	0	0	2	4	2	6	1	0	1	3	0	0	0	0	0	300	
PH 1.9	101	75	8	34	5	0	0	0	118	5	7	0	0	36	0	6	0	0	0	0	0	2	2	0	1	1	0	0	1	1	0	0	0	0	403	
PH 1.11	40	79	0	19	4	0	0	1	88	6	0	0	0	50	0	4	2	0	0	0	6	0	5	1	2	0	0	1	1	0	0	0	0	0	309	
PH 1.13	54	96	1	39	6	0	0	8	99	3	29	0	0	32	3	3	4	0	0	0	3	1	3	3	28	0	0	0	1	0	0	0	0	0	416	
PH 1.14	77	78	2	14	1	0	0	0	95	9	11	0	0	47	0	4	0	0	0	0	4	0	2	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	347
Formación Otaltepec																																				
	Qsn	Qsu	Qpg	Qmu	Qmf	Qvf	Qmvf	Qsd	Ks	Kpg	Kmu	Kvf	Ksd	Ps	Ppga	Ppg	Pmu	Pmf	Pvf	Psd	Lsd	Lmsd	Lvf	Lmvf	Lvl	Lvmi	Lvv	Qp	Bt	Msv	Chl	Rt	Zr	Gr	TOT	
SDT 2.1	3	15	0	51	127	0	0	0	2	0	1	0	0	57	0	0	25	24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	373	
SDT 2.2	3	26	0	34	114	0	0	0	2	0	0	0	0	125	0	0	6	15	0	0	0	0	1	3	0	0	0	2	0	0	1	0	0	0	387	
SDT 2.3	2	78	0	35	84	0	0	0	1	0	0	0	0	134	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	424	
SDT 2.4	3	21	0	78	154	0	1	0	0	0	0	0	0	37	0	0	9	5	0	0	0	0	2	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	391	
SDT 2.5	1	101	0	67	72	0	0	0	0	0	0	0	0	66	0	0	2	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	398	
SDT 2.6	5	120	0	67	85	0	0	0	1	0	0	0	0	32	0	0	0	0	1	0	0	2	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	396	
SDT 2.7	12	74	0	43	186	0	0	0	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	400	
SDT 2.8	2	37	0	83	163	0	0	0	0	0	0	0	0	84	0	2	8	4	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	470	
SDT 2.9	2	49	0	34	125	0	0	0	2	0	0	0	0	94	0	0	0	1	0	0	0	0	5	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	349	
SDT 2.10	2	49	0	44	149	0	0	0	1	0	0	0	0	62	0	0	0	1	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	383

TABLA 6. 2 PARÁMETROS RECALCULADOS, UTILIZADOS PARA LAS COMPARACIONES EN LOS GRÁFICOS. SE ESPECIFICA EL GRÁFICO PARA EL QUE SE UTILIZÓ DICHO PARÁMETRO ENTRE PARÉNTESIS.

PARAMETROS RECALCULADOS															
Formación Piedra Hueca															
	Qm%(QmFL)	F%(QmFL)	L%(QmFL)	Qt%(QtFL)	F%(QtFL)	L%(QtFL)	Qm%(QmPK)	P%(QmPK)	K%(QmPK)	Qmn/Qmu	K/P	Phmu/PHmf	ln(Q/F)	ln(Q/L)	Qt/(F+L)
PH 1.1	50,5	44,5	5,0	50,8	44,5	4,7	53,2	18,3	28,5	1,44	1,56	6,00	0,13	2,38	1,03
PH 1.2	56,7	40,3	3,0	56,7	40,3	3,0	58,5	18,3	23,2	1,11	1,26	12,33	0,34	2,93	1,31
PH 1.3	54,4	39,6	6,0	54,4	39,6	6,0	57,9	7,0	35,1	0,93	5,00	11,75	0,32	2,20	1,19
PH 1.4	51,8	43,5	4,7	51,8	43,5	4,7	54,4	17,1	28,6	0,42	1,67	5,00	0,17	2,41	1,08
PH 1.5	51,4	39,7	8,8	51,4	39,7	8,8	56,4	10,4	33,2	0,43	3,20	3,00	0,26	1,76	1,06
PH 1.6	57,6	39,3	3,1	58,0	39,3	2,7	59,4	8,7	31,8	0,72	3,64		0,39	3,06	1,38
PH 1.7	55,9	39,6	4,5	55,9	39,6	4,5	58,5	12,9	28,6	0,44	2,22	5,71	0,34	2,52	1,27
PH 1.8	50,8	43,8	5,4	51,2	43,8	5,1	53,7	14,9	31,3	0,43	2,10	6,00	0,16	2,32	1,05
PH 1.9	55,6	42,9	1,5	55,6	42,9	1,5	56,5	10,6	32,9	0,96	3,10	8,20	0,26	3,62	1,25
PH 1.11	46,4	48,7	4,9	46,8	48,7	4,5	48,8	19,1	32,1	0,39	1,68	5,25	-0,04	2,33	0,88
PH 1.13	49,2	41,7	9,2	49,2	41,7	9,2	54,1	11,1	34,7	0,39	3,12	12,00	0,16	1,68	0,97
PH 1.14	49,6	47,8	2,6	49,6	47,8	2,6	50,9	15,1	34,0	0,85	2,25	25,00	0,04	2,95	0,98
Formación Otaltepec															
SDT 2.1	63,8	35,5	0,7	64,5	35,5	0,0	64,3	34,8	1,0	0,02	0,03	0,51	0,60		1,82
STD 2.2	53,5	44,7	1,8	54,1	44,7	1,2	54,5	44,9	0,6	0,02	0,01	0,31	0,19	3,80	1,18
STD 2.3	59,4	40,3	0,3	59,4	40,3	0,3	59,6	40,1	0,3	0,01	0,01	0,42	0,39	5,29	1,46
SDT 2.4	82,4	16,3	1,3	83,0	16,3	0,6	83,4	16,6	0,0	0,01	0,00	0,55	1,63	4,86	4,89
SDT 2.5	77,5	21,9	0,6	77,5	21,9	0,6	78,0	22,0	0,0	0,00	0,00	0,96	1,27	4,79	3,44
SDT 2.6	87,4	10,7	1,9	87,4	10,7	1,9	89,1	10,6	0,3	0,02	0,03	0,79	2,10	3,83	6,93
SDT 2.7	96,9	2,5	0,6	96,9	2,5	0,6	97,5	2,5	0,0	0,04	0,00	0,23	3,67	5,06	31,50
STD 2.8	73,8	25,4	0,8	73,8	25,4	0,8	74,4	25,6	0,0	0,01	0,00	0,54	1,07	4,55	2,82
STD 2.9	66,5	30,7	2,8	66,5	30,7	2,8	68,4	30,9	0,7	0,01	0,02	0,27	0,77	3,15	1,98
STD 2.10	78,5	20,6	1,0	78,5	20,6	1,0	79,2	20,5	0,3	0,01	0,02	0,29	1,34	4,40	3,64

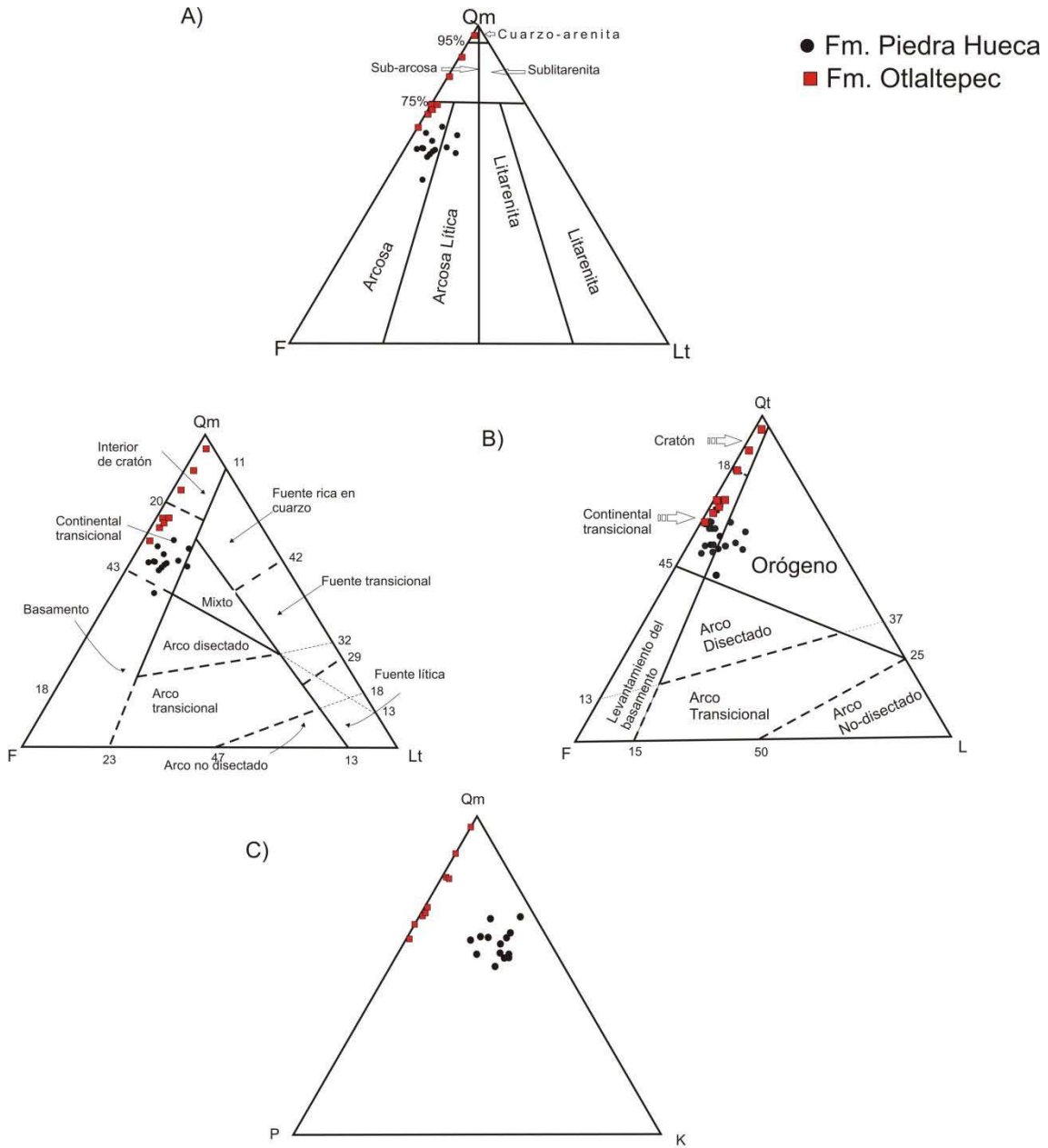


FIGURA 6. 1 DIAGRAMAS TERNARIOS UTILIZADOS PARA LA CLASIFICACIÓN Y DIFERENCIACIÓN ENTRE LAS ARENISCAS RECOLECTADAS. A) DIAGRAMA DE FOLK (1974). QM: CUARZO MONOCRISTALINO, F: FELDESPATO ALCALINO + PLAGIOCLASA, LT: LÍTICOS TOTALES. B) DIAGRAMAS DE DICKINSON (1985). QT: CUARZO MONOCRISTALINO + CUARZO POLICRISTALINO; L: LT - CUARZO POLICRISTALINO. C) P: PLAGIOCLASA, K: FELDESPATO ALCALINO.

Las areniscas de la formación Piedra Hueca tienen composiciones similares y, por lo tanto, se describirán en seguida de manera conjunta. De acuerdo con Folk (1974), las areniscas de la formación Piedra Hueca varían de arcosas a arcosas líticas (Fig. 6.1A). En orden de abundancia, dichas rocas están compuestas por: cuarzo monocristalino (46.3-57.4% de los clastos totales), feldespato (39.0-48.5%), líticos (1.5-9.1%), minerales pesados no opacos (0-1.8%) y cuarzo policristalino (0-0.3%) (Figs. 6.1B-C).

El cuarzo monocristalino (Qm) presenta tanto extinción neta como débilmente ondulada (ángulo de extinción entre 0 y 10°; Qmn), así como extinción moderada a fuertemente ondulada (>10°; Qmu), con una razón Qmn/Qmu entre 0.4 y 1.4 (Tabla 6.2).

El feldespato consiste en feldespato potásico (K) y plagioclasa (P), con la dominancia del primero sobre el segundo en todas las muestras (K/P =1.3-5; Fig. 6.1D y Tabla 6.2).

Cabe remarcar que el cuarzo y el feldespato se presentan en todas las areniscas analizadas como cristales individuales (Qs, Ks y Ps), así como cristales de tamaño mayor a 0.0625 mm dentro de fragmentos policristalinos faneríticos y porfíricos. De acuerdo con el método Gazzi-Dickinson, dichos fragmentos policristalinos o parte de ellos no fueron considerados como granos líticos debido a su carácter fanerítico y porfíricos. Sin embargo, tomando en cuenta que estos fragmentos representan un porcentaje significativo en todas las muestras analizadas, se decidió enfatizar sus características con el objetivo de determinar con mayor detalle la procedencia de la formación Piedra Hueca y las diferencias con la sobreyacente formación Otlaltepec. Los clastos policristalinos faneríticos y porfíricos contenidos en la formación Piedra Hueca son principalmente fragmentos de rocas intrusivas de composición granitoide (PHpg, Fig. 6.2A), fragmentos de rocas metamórficas cuarcíticas con evidencias de recristalización y deformación cristaloplástica tales como la extinción ondulada, dominios de subgranos y migración de borde de grano incipiente (PHmu) (Fig. 6.2B), fragmentos de rocas metamórficas cuarzosas y cuarzo-feldespáticas con una foliación tectónica bien desarrollada y definida

principalmente por la orientación preferencial de cristales de cuarzo alargados (PHmf) (Fig. 5.2C) y, en menor medida, fragmentos de rocas intrusivas de composición gabrónico-diorítica (PHpga), de rocas sedimentarias ricas en cuarzo (PHsd) y de rocas volcánicas y meta-volcánicas félsicas (PBF y PHmvf). En general, en todas las muestras dominan los fragmentos de rocas intrusivas y metamórficas cuarzo-feldespáticas, acorde con el elevado contenido de fragmentos granitoides y meta-granitoides observados en campo dentro de los conglomerados de la formación Piedra Hueca. Entre dichos fragmentos intrusivos y metamórficos dominan los que no presentan una foliación evidente, con una razón PHmu/PHmf variable entre 3 y 25 (Tabla 6.2).

Los líticos afaníticos se presentan en concentraciones limitadas en las areniscas de la Formación Piedra Hueca (1.5-9.1%) (Fig. 6.1B-C). En orden de abundancia, se han reconocido: fragmentos volcánicos y meta-volcánicos félsicos (15.8-78.6% de los líticos totales), fragmentos volcánicos de composición máfica a intermedia (7.1-73.7%), líticos sedimentarios (0-44.4%) y líticos meta-sedimentarios (0-33.3%).

Los líticos volcánicos félsicos presentan una textura porfírica hiatal a seriada, y están conformados por fenocristales de cuarzo y plagioclasa en una matriz cuarzo-feldespática micro a criptocristalina (Fig. 6.3A). En algunos casos, estos líticos félsicos ostentan una foliación incipiente definida por micas y minerales arcillosos y los fenocristales de cuarzo presentan extinción ondulante, lo que permitió que se clasificasen como líticos meta-volcánicos félsicos.

Los líticos volcánicos de composición máfica a intermedia presentan texturas porfíricas de tipo *lathwork* y microlítica, respectivamente. Los fragmentos con textura *lathwork* están constituidos por fenocristales de plagioclasa de tamaño mayor a 0.0625 mm en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, vidrio volcánico de color marrón oscuro y óxidos (Fig. 6.3B). Los líticos volcánicos microlíticos, a su vez, están conformados por cristales de plagioclasa con tamaño menor a 0.0625 mm en una matriz de vidrio volcánico y óxidos (Fig. 6.3C).

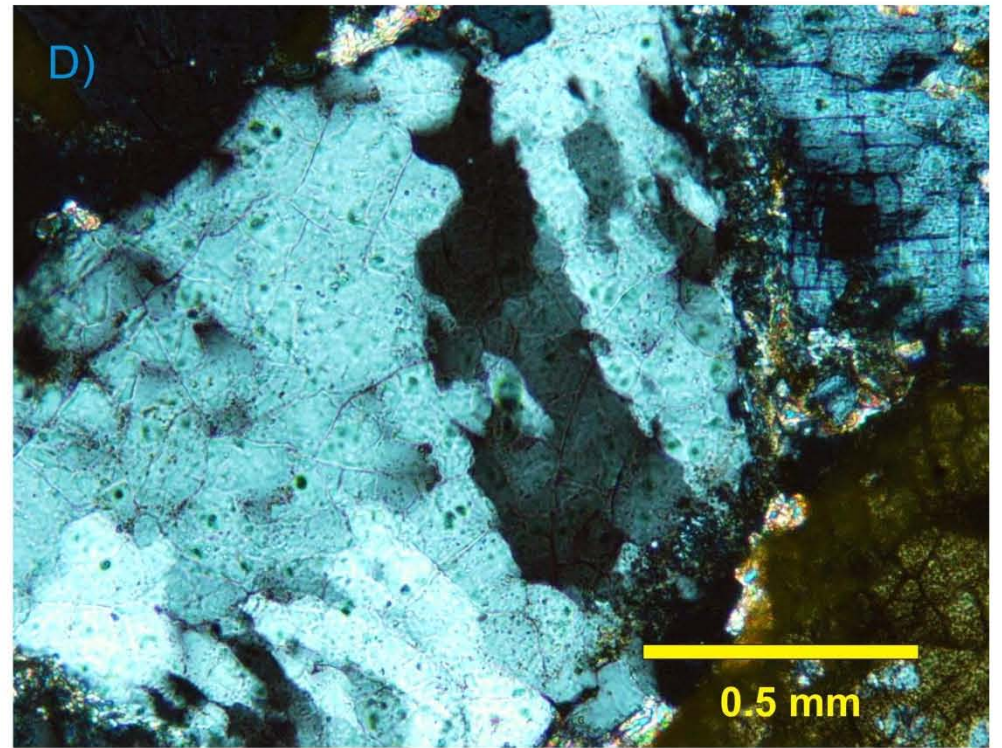
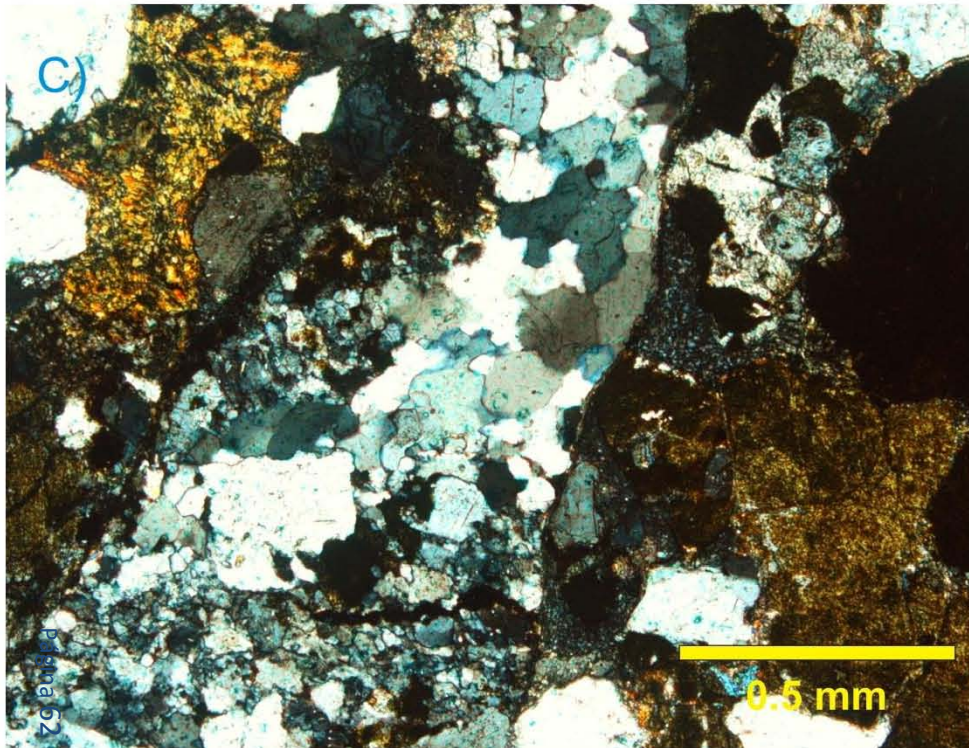
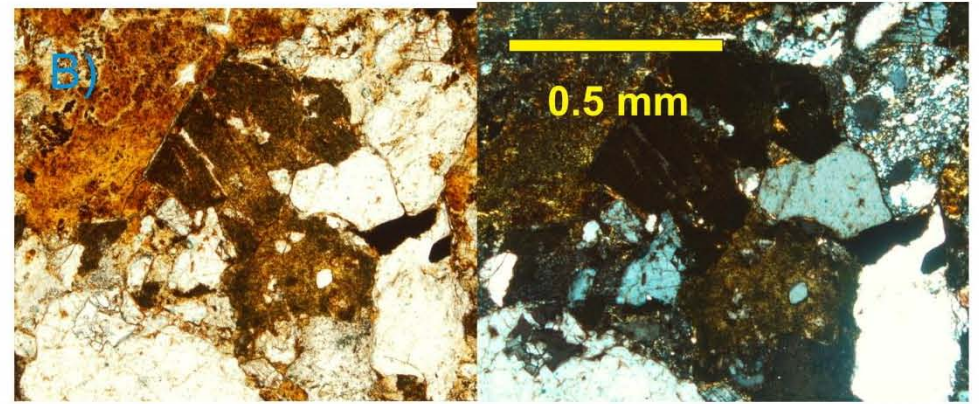
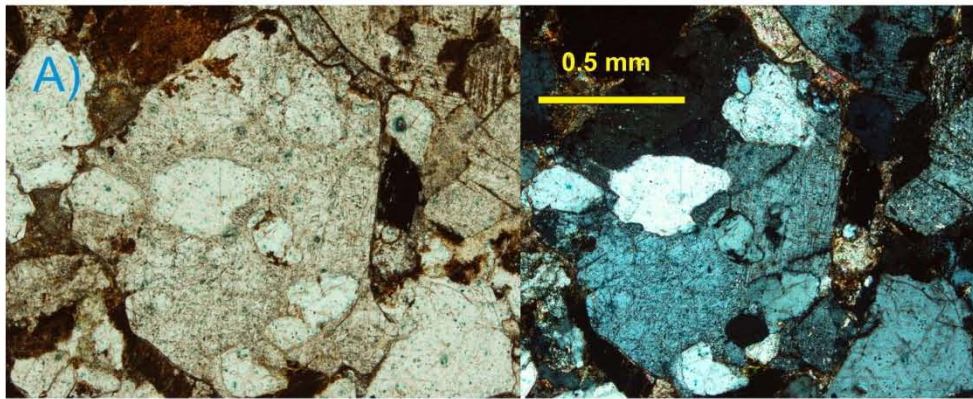


FIGURA 6. 2 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LOS LÍTICOS FANERÍTICOS CONTENIDOS EN LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA

Los lítica sedimentarios están representados por limolitas cuarzosas y cuarzo-feldespáticas, las cuales presentan abundante cemento hematítico y escasa matriz arcillosa (Fig. 6.3D).

Los lítica meta-sedimentarios son fragmentos de pizarra y esquisto de cuarzo y muscovita, los cuales presentan una foliación incipiente a bien desarrollada, definida por alineaciones de filosilicatos y, en algunos casos, cristales de cuarzo alargados.

En síntesis, con base en el espectro de componentes clásticos observados, es posible afirmar que las areniscas de la formación Piedra Hueca fueron alimentadas predominantemente por rocas intrusivas de composición granítica y rocas metamórficas faneríticas cuarzo-feldespáticas y cuarcíticas. En menor medida, es posible reconocer también la contribución por parte de rocas intrusivas máficas, rocas volcánicas félsicas a máficas, rocas sedimentarias ricas en cuarzo y rocas meta-sedimentarias afaníticas.

Con el fin de determinar posibles variaciones en la madurez composicional de las areniscas analizadas en este trabajo y discutir posteriormente los factores que determinaron dichas variaciones, adicionalmente a los diagramas ternarios tradicionales, se graficaron los datos del conteo de puntos en el diagrama $\ln(Q/F)$ vs $\ln(Q/L)$ de Weltje (1994) y se graficó la razón $(Qt)/(F+L)$ a lo largo de las columnas medidas, como fue sugerido por Suttner y Dutta (1986). En el diagrama de Weltje (1994), la mayoría de las areniscas de la Formación Piedra Hueca grafican en el campo asociado con un índice de meteorización 1 (Fig. 6.4). Dos muestras caen en el campo con índice de meteorización 2, cerca del límite con el campo de meteorización 1. Finalmente, una sola muestra grafica en el campo asociado con un índice de meteorización 0. De acuerdo con Weltje (1994), estos resultados sugieren que la depositación ocurrió bajo condiciones de clima templado a semi-húmedo y relieve moderado (Fig. 6.4), lo que implica que los procesos de meteorización que afectaron el sedimento durante su generación en el área fuente, durante el transporte y en el área de depósito no modificaron sustancialmente su composición original. Con base en esto, es posible afirmar

que la composición de las areniscas de la formación Piedra Hueca refleja de manera bastante rigurosa la composición de las rocas fuente. Por esta razón, se considera que las rocas recolectadas y analizadas representan tipos litológicos idóneos para determinar la procedencia de la formación Piedra Hueca.

La razón $(Qt)/(F+L)$ no muestra variaciones significativas a lo largo de la formación Piedra Hueca, variando entre 0.9 y 1.4 (Fig. 6.5). Los valores obtenidos se encuentran dentro del rango documentado en la literatura para sucesiones clásticas caracterizadas por una composición que refleja rigurosamente la composición de las rocas fuentes (Suttner y Dutta, 1986), lo cual soporta la conclusión obtenida del diagrama de Weltje (1994).

6.2. Formación Otlaltepec

Las muestras recolectadas de la formación Otlaltepec proceden de la litofacies St. Para la formación Otlaltepec se tomaron precauciones particulares en la selección de las muestras, en cuanto que la presencia de paleosuelos implica que partes del registro estratigráfico han sufrido modificaciones composicionales importantes relacionadas con procesos post-deposicionales. Debido a esto, todas las muestras analizadas se recolectaron de partes de depósitos que no presentan evidencia alguna de procesos edáficos.

Las rocas muestreadas de la Formación Otlaltepec son areniscas medianas a gruesas, clasto-soportadas, pobremente clasificadas y están conformadas por clastos angulares a sub-redondeados, cuyos contactos varían de longitudinales hasta cóncavo-convexos. El espacio inter-granular está conformado por una matriz compuesta por minerales arcillosos de grano fino y, localmente, por cemento de calcita secundaria.

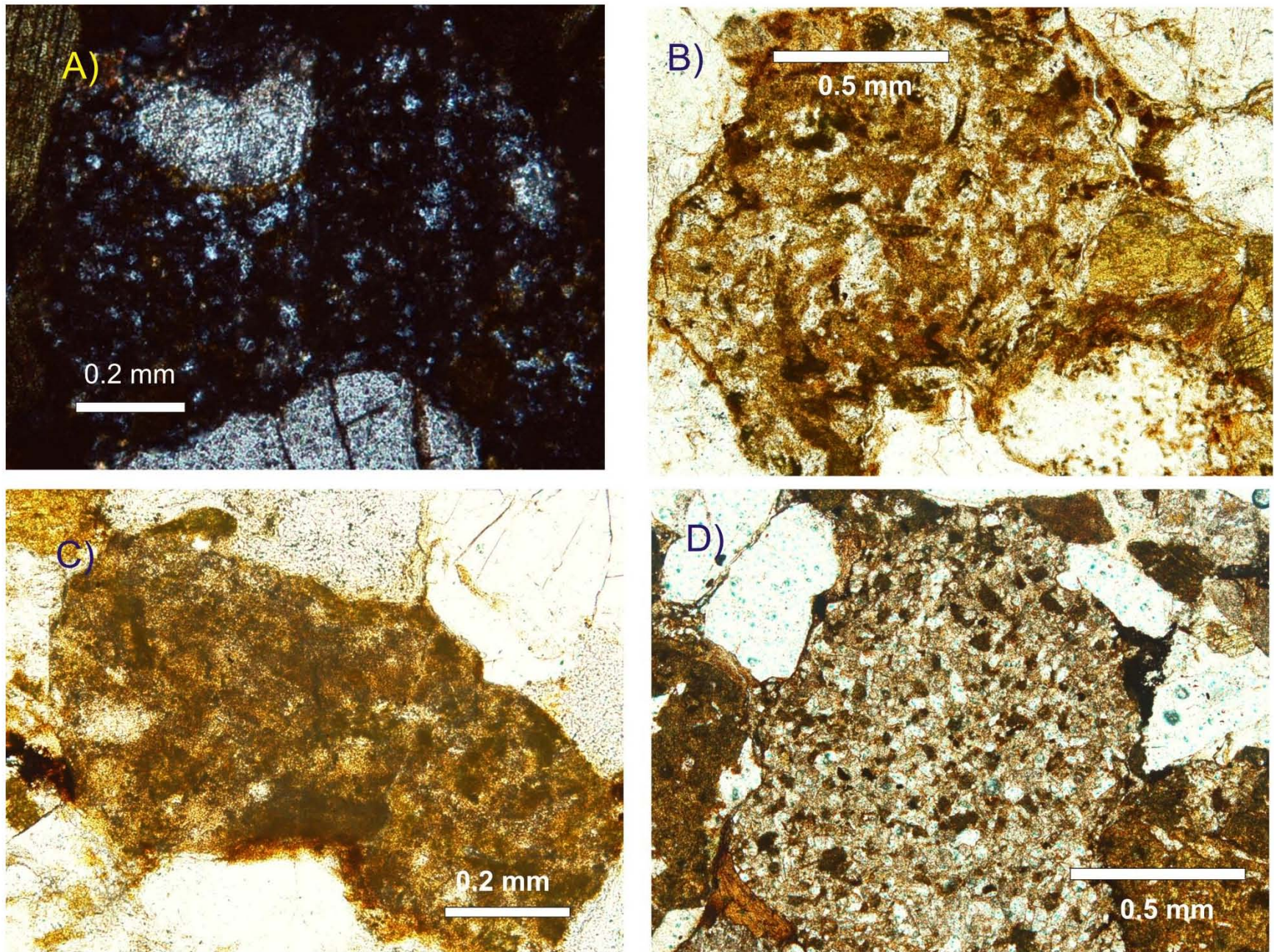
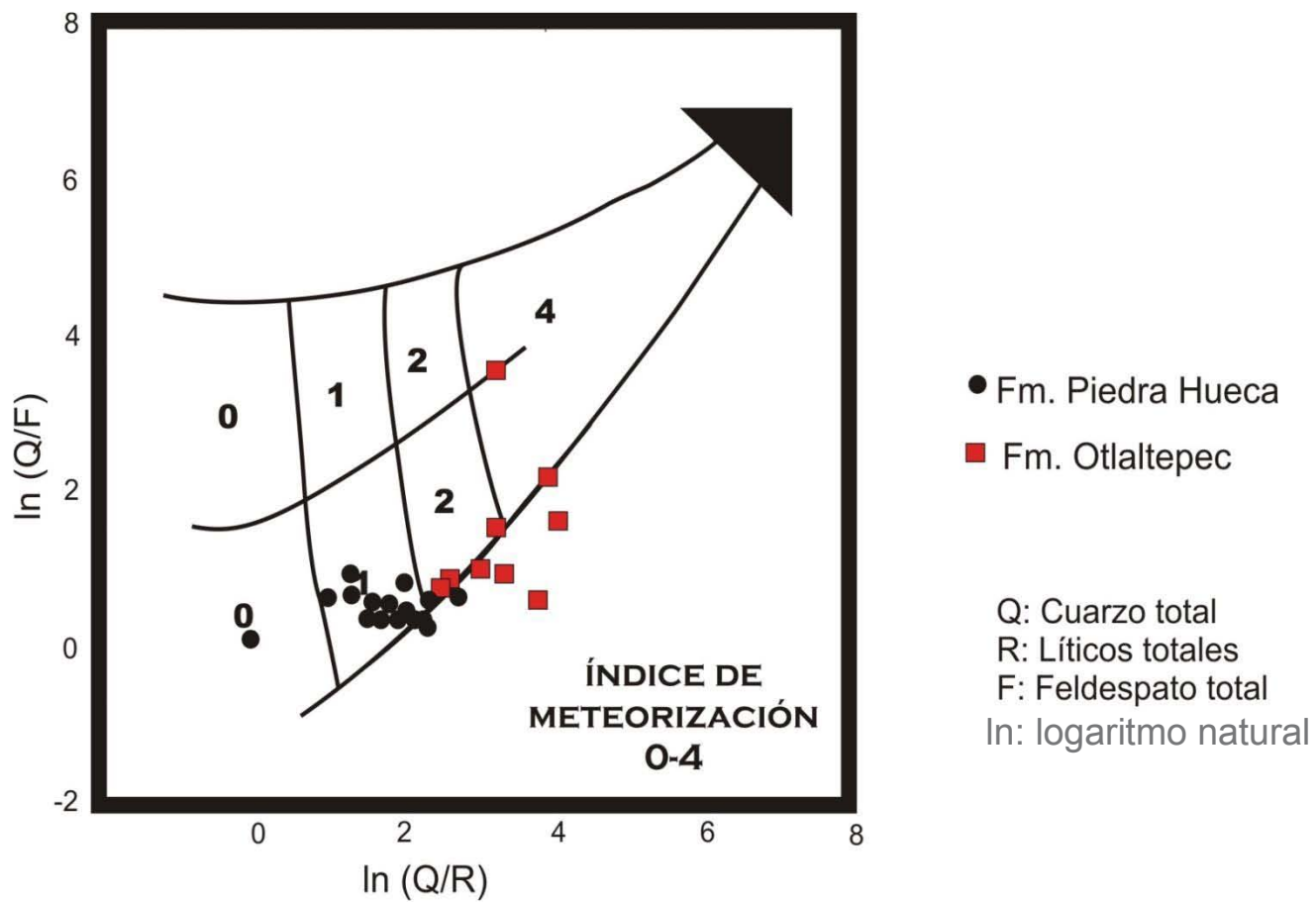


FIGURA 6. 3 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LOS LÍTICOS AFANÍTICOS DE LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA



índice de meteorización semi-cuantitativo		Fisiografía (Relieve)		
		Abrupto	Moderado	Suave
Clima (Precipitación)	Semi-áridos y mediterráneos	0	1	2
	Semi-húmedos templados	0	1	2
	Tropicales húmedos	0	2	4

FIGURA 6. 4 DIAGRAMA DESARROLLADO POR WILTJE EN 1994, EN EL QUE SE ESTABLECEN ÁREAS QUE CORRESPONDEN A DIFERENTES ÍNDICES DE INTEMPERIZACIÓN QUE, A SU VEZ, SE RELACIONAN CON EL TIPO DE RELIEVE Y CLIMA.

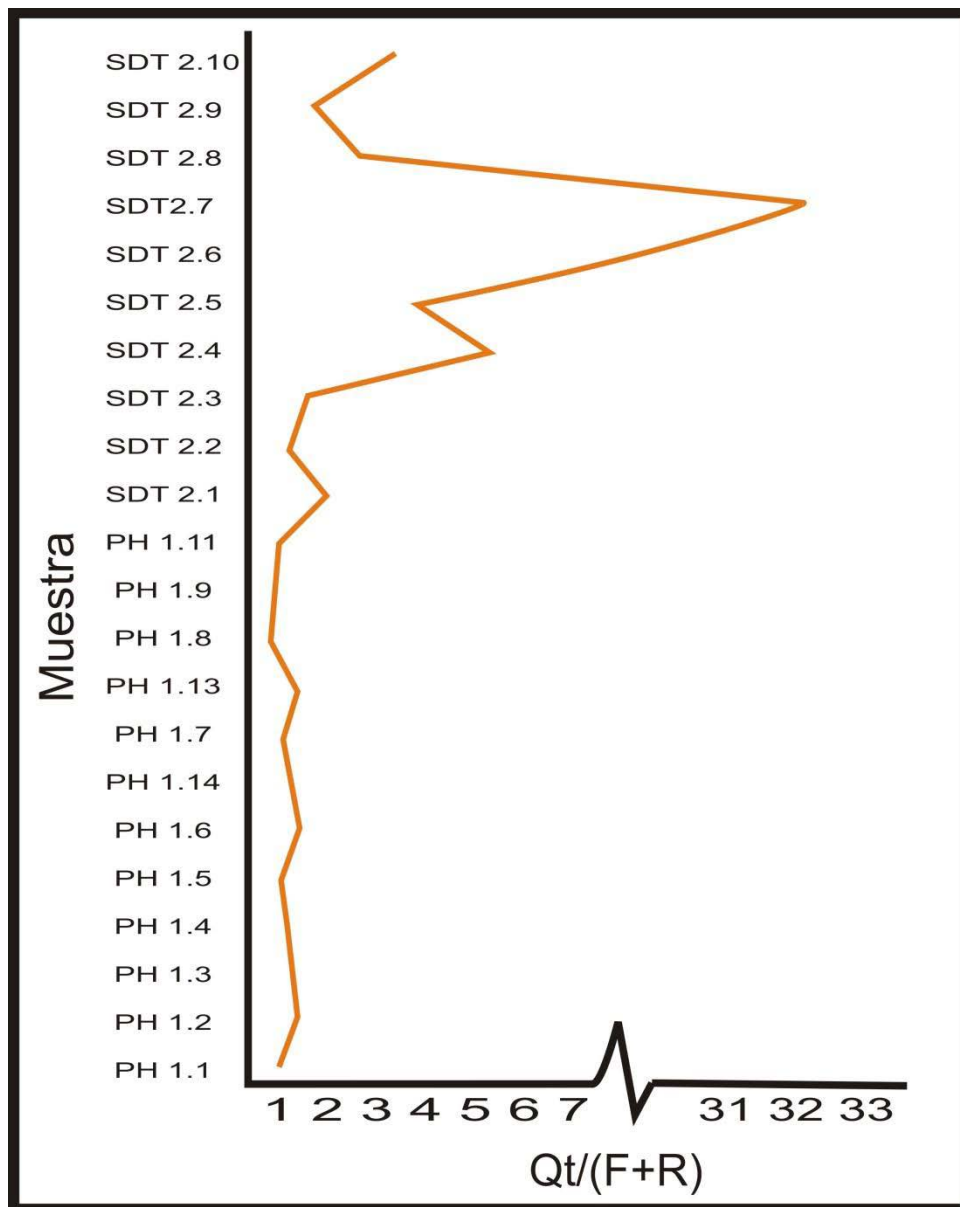


FIGURA 6. 5 DIAGRAMA Qt/R+F. DONDE Qt: CUARZO TOTAL (CUARZO MÁS CUARZO POLICRISTALINO), R: LÍTICOS Y F: FELDESPATO TOTAL (PLAGIOCLASA MÁS FELDESPATO ALCALINO).

De acuerdo al diagrama de Folk (1974), las areniscas de la formación Otlaltepec varían desde arcosas a cuarzoarenitas (Fig. 6.1A). En orden de abundancia, dichas areniscas están compuestas por: cuarzo monocristalino (53.3-96.9%), feldespato (2.5-44.6%), líticos (0-2.8%), cuarzo policristalino (0-0.6%) y minerales pesados (0-0.3%) (Fig. 6.1B-C).

A diferencia de la formación Piedra Hueca, el cuarzo monocristalino en la formación Otlaltepec presenta predominantemente extinción moderada a fuertemente ondulante, con una razón $Q_{sn}/Q_{su} \sim 0$ (Tabla 6.2).

El feldespato consta de feldespato potásico y plagioclasa en la Fm. piedra Hueca. Sin embargo, en la Formación Otlaltepec domina de manera importante la plagioclasa sobre el feldespato potásico ($K/P \sim 0$) (Fig. 6.1D y Tabla 6.2), en contraste con las areniscas de la formación Piedra Hueca, donde se ha documentado la relación inversa ($K/P = 1.3-5$). Adicionalmente, a diferencia de la formación Piedra Hueca, en la cual la cantidad de feldespato es relativamente constante dentro de todas las muestras analizadas, en la areniscas de la formación Otlaltepec el feldespato presenta abundancias muy variables, entre 2.5 y 44.6% (Fig. 6.1B-C y Tabla .2). Dicha variación en el contenido del feldespato no tiene aparentemente ninguna relación con el orden estratigráfico de las muestras. Es decir, no se observa claramente ninguna tendencia de incremento o decremento progresivo con la estratigrafía.

Así como en la formación Piedra Hueca, el cuarzo y el feldespato se presentan tanto en cristales individuales, como en fragmentos policristalinos faneríticos. Dichos fragmentos faneríticos son predominantemente de rocas metamórficas cuarzosas a cuarzo-feldespáticas con claras evidencias de deformación cristalo-plástica y recristalización (Fig. 6.6A-B) y, en menor medida, de rocas volcánicas y meta-volcánicas félsicas en la formación Otlaltepec. A diferencia de la formación Piedra Hueca, entre los fragmentos faneríticos de la formación Otlaltepec dominan los que presentan una clara foliación tectónica ($PH_{mu}/PH_{mf} = 0.4$ y 1.0), la cual es definida por la orientación preferencial de cristales de cuarzo con una fuerte elongación (Fig. 6.6A-B).

Los fragmentos líticos se presentan en concentraciones muy limitadas (0.3-2.8%) en las muestras analizadas procedentes de la formación Otlaltepec. Dichos fragmentos están representados por clastos volcánicos y meta-volcánicos félsicos y un sólo grano de un lítico meta-sedimentario afanítico compuesto por cuarzo y moscovita.

En síntesis, de acuerdo al espectro de clastos observados, es posible establecer que la formación Otlaltepec fue alimentada principalmente por rocas metamórficas faneríticas cuarzosas y cuarzo-feldespáticas y, en menor medida, por rocas volcánicas y meta-volcánicas félsicas y rocas meta-sedimentarias.

En el diagrama de Weltje (1994), las areniscas de la formación Otlaltepec grafican en los campos asociados con índices de meteorización 2 y 4 (Fig. 6.4). Por ende, dichas areniscas se caracterizan por composiciones moderada a intensamente modificadas por la i meteorización con respecto a la composición de las rocas fuentes. De acuerdo con Weltje (1994), dicha modificación representaría el resultado de la sedimentación bajo condiciones de clima húmedo a templado y relieve suave a moderado, las cuales son ideales para la degradación de los componentes inestables en un sistema sedimentario y el incremento de la madurez composicional de una arenisca.

La elevada madurez composicional de las areniscas de la formación Otlaltepec se refleja también en la razón $Qt/(F+R)$ a lo largo de la columna medida en el Río Magdalena. Dicha razón presenta valores muy variables entre 1.2 y 31.5 (Fig. 6.5), indicando variaciones en las condiciones de sedimentación y en los procesos que controlan la madurez composicional del sedimento. Valores entre 2 y 25 han sido reportados en la literatura para sucesiones depositadas en ambientes con climas húmedos templados, mientras que los valores mayores a 25 se han asociado a climas húmedos y cálidos (Suttner y Dutta, 1986).

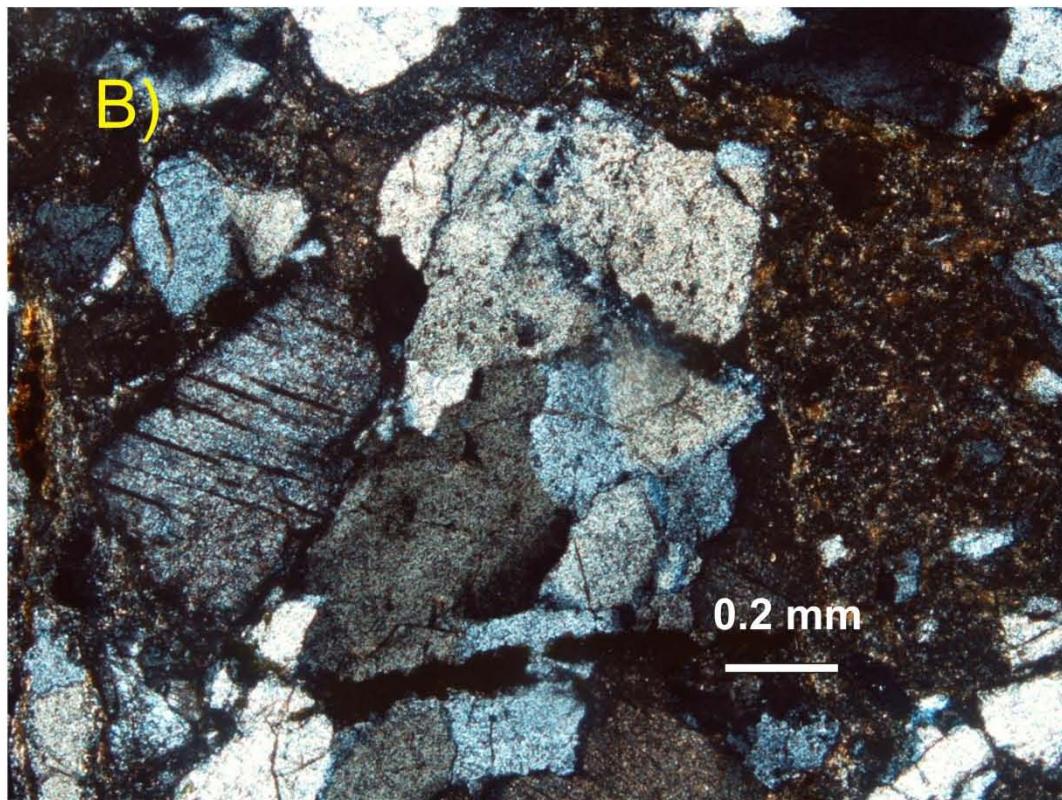
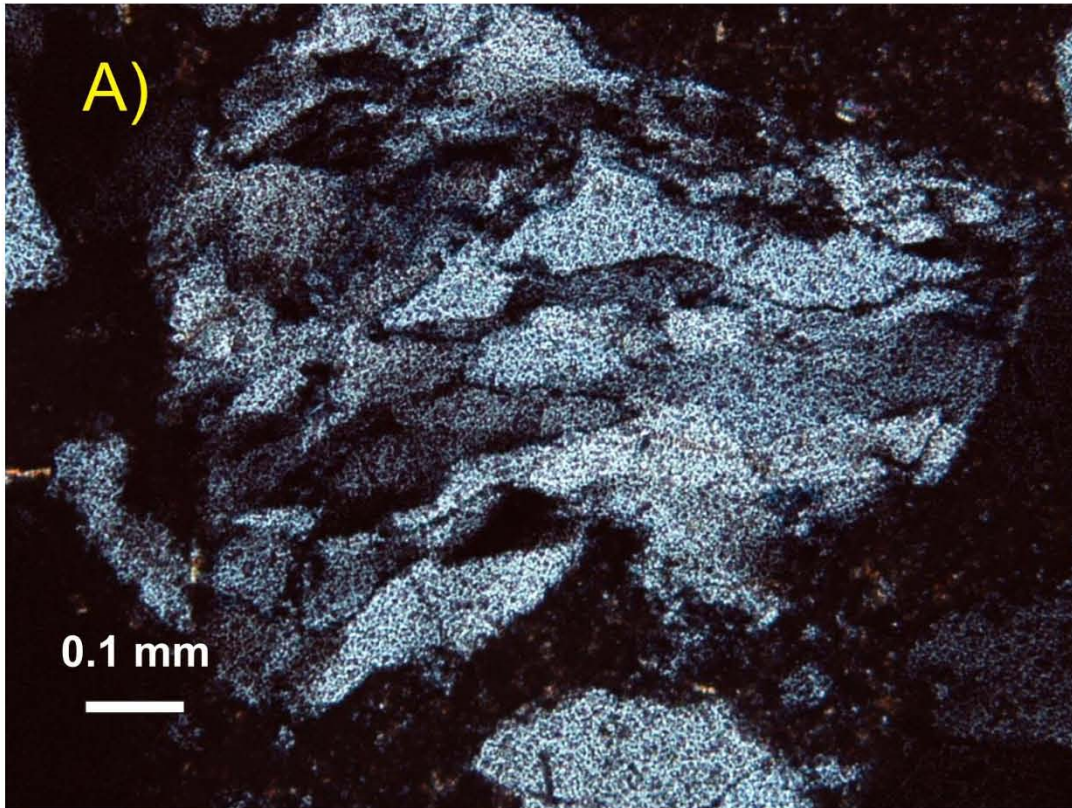


FIGURA 6. 6 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LOS LÍTICOS CUARCÍTICOS (A) Y CUARZO-FELDESPÁTICOS (B) DE LA FORMACIÓN OTLALTEPEC.

Capítulo 7. Petrografía de minerales pesados

Para completar el estudio de la variación composicional de las areniscas objeto de estudio, se realizó el análisis modal de minerales pesados no opacos para 16 muestras de las formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec. El conteo de puntos de los minerales pesados se realizó de acuerdo al método del listón (*ribbon method*) establecido por Galehouse (1969). La ubicación de las muestras empleadas en este análisis se indica en las columnas estratigráficas de las figuras 5.1 y 5.2. Las categorías utilizadas en el conteo de minerales pesados se reportan en la Tabla 7.1, mientras que los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 7.2.

TABLA 7. 1 CATEGORÍAS UTILIZADAS PARA EL CONTEO DE MINERALES PESADOS Y SU ABREVIACIÓN

Circón con forma alargada (razón largo/ancho > 2)	Zal
Circón con forma ecuante (razón largo/ancho ≤ 2)	Zec
Granate	Gr
Rutilo	Rt
Apatito	Ap
Torita	Th
Turmalina	Tu
Muscovita	Ms
Biotita	Bt
Clorita	Chl
Epidota	E
Titanita	Ti
Anfibol verde	Amp

TABLA 7. 2 RESULTADOS DEL CONTEO DE PUNTOS DE MINERALES PESADOS DE LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA (PH) Y LA FORMACIÓN OTALTEPEC OTLALTEPEC (SDT)

Muestra	Circón																	
	euedral-subedral		redondeado		roto													
	ecuante-subec (<1:2)	elongado (>1:2)	ecuante-subec (<1:2)	elongado (>1:2)		Rt	Ap	Tu	Gr	E	Th	Amp	Bt	Ms	Chl	Ti	TOTAL	
PH 1.1	3	2	93	27	15	31	24	0	136	0	0	0	0	0	0	0	1	332
PH 1.2	5	3	60	20	9	43	22	2	161	0	0	0	0	0	0	0	3	328
PH 1.3	0	2	98	28	13	15	25	0	139	0	0	1	0	0	0	0	1	322
PH 1.4	3	9	132	30	20	24	32	1	128	1	0	0	0	0	0	0	0	380
PH 1.5	5	0	90	27	10	25	24	1	129	0	0	0	2	0	1	0	0	314
PH 1.6	0	1	64	27	18	34	92	12	79	0	0	0	0	0	0	0	0	327
PH 1.7	1	1	75	27	16	47	11	1	175	0	0	0	0	1	0	0	0	355
PH 1.8	0	0	35	9	4	32	39	0	197	0	0	0	0	0	0	0	3	319
PH 1.9																		
PH 1.10	2	3	76	14	13	35	9	4	188	0	0	0	0	1	0	0	0	345
PH 1.11	1	0	91	24	13	29	38	0	153	0	0	0	0	0	0	0	0	349
SDT 2.1	1	0	44	22	10	72	0	0	0	0	16	1	0	0	0	0	0	310
STD 2.2	3	4	109	44	25	11	2	0	1	2	1	34	0	0	0	0	0	335
STD 2.3	9	3	99	40	17	97	0	0	0	0	28	0	0	0	0	0	7	300
SDT 2.4	3	8	121	87	16	78	0	1	1	0	17	0	0	0	0	0	0	332
SDT 2.5																		
SDT 2.6	5	10	88	82	14	87	0	6	0	0	7	0	0	0	0	0	2	301
SDT 2.7																		
STD 2.8																		
STD 2.9	4	7	138	47	19	78	2	19	0	0	7	0	0	0	0	0	0	321
STD 2.10	1	5	19	27	13	23	0	0	1	0	8	212	0	0	0	0	0	309

7.1. Formación Piedra Hueca

Las areniscas de la Formación Piedra Hueca exhiben una paragénesis mineralógica constituida, en orden de abundancia, por: granate (24%-62%, Fig. 7.1A), circón (15%-44%, Fig. 7.1B), rutilo (4%-13%, Fig. 7.1C), apatito (2%-12%, Fig. 7.1D), turmalina (0%-4%, Fig. 7.1E) y cantidades limitadas de epidota, biotita, anfíbol verde, moscovita, clorita y titanita (0%-1%) (Fig. 7.2)

De particular interés en este trabajo es el circón, en cuanto que este mineral presenta una variedad morfológica significativa que permite determinar el Índice de Fraccionamiento Hidráulico (IF) de las rocas sedimentarias objeto de estudio. Dicho índice consiste en la razón entre la abundancia de circón con forma alargada (Z_{al}) y circón con forma ecuante (Z_{ec}), y ha sido utilizado en la literatura para determinar cualitativamente la cantidad de transporte de un sedimento (e.g. Morton y Hallsworth, 1999). En efecto, la velocidad de asentamiento de un grano en un fluido depende principalmente de su densidad, tamaño de grano y forma. Por lo tanto, en el caso de granos de una única especie mineral (misma densidad) que presentan tamaños de grano comparables (entre 0.125 y 0.062 mm), la velocidad de asentamiento y, por ende, el grado de transporte, será únicamente determinado por la forma en que dichos granos se presentan (Briggs et al., 1962). Con base en esta premisa, se infiere que, al aumentar del grado de transporte, incrementará progresivamente la abundancia de circones con forma alargada en el sedimento, en cuanto que éstos se caracterizan por una flotabilidad más elevada con respecto a los cristales con forma ecuante. Por lo tanto, el IF permite la comparación entre el grado de transporte que sufrieron diferentes depósitos dentro de un mismo registro estratigráfico.

$$IF = \frac{Zr(al)}{Zr(ec)}$$

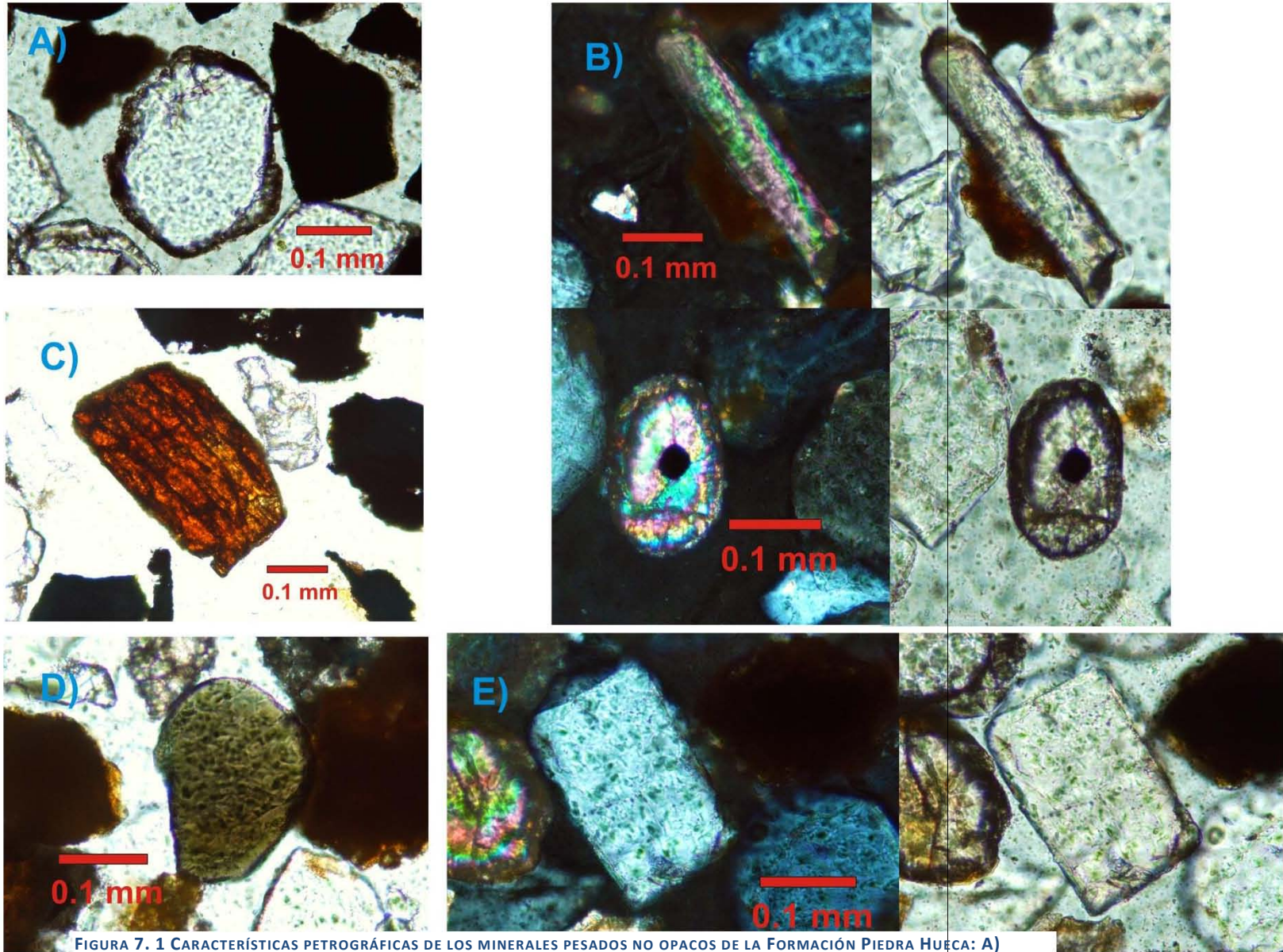


FIGURA 7. 1 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LOS MINERALES PESADOS NO OPACOS DE LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA: A) GRANATE, B) CIRCÓN ALARGADO Y CIRCÓN ECUANTE, C) RUTILO, D) TURMALINA, E) APATITO

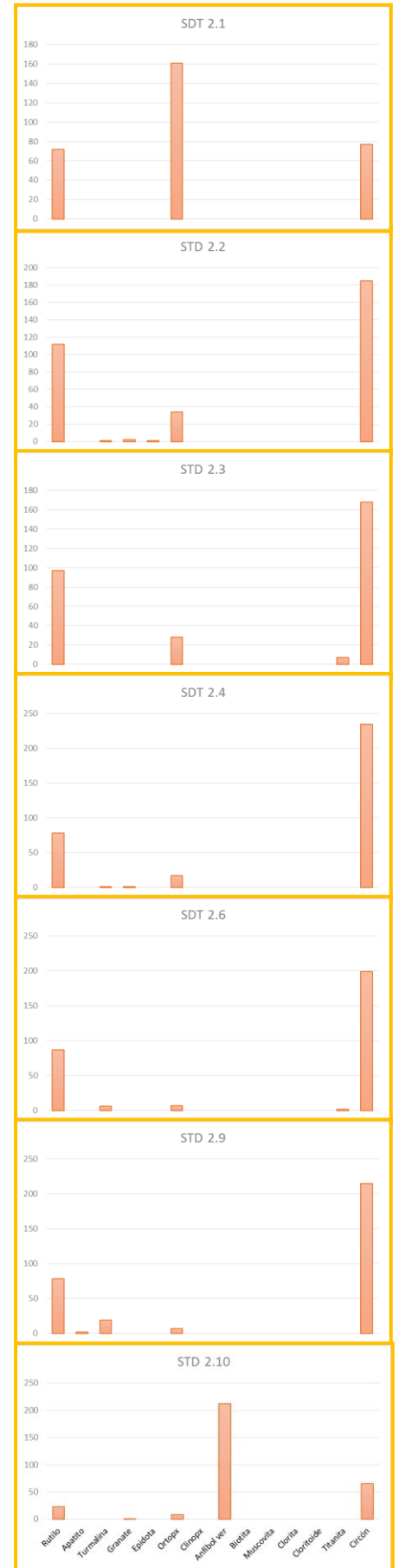


FIGURA 7. 2 HISTOGRAMAS DE ABUNDANCIA DE MINERALES PESADOS DE LAS MUESTRAS DE LA FM. PIEDRA HUECA (AZUL) Y DE LA FM. OTALTEPEC (ROJO). LOS MINERALES EN EL EJE HORIZONTAL SON (DE IZQUIERDA A DERECHA): RUTILO, APATITO, TURMALINA, GRANATE, EPIDOTA, ORTOPIROXENO, CLINOPIROXENO, ANFÍBOL VER, BIOTITA, MUSCOVITA, CLORITA, TITANITA Y CIRCÓN.

En las areniscas de la Formación Piedra Hueca se han observado tanto circones alargados como ecuanes (Fig. 7.1), con una razón Zal/Zec entre 0.22 y 0.44 y un promedio de 0.30 (Tabla 7.2).

7.2. Formación Otlaltepec

Las areniscas de la formación Otlaltepec presentan una paragénesis compuesta por: circón (21%-70%, Fig. 7.3A), rutilo (7%-33%, Fig. 7.3B), posible torita (2%-52%, Fig. 7.3C, en cuya identificación contribuyó el Dr. Fernando Ortega) y concentraciones menores de turmalina, apatito, granate, epidota y titanita (0-6%). Solamente una muestra (SDT 2.10) contiene anfíbol verde, el cual presenta una abundancia notablemente elevada (69%, Fig. 7.3D).

Los circones de la formación Otlaltepec varían de ecuanes a alargados, con valores del IF entre 0.38 y 1.6 y un promedio de 0.72 (Tabla 7.2). Se destaca el hecho de que los valores del IF de la Formación Otlaltepec se distribuyen en un rango más amplio y tienen un valor promedio más elevado que los obtenidos para la Formación Piedra Hueca. Estas diferencias denotan condiciones de depositación diferentes entre las dos unidades estudiadas en este trabajo. Adicionalmente, se puede observar que la variación del IF para la Formación Otlaltepec tiene una buena correlación inversa con el espesor de las sucesiones granodecrecientes que constituyen la columna estratigráfica medida en el arroyo Magdalena (Fig. 7.5). Específicamente, se advierte que el valor del IF disminuye en relación inversa con el espesor de las sucesiones grano-decrecientes medidas.

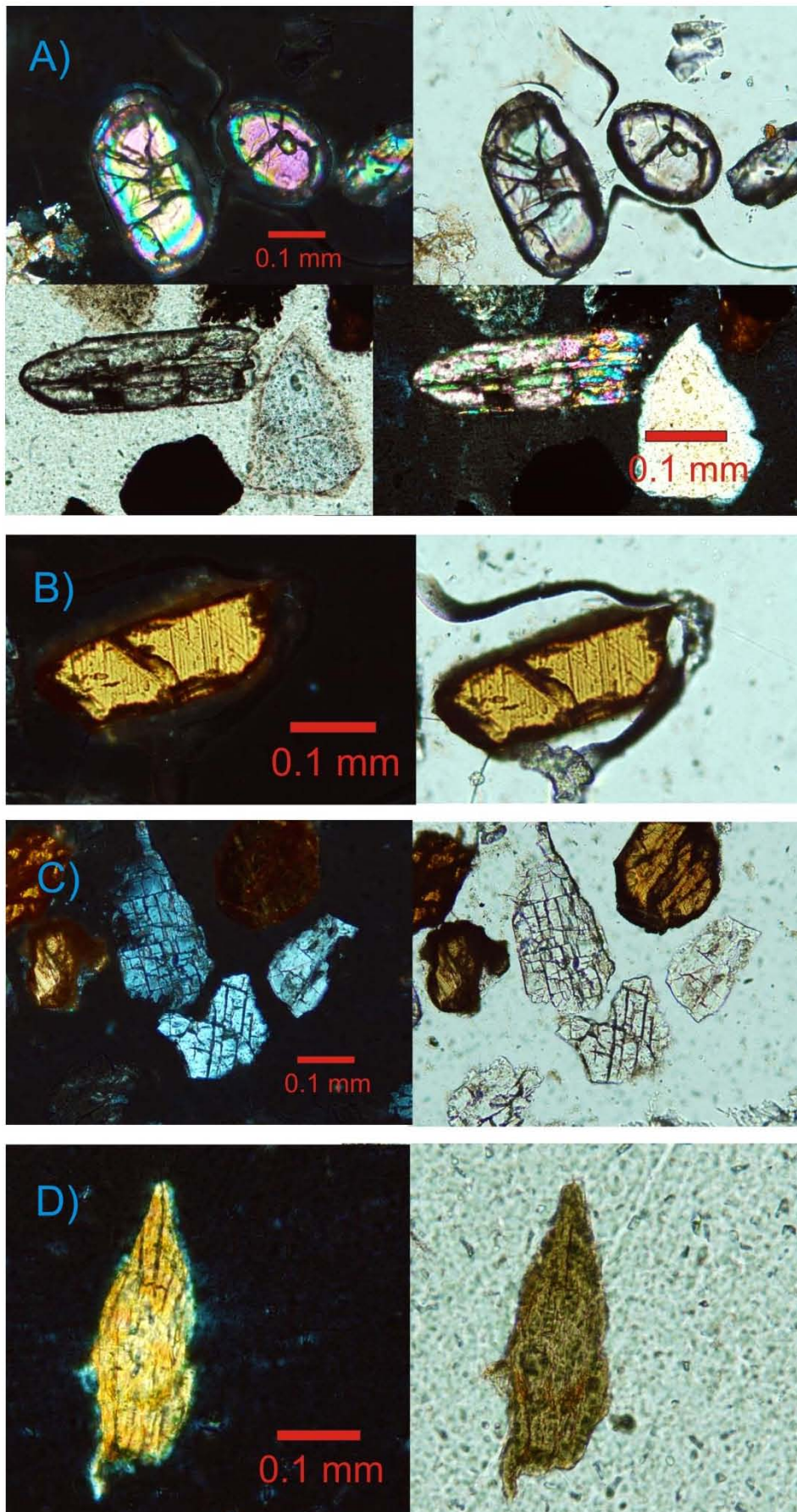


FIGURA 7. 3 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LOS MINERALES PESADOS NO OPACOS DE LA FORMACIÓN OTALTEPEC. A) CIRCÓN ECUANTE Y CIRCÓN ALARGADO, B) RUTILO, C) TORITA Y D) ANFÍBOL VERDE.

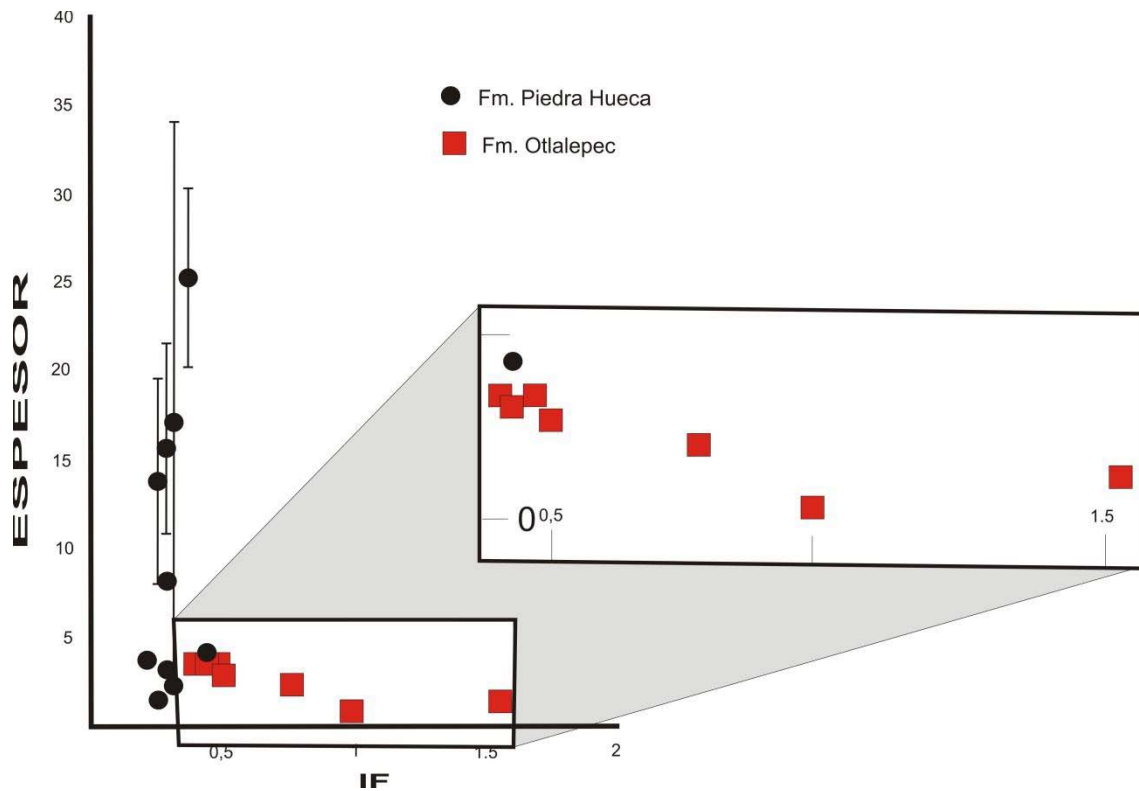


FIGURA 7. 4 GRÁFICA DE EL ESPESOR DE LAS SUCESIONES GRANODECRECIENTES VS EL ÍNDICE DE FRACCIONAMIENTO (IF) PARA LAS MUESTRAS DE LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA Y LA FORMACIÓN OTLALTEPEC DONDE SE OBSERVA UNA CORRELACIÓN INVERSA ENTRE AMBOS EJES PARA LA FORMACIÓN OTLALTEPEC. LAS BARRAS INDICAN LA INCERTIDUMBRE EN LA MEDICIÓN DE LOS ESPESORES DE LOS ESTRATOS DE LAS SUCESIONES GRANODECRECIENTES, DEBIDO A QUE PARTE DE LAS ROCAS ESTABAN CUBIERTAS POR SEDIMENTOS ACTUALES.

Capítulo 8. Geocronología de circones detríticos

Con el objetivo de establecer tanto la edad máxima de depósito de las Formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec, así como su posible procedencia, se realizó el fechamiento U-Pb de circones detríticos obtenidos de cuatro muestras de arenisca recolectadas del registro estratigráfico analizado. Dos areniscas fueron muestreadas, en dos niveles estratigráficos, de la Formación Piedra Hueca y, así mismo, otras dos fueron extraídas de la Formación Otlaltepec. La ubicación de las muestras está indicada en las Figuras 5.1 y 5.2. Los detalles sobre los resultados analíticos se reportan en el Anexo. A continuación se describen los resultados.

8.1. Formación Piedra Hueca

La muestra PH 1.1 fue recolectada de un nivel de arenisca de barra fluvial expuesto en la parte basal de la columna estratigráfica medida en la barranca Piedra Hueca (Fig. 4.3). Dicha muestra arrojó una cantidad abundante de circones de tamaño variable entre 250 y 62 μm . Los circones de la muestra PH 1.1 se presentan bajo el microscopio binocular como granos redondeados, principalmente, y pueden ser incoloros o con tonalidades rosas y moradas. Bajo catodoluminiscencia (CL), estos cristales se muestran homogéneos o con zoneamiento oscilante (Fig. 8.2). Dichas texturas internas han sido descritas típicamente para circones de origen magmático (Connelly, 2001; Corfu *et al.*, 2003). El origen magmático de dichos minerales es confirmado también por los valores de Th/U superiores a 0.1 para casi todos los cristales analizados (Fig. 8.1). De la muestra PH 1.1 se analizaron 100 circones, 99 de los cuales arrojaron edades concordantes a ligeramente discordantes (0-17% de discordancia). Con base en los resultados obtenidos, es posible definir por lo

menos 4 intervalos de edades representados en la muestra analizada. En orden de representatividad, dichos intervalos son: 1) 1380-789 Ma (89% de los granos totales analizados), 2) 1820-1510 Ma (5%), 3) 286-252 Ma (4%) y 4) 192 Ma (1%) (Fig. 8.2). Cabe remarcar que la edad de 192 Ma fue obtenida de un solo grano, el cual ha arrojado una edad con un porcentaje de discordancia de 16%.

La muestra PH 1.7 fue recolectada de un nivel de arenisca de barra fluvial expuesto en la parte intermedia de la columna medida en la barranca Piedra Hueca (Fig. 5.1). Los circones obtenidos de la muestra PH 1.7 presentan las mismas características morfológicas y las mismas texturas internas que se observaron en los granos de la muestra PH 1.1. De la muestra PH 1.7 se analizaron 100 circones, 99 de los cuales arrojaron edades concordantes a ligeramente discordantes. De manera similar a la muestra PH 1.1, la gran mayoría de los granos analizados (96%) ha arrojado edades comprendidas entre 1453 y 876 Ma (Fig. 8.2). De dos circones se obtuvieron edades de 1568 y 1517 Ma, mientras que 3 granos arrojaron edades del Jurásico Inferior comprendidas entre 185 y 184 Ma. Cabe remarcar que dos de los tres circones del Jurásico Inferior han producido edades con un porcentaje de discordancia entre 15 y 16%. A diferencia de la muestra PH 1.1, en la muestra PH 1.7 no se han encontrado circones del Pérmico-Triásico.

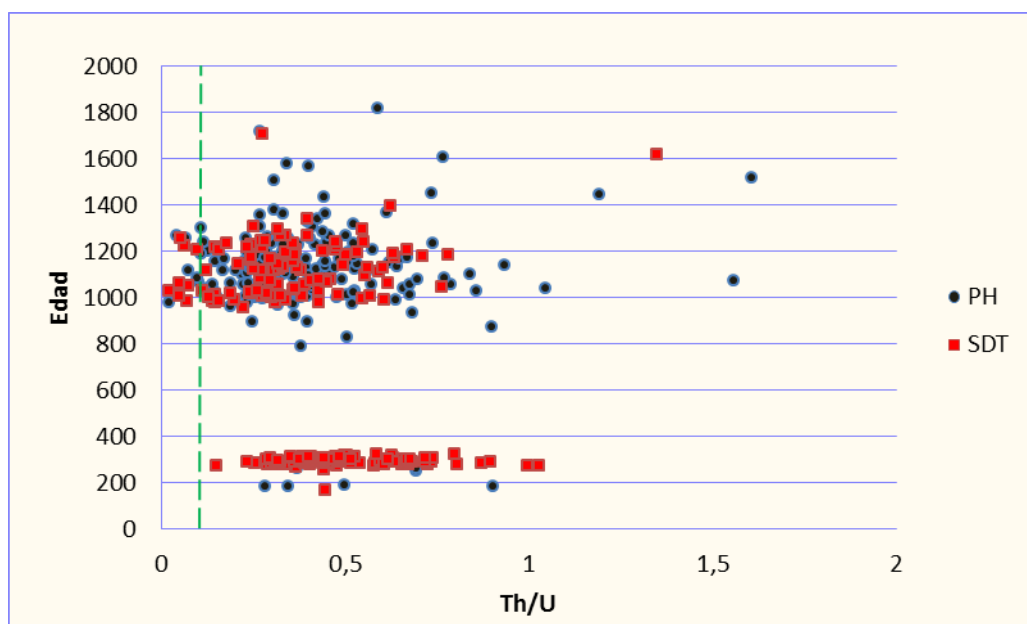


FIGURA 8. 1 GRÁFICA DE LA RAZÓN Th/U VS EDAD EN MA DEL TOTAL DE CIRCONES ANALIZADOS DE LA FM. PIEDRA HUECA Y LA FM. OTALTEPEC. LA LÍNEA PUNTEADA VERDE ES EL VALOR 0.1 DE LA RAZÓN Th/U .

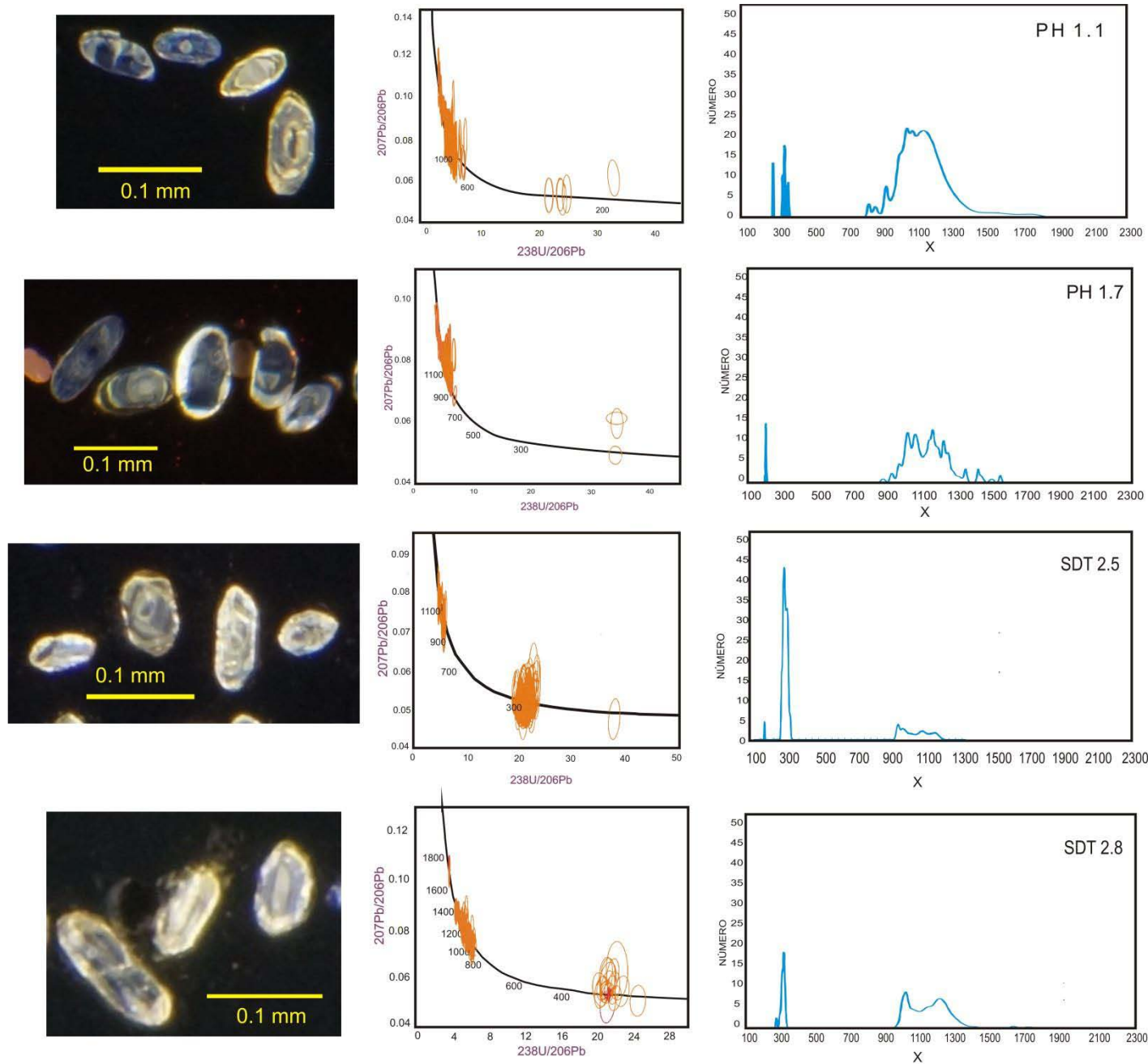


FIGURA 8. 2 IMÁGENES BAJO CÁTODOLUMINISCENCIA, CONCORDIAS Y GRÁFICAS DE ABUNDANCIA DE CIRCONES DETRÍTICOS DE LAS CUATRO MUESTRAS FECHADAS. SE PUEDE OBSERVAR QUE LAS MUESTRAS CONTIENEN PRINCIPALMENTE CIRCONES DE PRECÁMBRICO, SEGUIDOS EN ABUNDANCIA POR CIRCONES DEL PÉRMICO-TRIÁSICO Y ALGUNOS CIRCONES DEL JURÁSICO; A EXCEPCIÓN DE LA MUESTRA SDT 2.5, EN LA QUE SON MÁS ABUNDANTES LOS CIRCONES DEL PERMO-TRIÁSICO QUE LOS DEL PRECÁMBRICO. SÍ MISMO, SE DISTINGUE QUE LOS CIRCONES JURÁSICOS DE LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA (PH) SON DISCORDANTES. TAMBIÉN SE PUEDEN OBSERVAR LAS MOFOLOGÍAS ECUANTES Y ALARGADAS DE LOS CIRCONES QUE, A SU VEZ, PUEDEN SER ZONEADOS O NO.

8.2. Formación Otlaltepec

La muestra SDT 2.5 fue recolectada de un nivel de arenisca expuesto en la parte intermedia de la columna levantada en el arroyo Magdalena (Fig. 5.2). Dicha muestra arrojó una cantidad considerable de circones detríticos con un tamaño variable entre 250 y 62 μm . Los circones de la muestra SDT 2.5 se muestran bajo el microscopio binocular como granos principalmente redondeados y pueden ser incoloros o con tonalidades rosas y moradas. Bajo CL, estos cristales se muestran homogéneos o con zoneamiento oscilante (Fig. 8.2). Dichas texturas internas han sido descritas típicamente para circones de origen magmático (Connelly, 2001; Corfu *et al.*, 2003), lo cual es confirmado también por los valores de Th/U superiores a 0.1 para casi todos los cristales (Fig. 8.1). De la muestra SDT 2.5 se analizaron 100 circones, la totalidad de los cuales ha arrojado edades concordantes a ligeramente discordantes. Los resultados obtenidos definen 3 intervalos de edades: 1) 325-270 Ma (con el 73% del total de los granos analizados), 2) 1227-981 Ma (25%) y 3) 167 Ma (1%). Esta última edad fue obtenida de un solo grano; sin embargo, ha sido concordante.

La muestra SDT 2.8 fue recolectada de un nivel de arenisca expuesto en la parte superior de la columna medida a lo largo del arroyo Magdalena (Fig. 5.2). Las características de la morfología externa y de la textura interna de los circones de la muestra SDT 2.8 son las mismas que las de la muestra SDT 2.5. De la muestra SDT 2.8 se fecharon 99 circones, los cuales arrojaron edades concordantes a ligeramente discordantes. Tres intervalos de edad principales se obtuvieron de la muestra SDT 2.8: 1) 1398-960 Ma (80 % de los granos totales), 2) 312-299 Ma (18%) y 3) 1706-1620 Ma (2%). Es importante notar cómo el contenido de circones del Carbonífero-Triásico va disminuyendo en la muestra STD 2.8 con respecto a la STD 2.5, paralelamente al incremento de granos con edades del Grenviliano (Fig. 8.2).

Capítulo 9. Discusión

Los datos sedimentológicos, petrológicos y geocronológicos obtenidos en este trabajo permiten reconstruir la evolución del registro estratigráfico de la cuenca de Otlaltepec y determinar las causas de la variación composicional en él contenida. A continuación, se discute el significado de los resultados obtenidos, haciendo énfasis en la interpretación sobre el ambiente de deposición, la procedencia y el contexto tectónico bajo los cuales se desarrollaron las unidades estudiadas.

9.1. Ambiente de depósito

9.1.1 Formación Piedra Hueca

La presencia de compresiones y moldes de hojas de plantas con moderada preservación en varios de los estratos en facies FI de la formación Piedra Hueca sugiere que esta unidad tiene un origen continental. Las columnas medidas dentro de la formación Piedra Hueca están compuestas predominantemente por el apilamiento de sucesiones granodecrecientes conglomerático-arenosas (litofacies Gh, Gt → St → Sp → Sr → FI), las cuales son el resultado de la deposición de corrientes unidireccionales y se han interpretado como barras de canal de acuerdo a Miall (2006). La abundancia de depósitos con tamaño de grano conglomerático a arenoso grueso sugiere que el drenaje mediante el que se llevó a cabo el depósito de la formación Piedra Hueca se caracterizaba por una energía relativamente elevada, lo cual es sustentado por la predominancia de estructuras depositacionales típicas de corrientes de alta velocidad, tales como la estratificación cruzada curvada. Adicionalmente a las barras de canal, el registro estratigráfico de la formación Piedra Hueca se caracteriza por la presencia de depósitos de inundación tabular (litofacies Sh) y de flujo de escombros (litofacies Gmm). Dichos

depósitos confirman que la formación Piedra Hueca se desarrolló bajo condiciones de alta energía del sistema de drenaje, además de sugerir que el ambiente de depositación se caracterizaba por una pendiente relativamente acentuada. En efecto, los depósitos de inundación tabular se desarrollan en condiciones de corrientes muy rápidas asociadas a números de Froude ~ 1 , mientras que los depósitos de flujo de escombros son el resultado de la inestabilidad gravitacional de un conjunto de detritos a lo largo de una pendiente (e.g. Collinson y Thompson, 1987). Ambientes sedimentarios continentales caracterizados por un drenaje de alta energía y una pendiente acentuada ostentan, típicamente, abanicos aluviales y corrientes fluviales trenzadas (e.g. Reading, 1996). Específicamente, la asociación de barras de canal conglomerático-arenosas, depósitos de flujo de escombros y depósitos de inundación tabular ha sido típicamente descrita en la literatura para la parte proximal e intermedia de abanicos aluviales y ríos trenzados (e.g. Reading, 1996). En general, dichos ambientes sedimentarios se desarrollan en zonas aledañas a un relieve y, por ende, se caracterizan por presentar una posición proximal con respecto a la fuente de alimentación (e.g. Reading, 1996; Miall, 2006). Las direcciones de paleocorrientes medidas en varios niveles estratigráficos de la Formación Piedra Hueca muestran una dispersión de aproximadamente 200° , variando dentro de los cuadrantes NE, NW y SW (Figs. 5.1 y 5.2). En los ambientes sedimentarios actuales, direcciones de paleocorrientes con valores de dispersión tan altos son típicos de los abanicos aluviales, mientras que los sistemas fluviales de tipo trenzados muestran generalmente valores de dispersión de, aproximadamente, $30-40^\circ$ (Reading, 1996; Miall, 2006). Por lo tanto, se sugiere que la Formación Piedra Hueca representa el registro estratigráfico de un abanico o un conjunto de abanicos aluviales (Fig. 9.1) Además, las direcciones de paleocorriente obtenidas en campo y corregidas a la horizontal permiten documentar que el área fuente de dichos depósitos aluviales se situaba al SE del área de estudio.

Abanico Aluvial

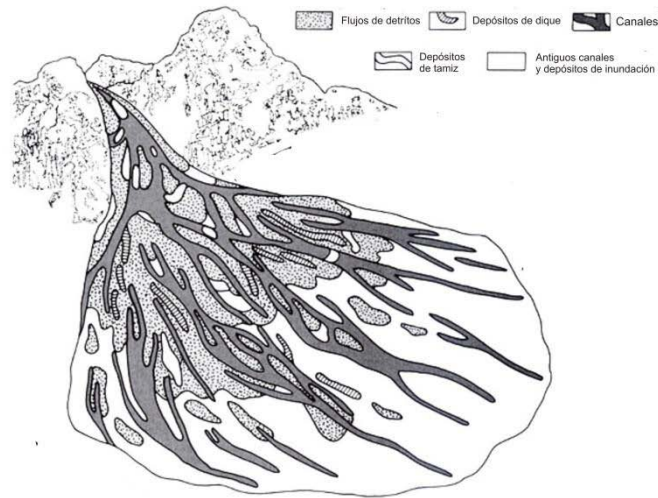


FIGURA 9. 1 ESQUEMA DE UN ABANICO ALUVIAL (MODIFICADO DE SPEARING, 1974)

9.1.2. Formación Otlaltepec

La abundancia de hojas de plantas bien preservadas, de hasta medio metro, adheridas a las ramas encontradas en los estratos FI de la formación Otlaltepec, indican que estos restos están *in situ* y, por lo tanto, que el origen de esta unidad es continental. Dicha inferencia es sustentada también por la presencia de paleosuelos con marcas de raíces a lo largo de todo el espesor de la columna medida en esta unidad. Sin embargo, a diferencia de la formación Piedra Hueca, la formación Otlaltepec se caracteriza por un registro estratigráfico que denota la alternancia de periodos de erosión y depósito abundante, representados por las sucesiones granodecrecientes conglomerático-arenosas (litofacies Gt → St → Sp → Sr → FI), y periodos de depositación y erosión limitada o nula, representados por los paleosuelos (Fr). En los ambientes sedimentarios actuales, dichas condiciones se verifican típicamente en las llanuras de inundación que bordean grandes sistemas fluviales. En efecto, las llanuras de inundación son ambientes sedimentarios donde la deposición ocurre de manera episódica durante los eventos de llena –

o inundación- de los ríos que en ella escurren. Durante dichos eventos de subida del río e inundación, la energía elevada de la corriente fluvial permite la erosión y rotura de los diques naturales que bordean el río y la generación de abanicos conglomeráticos a arenosos en la llanura de inundación adyacente (Fig. 9.2). Dichos depósitos son comúnmente conocidos en la literatura como depósitos de *crevasse splay* (Miall, 2006), y están conformados típicamente por una sucesión granodecreciente caracterizada por una base erosiva. El espesor de los depósitos de *crevasse splay* es directamente proporcional a la energía del evento de llena (Miall, 2006). Al término de cada evento de inundación, la corriente fluvial disminuye progresivamente su energía y se retira de la llanura de inundación, dejando esta misma expuesta a la interacción con los procesos atmosféricos y biológicos hasta el siguiente periodo de llena. Por ende, entre un evento de llena y el sucesivo, los depósitos superficiales de la llanura de inundación están sujetos a pedogénesis y su espesor es directamente proporcional al tiempo que la llanura ha quedado expuesta a la superficie.

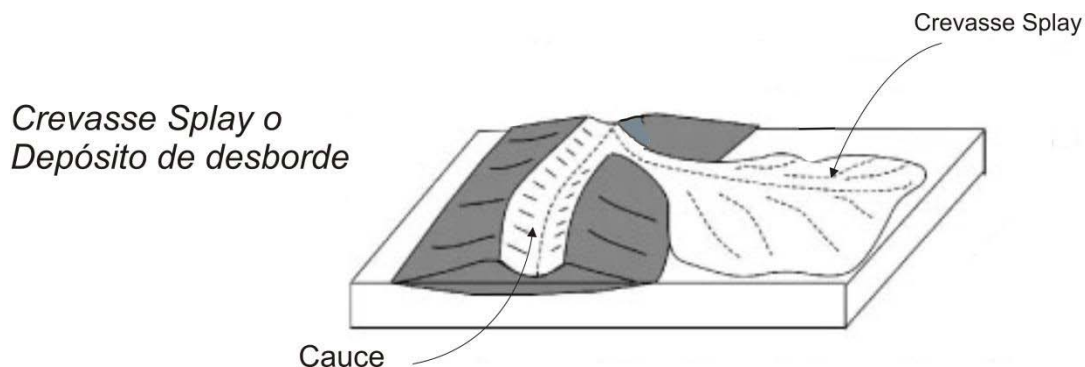


FIGURA 9. 2 ESQUEMA DE UN DEPÓSITO DE CREVASSE SPLAY (MODIFICADO DE FERREIRA DO NASCIMENTO, 2013)

Con base en lo anterior, se interpreta a la formación Otlaltepec como el registro estratigráfico de una llanura de inundación, caracterizada por la alternancia rítmica de depósitos de *crevasse splay*, desarrollados durante eventos de llenas fluviales, y paleosuelos, formados durante los periodos de menor energía del sistema de drenaje y exposición subaérea de las zonas adyacentes a los canales fluviales.

La interpretación de la formación Otlaltepec como el registro estratigráfico de una llanura de inundación implica que las estructuras de paleocorriente medidas en esta unidad no pueden ser utilizadas para obtener la ubicación paleogeográfica del área fuente con respecto al área de estudio. De hecho, las estructuras de paleocorriente medidas en los depósitos de crevasse splay reflejan más bien la dirección de las corrientes que surcaron la llanura de inundación durante el evento de llena, sin dar ninguna información directa sobre la dirección y el sentido de la corriente que fluye dentro de los canales fluviales.

9.2 Procedencia

9.2.1 Formación Piedra Hueca

La petrografía de roca total indica que la formación Piedra Hueca fue derivada principalmente de rocas intrusivas y metamórficas faneríticas de composición cuarzo-feldespática y cuarzosa. Así mismo, se ha documentado la participación menor de fuentes volcánicas félsicas a máficas, así como de rocas intrusivas de composición gabrónico-diorítica, rocas sedimentarias y meta-sedimentarias. La interpretación de la formación Piedra Hueca como el registro estratigráfico de un abanico aluvial proximal a medio implica que dicha unidad se desarrolló a partir de la acumulación de detritos en una posición cercana a sus rocas fuentes. Con base en estas consideraciones, la posibilidad de que el Tronco de Totoltepec sea un de las fuentes principales para la formación Piedra Hueca sería grande, en cuanto que este cuerpo intrusivo representa el borde meridional de la cuenca de Otlaltepec (Fig. 5.4) y está conformado principalmente de granitos, granodioritas y, en menor cantidad, gabros y dioritas (e.g. Kirsch et al., 2012). Aceptando este escenario, las areniscas de la formación Piedra Hueca deberían contener una gran abundancia de circones detríticos con edades del Carbonífero y Pérmico procedentes de las rocas intrusivas del Tronco de Totolpetec. Sin embargo, la cantidad de circones del

Carbonífero y Pérmico que se obtuvieron en las rocas clásticas de la formación Piedra Hueca es muy limitada a nula, variando entre 0 y 4 % (Fig. 8.2). Por ende, con base en los datos geocronológicos obtenidos en este trabajo es posible descartar al Tronco de Totoltepec como una posible fuente para las areniscas de la formación Piedra Hueca.

Una fuente alternativa para los clastos de roca intrusiva contenidos en la formación Piedra Hueca está representada por los granitos expuestos en el Complejo Ayú. Dicho complejo está localizado 20 km al SE del área de estudio (Fig. 2.3) y está compuesto por granitos del Jurásico emplazados en rocas metamórficas faneríticas a afíricas en facies de anfíbolita a esquistos verdes (Helbig et al., 2012). Las rocas metamórficas del Complejo Ayú contienen principalmente circones con edades del Grenviliano y cantidades limitadas de circones con edades del Carbonífero-Triásico inferior (Helbig et al., 2012) (Fig. 9.3). Los granitos del Complejo Ayú se caracterizan por contener cantidades muy limitadas (~2-5%) de circones concordantes a discordantes del Jurásico (Fig. 9.3), interpretados por Helbig et al. (2012) como cristales de origen magmático desarrollados durante el enfriamiento de dichos cuerpos intrusivos, y una predominancia de circones heredados de las rocas metamórficas encajonantes. Dichos circones heredados presentan principalmente edades del Grenviliano y, en menor medida, edades del Carbonífero-Triásico inferior (Helbig et al., 2012) (Fig. 9.3). Con base en estos datos, es posible predecir que un sedimento derivado de las rocas del Complejo Ayú deberá contener una población dominante de circones detríticos con edades del Grenviliano y poblaciones menores del Carbonífero-Triásico Inferior y Jurásico. Dichas poblaciones coinciden con las reconocidas en las areniscas de la formación Piedra Hueca. Por lo tanto, los datos geocronológicos presentados en este trabajo sugieren que el registro estratigráfico de la formación Piedra Hueca se desarrolló principalmente a partir de la erosión del Complejo Ayú (Fig. 9.4). Dicha interpretación es sustentada por las direcciones de paleocorrientes obtenidas de la formación Piedra Hueca, las cuales indican que la fuente de esta unidad estaba localizada al SE del área de estudio.

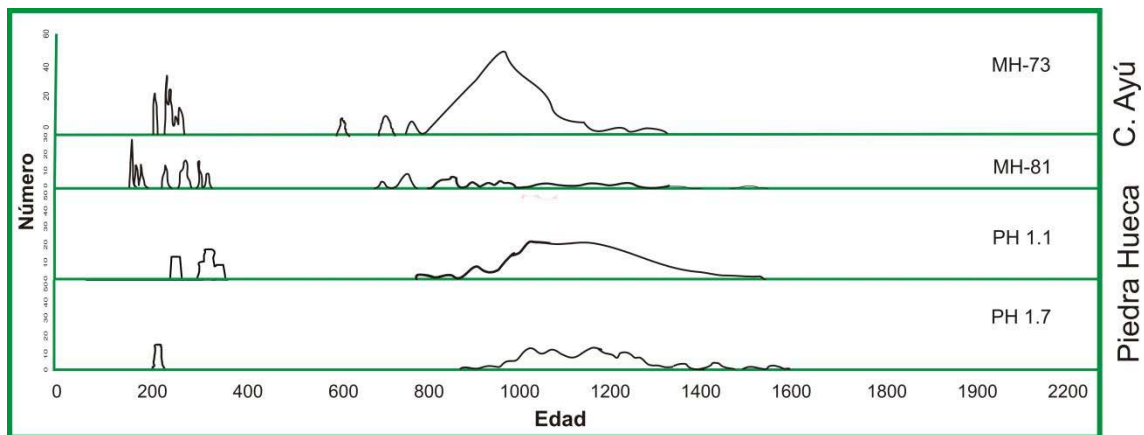


FIGURA 9. 3 GRÁFICAS DE ABUNDANCIA DE CIRCONES SEGÚN SU EDAD PARA LAS ROCAS METAMÓRFICAS (MH-73) E ÍGNEAS (MH-81) DEL COMPLEJO AYÚ Y PARA LAS MUESTRAS PERTENECIENTES A LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA DATADAS EN ESTE TRABAJO.

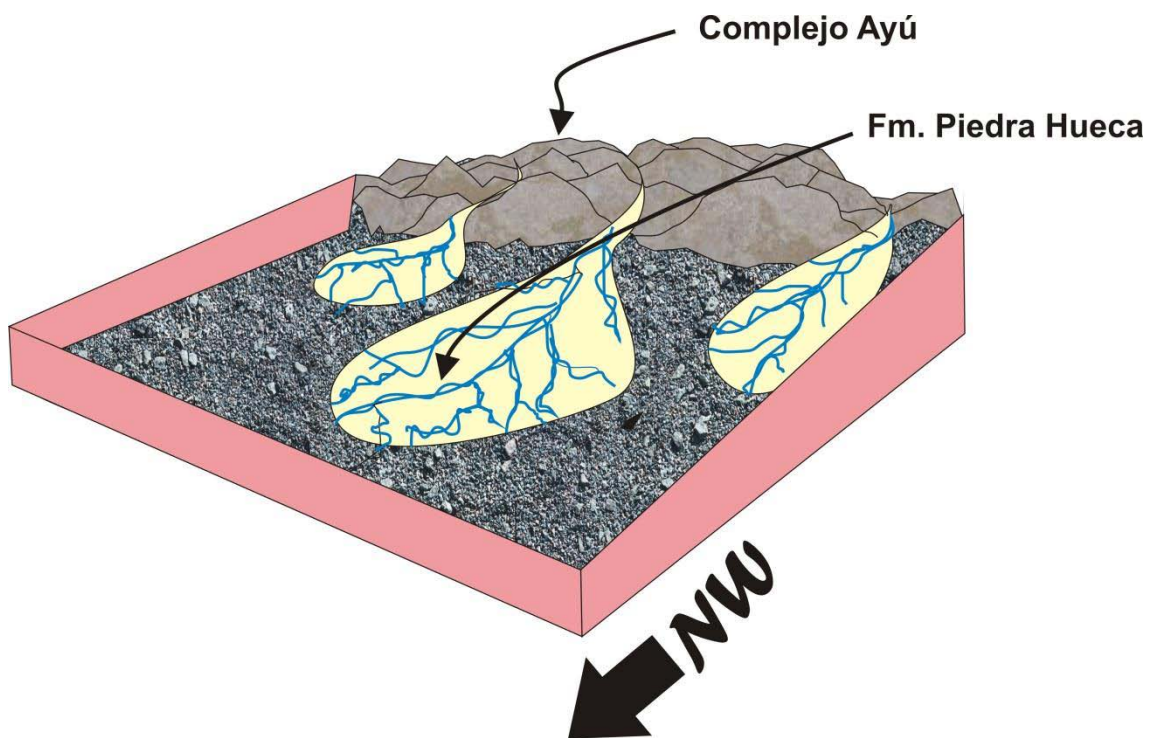


FIGURA 9. 4 MODELO PALEOGEOGRÁFICO DE LA CUENCA DE OTLALTEPEC DURANTE EL DEPÓSITO DE LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA, DONDE SE MUESTRA QUE EL AMBIENTE DE DEPÓSITO ESTABA CONFORMADO POR ABANICOS ALUVIALES Y LA FUENTE ERA REPRESENTADA POR EL COMPLEJO AYÚ.

Aceptando la procedencia del Complejo Ayú para los fragmentos de granito y de rocas metamórficas faneríticas contenidos en la Formación Piedra Hueca, los líticos volcánicos félsicos podrían proceder de los numerosos diques y cuerpos hipabisales que comúnmente se encuentran asociados a los intrusivos graníticos del Complejo Ayú. Los líticos volcánicos máficos a intermedios podrían, a su vez, derivar de los cuerpos máficos-ultramáficos de Tepejillo y Tultitlán, los cuales presentan extensiones locales y se encuentran emplazados tectónicamente por encima de las rocas metamórficas del Complejo Ayú. Los líticos sedimentarios podrían proceder de la misma Formación Piedra Hueca y, por lo tanto, ser intraclastos, o de la subyacente Formación Tianguistengo, la cual está compuesta por arenisca, limolita y lodolita cuarzosas a cuarzo-feldespáticas (Verde-Ramírez, 2015 <<en preparación>>). Finalmente, para los fragmentos meta-sedimentarios afaníticos, los cuales están compuestos por esquisto de cuarzo y muscovita, es posible proponer una procedencia tanto del Complejo Ayú así como del Complejo Acatlán. Este último representa el basamento de la porción sur-oriental de la cuenca de Otlaltepec (Fig. 2.3) y está compuesto en esta zona por rocas meta-sedimentarias en facies de esquistos verdes pertenecientes a las formaciones Tecomate, Cosoltepéc y Amarillo (Keppie et al., 2012). Considerando la cercanía tanto del Complejo Acatlán como del Complejo Ayú al área de estudio y la gran abundancia de rocas meta-sedimentarias contenidas en dichos complejos, cantidades relevantes de líticos metamórficos afaníticos serían de esperarse en las areniscas de la Formación Piedra Hueca. Sin embargo, los líticos meta-sedimentarios en la Formación Piedra Hueca se encuentran en cantidades muy limitadas, variando entre 0 y 3%. Esta carencia de fragmentos meta-sedimentarios se puede explicar tomando en cuenta que estudios sobre ambientes sedimentarios actuales demuestran que fragmentos de rocas metamórficas de grano fino a muy fino con una esquistosidad penetrante se descomponen muy rápidamente durante el transporte, inclusive en condiciones donde la distancia de transporte es muy limitada (Suttner et al., 1981). Con base en esto, la cantidad limitada de fragmentos meta-

sedimentarios en la formación Piedra Hueca no excluye la posible procedencia de fuentes proximales al área de estudio como los complejos Acatlán y Ayú.

De los minerales pesados, el granate siempre presenta concentraciones muy abundantes (24-62%) dentro de la formación Piedra Hueca. Tanto en el Complejo Ayú como en las rocas del Complejo Acatlán que afloran al SE de la cuenca de Otlaltepec se ha documentado la presencia de esquistos de granate (Helbig et al., 2012; Keppie et al., 2012), apoyando la posibilidad de que dichos complejos metamórficos representen posibles fuentes para la Formación Piedra Hueca. El análisis en la microsonda del granate detrítico y la comparación de su composición con la de los granates contenidos en las rocas de los complejos Ayú y Acatlán podrá ayudar para, en el futuro, establecer una correlación sedimentológica más robusta entre la Cuenca de Otlaltepec y las rocas fuentes postuladas en este trabajo.

Cabe mencionar que rocas clásticas cuarzo-feldespáticas con procedencia del Complejo Ayú se encuentran expuestas también en la Cuenca Ayuquila (Campos-Madrigal et al., 2013), ~40 km al sur del área de estudio. Dichas rocas pertenecen a la Formación Ayuquila, la cual se formó, al igual que la Formación Piedra Hueca, en abanicos aluviales y depósitos fluviales asociados a corrientes trenzadas proximales (Campos-Madrigal et al., 2013). Acorde con la interpretación de Campos-Madrigal et al. (2013) para la Formación Ayuquila, sugerimos que las rocas clásticas de la Formación Piedra Hueca registran el evento de exhumación y progresivo levantamiento del Complejo Ayú, lo que determinó la erosión intensiva de dicho complejo metamórfico y la acumulación del detrito tanto al norte en la cuenca de Otlaltepec, así como al oeste en la cuenca de Ayuquila (Fig.9.5). El inicio de la exhumación del Complejo Ayú se ha estimado que ocurrió a los 171 Ma por medio del fechamiento U-Pb de circones contenidos en las migmatitas de este complejo. Con base en este dato, se propone una edad máxima de 171 Ma para el inicio de la depositación de la Formación Piedra Hueca.

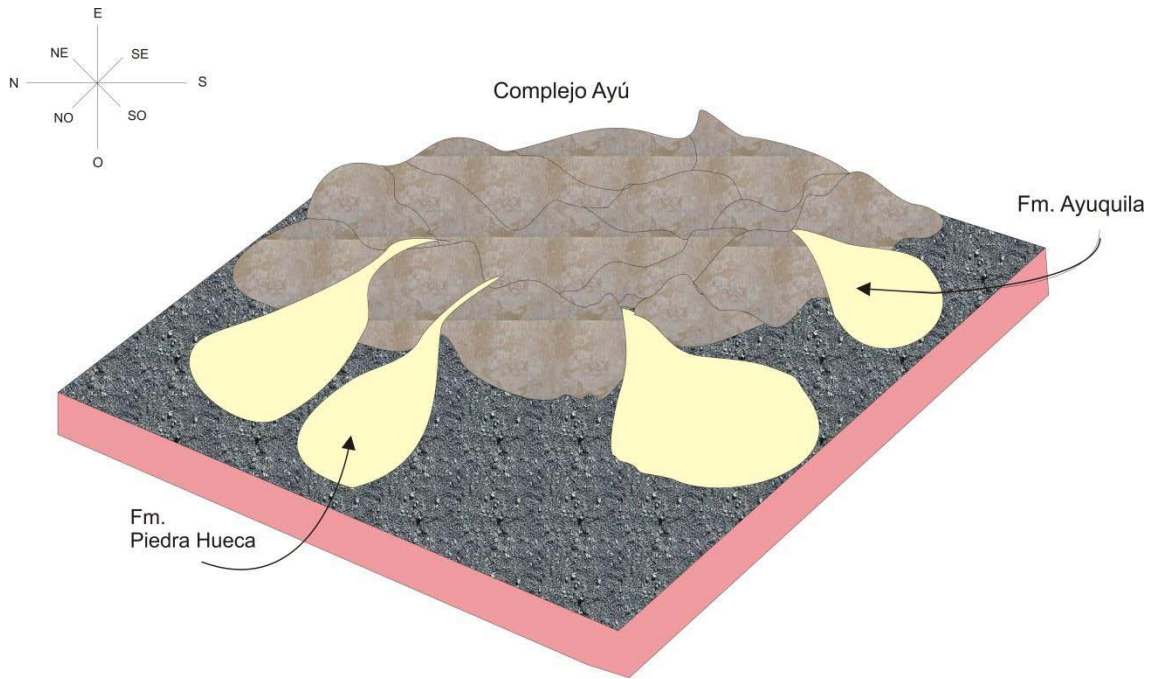


FIGURA 9. 5 MODELO PALEOGEOGRÁFICO DE LA CUENCA OTLALTEPEC Y DE LA CUENCA DE AYUQUILA EN EL MOMENTO EN EL QUE SE DEPOSITABAN LA FORMACIÓN PIEDRA HUECA Y LA FORMACIÓN AYUQUILA (MENOS DE 171Ma). LA DEPOSICIÓN DE AMBAS UNIDADES ERA INFLUENCIADA FUERTEMENTE POR EL COMPLEJO AYÚ.

9.2.2 Formación Otlaltepec

La petrografía de roca total indica que la formación Otlaltepec fue derivada predominantemente de rocas metamórficas faneríticas cuarzosas a cuarzo-feldespáticas y, en cantidades muy limitadas, de rocas volcánicas félsicas y rocas sedimentarias ricas en cuarzo. Una diferencia notable con respecto a la formación Piedra Hueca es la gran abundancia de circones con edades del Carbonífero-Pérmico en las areniscas de la Formación Otlaltepec (Fig. 8.2). Dichos circones documentan claramente la contribución de las rocas intrusivas del arco continental del Carbonífero-Triásico Inferior, el cual está representado en las cercanías de la cuenca de Otlaltepec por el Tronco de Totoltepec y el Intrusivo Cozahuico (Fig. 2.3). Se excluye la posibilidad de que los circones del Carbonífero-Pérmico procedan de unidades sedimentarias que, a su vez, reciclaron estas rocas intrusivas, en cuanto que la cantidad de líticos sedimentarios en la Formación Otlaltepec siempre es inferior al 1%. La posible

participación del Tronco de Totoltepec en la depositación de la formación Otlaltepec es difícil de sostener por dos razones principales: 1) la cantidad limitada, casi nula, de feldespatos potásicos en todas las muestras de la Formación Otlaltepec no es compatible con que ésta haya derivado de una fuente tan proximal rica en este componente mineral; 2) todos los fragmentos policristalinos faneríticos contenidos en la formación Otlaltepec muestran evidencias de recristalización y deformación cristaloplástica desde la escala sub-milimétrica, lo que no es concordante con las texturas magmáticas sin evidencias de deformación observadas en la mayor parte del Tronco de Totoltepec.

Una fuente alternativa para los circones del Carbonífero-Pérmico contenidos en la Formación Otlaltepec es representada por el Granito Cozahuico. Dicho intrusivo de composición predominantemente granítica está expuesto ~60 km al este del área de estudio (Fig. 2.3) y se encuentra emplazado a lo largo de la Falla Caltepec, la cual representa la frontera tectónica occidental del Complejo Oaxaqueño (Elías-Herrera et al., 2005). La distancia entre este granito y el área de estudio permite explicar la pequeña cantidad de feldespatos potásicos en las areniscas de la Formación Otlaltepec como el resultado de la descomposición de este mineral durante el transporte bajo condiciones de clima húmedo. En efecto, dichas condiciones climáticas se caracterizan por producir modificaciones importantes de la composición de un sedimento, determinando el empobrecimiento progresivo de los componentes detríticos más inestables con el aumento de la cantidad de transporte. En particular, el feldespato representa el mineral ligero más inestable en condiciones de presión y temperatura superficiales y con abundancia de agua; por lo tanto, será el componente detrítico más susceptible a un decremento significativo, respecto a su cantidad inicial, al incrementar la cantidad de transporte de un sedimento (Van der Kamp, 2010). Las condiciones climáticas bajo las cuales ocurrió la depositación de la formación Piedra Hueca son actualmente poco conocidas. Paralelamente al trabajo presentado en esta tesis, la Doctora Uxue Villanueva de la Estación Regional del Noroeste de la UNAM está llevando a cabo una investigación sobre el polen fósil contenido en

las formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec. Los resultados preliminares obtenidos por la Doctora indican que ambas unidades se desarrollaron bajo condiciones de clima húmedo, lo cual podría explicar la cantidad limitada de feldespato en las areniscas de la Formación Otlaltepec a partir de las rocas graníticas del Intrusivo Cozahuico. Adicionalmente, siendo el Intrusivo Cozahuico un cuerpo ígneo sin-tectónico, las rocas graníticas que lo componen presentan típicamente texturas miloníticas con evidencias de recristalización y deformación cristal-plástica, lo cual es compatible con las características texturales observadas en los fragmentos policristalinos faneríticos de la Formación Otlaltepec. Con base en estos datos, se propone en este trabajo que el Intrusivo Cozahuico representa una de las fuentes principales que contribuyeron al desarrollo de la sucesión estratigráfica de la Formación Otlaltepec (Fig. 9.6)

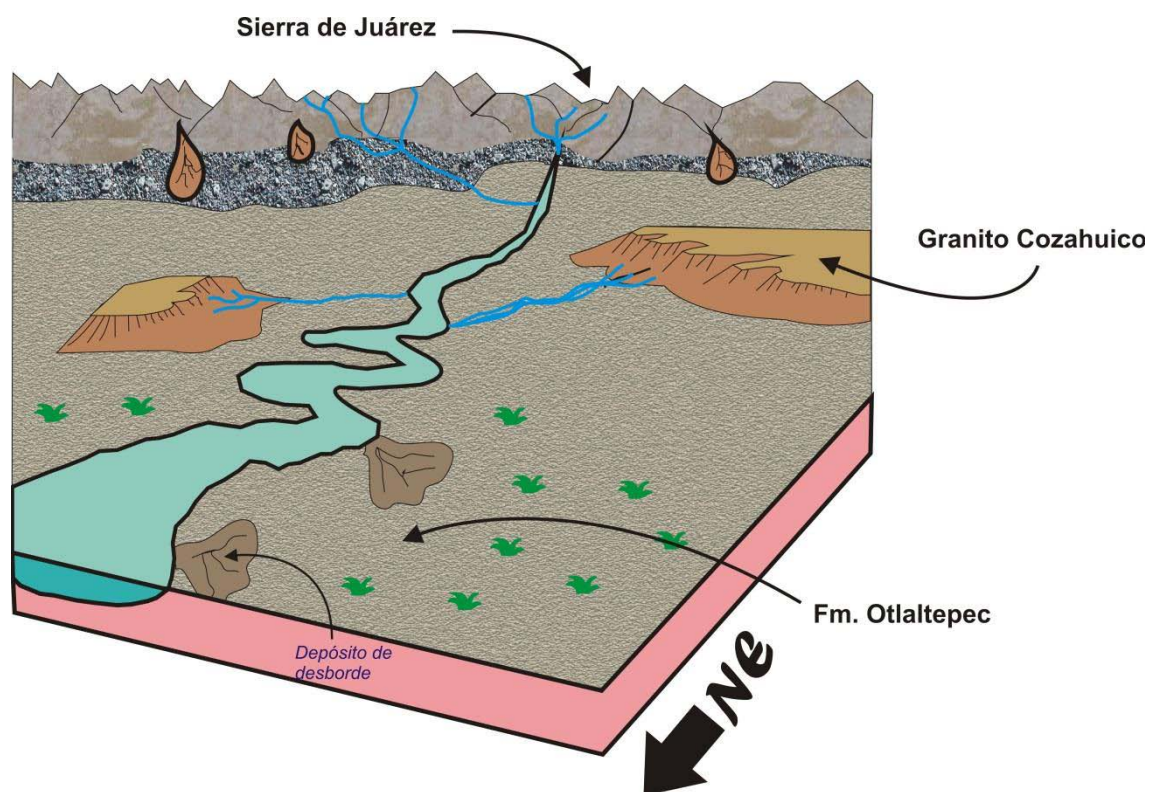


FIGURA 9. 6 MODELO PALEOGEOGRÁFICO DE LA CUENCA OTLALTEPEC CUANDO OCURRÍA EL DEPÓSITO DE LA FORMACIÓN OTLALTEPEC. EL DEPÓSITO DE LA UNIDAD OTLALTEPEC ERA INFLUENCIADO POR LA SIERRA DE JUÁREZ Y POR EL GRANITO COZAHUICO.

Además de los circones con edades del Carbonífero-Pérmico, las areniscas de la formación Otlaltepec contienen poblaciones significativas de circones con edades del Grenviliano (Fig. 8.2). Circones con edades del Grenviliano son abundantes en las rocas metamórficas en facies de granulita del Complejo Oaxaqueño (Solari et al., 2014), así como en las rocas sedimentarias y meta-sedimentarias que fueron derivadas de este mismo. Considerando la ausencia de granos líticos meta-sedimentarios y la presencia de un solo fragmento de roca sedimentaria en la Formación Otlaltepec, se sugiere que los circones con edad del Grenviliano fueron derivados directamente de las rocas metamórficas del Complejo Oaxaqueño. Por ende, se interpreta que los fragmentos policristalinos faneríticos con evidencias de recristalización y deformación cristal-plástica contenidos en la Formación Otlaltepec puedan representar la contribución detrítica tanto del Intrusivo Cozahuico como de las rocas metamórficas del Complejo Oaxaqueño (Fig. 9.6). La contribución del Complejo Oaxaqueño en el depósito de la Formación Otlaltepec está sustentada por la presencia de torita detrítica en las areniscas analizadas. En efecto, dicho mineral se encuentra específicamente, en grandes cantidades, en las pegmatitas del Complejo Oaxaqueño (e.g. Prol-Ledesma et al., 2014), lo que establece una fuerte relación sedimentaria entre dichas rocas metamórficas y las areniscas de la formación Otlaltepec.

Finalmente, en la muestra STD 2.5 se obtuvo un circón con una edad concordante de 167.5 ± 3.9 Ma (Fig. 8.2). Considerando que se trata de un único cristal, en este trabajo no se pretende utilizar este dato como un punto de referencia para constreñir la procedencia de la formación Otlaltepec. Contrariamente, la procedencia de esta unidad fue determinada considerando las poblaciones de circones más abundantes y las características composicionales y texturales de los componentes detríticos dominantes. Sin embargo, la edad de 167.5 ± 3.9 Ma obtenida resulta interesante y, por ende, se discutirá a continuación, remarcando que se trata de una discusión con un grado de especulación elevado. En el sur de México, edades de 165 Ma han sido reportadas para diques, *sills* y cuerpos intrusivos sin-tectónicos de composición granítica emplazados a lo largo de la falla de Oaxaca, la cual es

una estructura cortical multireactivada que define el límite oriental del Complejo Oaxaqueño y que produjo la exhumación de este mismo durante el final del Jurásico Medio y, posteriormente, durante el Cretácico y Cenozoico (Alaniz-Álvarez et al., 1996). El circón de 167.5 ± 3.9 Ma podría proceder de dichos cuerpos subvolcánicos e intrusivos de carácter sin-tectónico, lo cual soportaría que la derivación de parte de la Formación Otlaltepec fue, en parte, de las rocas milóníticas asociadas a la frontera tectónica oriental del Complejo Oaxaqueño. La derivación de este circón de los cuerpos subvolcánicos de composición granítica emplazados a lo largo de la Falla Oaxaca podría explicar la presencia de los fragmentos volcánicos félsicos observados, aunque en cantidades limitadas, en las areniscas de la Formación Otlaltepec.

En síntesis, con base en los datos reportados en este trabajo, se propone que la Formación Otlaltepec registra la exhumación del Complejo Oaxaqueño y de las rocas intrusivas y subvolcánicas emplazadas a lo largo de sus fronteras occidental (Falla Caltepec) y oriental (Falla Oaxaca) (Fig. 9.6). La edad máxima de la sedimentación de la Formación Otlaltepec queda pobremente definida en 167.5 ± 3.9 Ma, edad del circón concordante más joven contenido en las areniscas. Aunque está definida por un único cristal, dicha edad resulta ser plausible, en cuanto es equivalente dentro del error a la edad de 165 Ma reportada para la exhumación del Complejo Oaxaqueño a lo largo de la falla de Oaxaca.

9.3 Análisis de la variación composicional de las areniscas

Los datos petrográficos presentados en este trabajo documentan de manera cuantitativa que existe un cambio de composición importante entre las areniscas de las formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec. Dicho cambio consiste principalmente en:

- 1) un aumento en el contenido de cuarzo y consiguiente decremento en el contenido de feldespato en las areniscas de la formación Otlaltepec con respecto a las de la formación Piedra Hueca;

- 2) un decremento drástico en la relación K/P en la formación Otlaltepec con respecto a la formación Piedra Hueca;
- 3) un aumento significativo del contenido de fragmentos policristalinos faneríticos metamórficos con evidencias de recristalización y deformación cristal-plástica en la formación Otlaltepec con respecto a la formación Piedra Hueca.

Considerando que la composición de las rocas sedimentarias clásticas es particularmente sensible a los cambios tectónicos y ambientales que ocurren en un determinado entorno geológico, la variación composicional documentada en este trabajo resulta útil para entender posibles variaciones en el contexto depositacional relacionado con el desarrollo de las unidades objeto de estudio en este trabajo.

El análisis de procedencia presentado anteriormente documenta que las formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec presentan una derivación principal del Complejo Ayú y Complejo Oaxaqueño (incluyendo las rocas ígneas emplazadas en sus fronteras tectónicas), respectivamente. Por lo tanto, una de las causas principales del cambio composicional documentado parece estar relacionada íntimamente con un evento tectónico importante, que determinó el levantamiento de distintos bloques de basamento en diferentes tiempos, produciendo cambios significativos en el sistema de drenaje que alimentaba la cuenca de Otlaltepec y, por ende, cambios en la litología de las áreas fuentes que descargaban sedimento en dicha cuenca (Figs. 9.4 y 9.6). Más en detalle, esta variación composicional parece estar relacionada con uno de los eventos de activación de la Falla Oaxaca, a lo largo de la cual fueron exhumadas las rocas del Complejo Oaxaqueño a partir del final del Jurásico medio, determinando la depositación de la formación Otlaltepec. Este escenario implica que la depositación de las formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec ocurrió durante un momento tectónicamente activo, lo cual está corroborado por el contacto discordante entre estas dos unidades y la presencia de fallas sin-sedimentarias observadas en diferentes niveles de la sucesión estudiada.

El cambio de procedencia documentado es compatible con la contribución creciente de rocas metamórficas con evidencias de recristalización y deformación cristal-plástica en la Formación Otlaltepec con respecto a la Formación Piedra Hueca. En efecto, el Complejo Ayú está compuesto tanto por rocas metamórficas, como por intrusivas sin evidencias de deformación, mientras que el Complejo Oaxaqueño y las rocas ígneas emplazadas en sus fronteras tectónicas muestran típicamente claras texturas de deformación cristal-plástica. Sin embargo, considerando que tanto el Complejo Ayú como el Complejo Oaxaqueño están compuestos abundantemente por rocas cuarzo-feldespáticas, el cambio en la litología de las rocas fuentes no puede explicar completamente el incremento en el contenido de cuarzo (hasta valores de 96.9%) y decremento en el de feldespato (hasta valores de 2.5%) en la formación Otlaltepec con respecto a la formación Piedra Hueca. Por ende, se sugiere que algún factor adicional a la tectónica tuvo que haber tenido una influencia sustancial en la variación composicional documentada. Una explicación más competente para dicha variación composicional tiene que tomar en cuenta que la variación en la procedencia entre las formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec tuvo que implicar tanto un cambio en las litologías fuentes, así como en la distancia de las áreas fuentes al depocentro de la Cuenca Otlaltepec. Más en detalle, la derivación de la formación Piedra Hueca del Complejo Ayú implica que el sedimento que compone esta formación experimentó una distancia de transporte limitada con la fuente localizada en una posición proximal con respecto al área de estudio. Dicha inferencia es sustentada por el análisis del ambiente de depósito de la Formación Piedra Hueca, lo que sugiere que esta unidad representa el registro de un abanico aluvial proximal a medio. La procedencia de la formación Otlaltepec del Complejo Oaxaqueño implica un incremento de la distancia entre el área fuente y la cuenca objeto de estudio, lo que se traduce en una mayor cantidad de transporte. La cantidad de transporte juega un papel fundamental en la composición de un sedimento clástico bajo condiciones de clima húmedo. Mayor es la cantidad de transporte, mayor será el tiempo de interacción del

sedimento con el fluido que lo transporta (en este caso agua) y los procesos atmosféricos, determinando la descomposición progresiva de los componentes inestables que componen el detrito (e.g. Suttner y Dutta, 1986; Weltje, 1994). En general, se ha observado que cantidades de transporte limitadas determinan el desarrollo de sedimentos con una composición fiel a la de las litologías que componen las rocas fuentes. Un transporte extenso, a su vez, determinará que el sedimento sufra modificaciones significativas de su composición original y se caracterice por el empobrecimiento en todos sus componentes detríticos más inestables y más sensibles a la disolución e hidrólisis por interacción con la atmósfera e hidrosfera. De acuerdo con este escenario, se infiere que la formación Piedra Hueca se depositó en una posición proximal con respecto a las rocas fuente del Complejo Ayú, lo que determinó el desarrollo de depósitos cuarzo-feldespáticos con una composición que refleja de manera fiel la composición de las áreas de alimentación. Por lo contrario, la formación Otlaltepec se depositó en una posición más distal con respecto a sus rocas alimentadoras, lo que determinó la progresiva descomposición del feldespato y consecuente enriquecimiento en cuarzo, el componente detrítico más estable.

La hipótesis de una variación composicional controlada por un cambio en la cantidad de transporte bajo condiciones de clima húmedo es soportada por las variaciones en el contenido de minerales pesados en las dos unidades estudiadas. En particular, el apatito es uno de los minerales más resistentes tanto física como químicamente en climas áridos y semiáridos, pero, a la vez, es extremadamente soluble en condiciones de abundancia de agua con pH moderado a altamente ácido, las cuales son típicas de climas húmedos (Nickel, 1973; Bateman y Catt, 1985). Por ende, en condiciones de clima húmedo, la preservación del apatito como componente detrítico será íntimamente dependiente de la cantidad de transporte de un sedimento. En la formación Piedra Hueca, el apatito representa un componente fundamental en todos los concentrados de minerales pesados analizados, mostrando concentraciones entre 2 y 12%.

Al contrario, en la Formación Otlaltepec, el apatito es un componente subordinado, presentando concentraciones entre 0 y 0.6%. Considerando que, tanto en las rocas del Complejo Ayú como en las del Complejo Oaxaqueño, el apatito es un mineral accesorio común, la variación significativa de la concentración de este mineral entre las formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec se explica como un efecto de los cambios de la cantidad de transporte bajo condiciones de clima húmedo.

En síntesis, en este trabajo se postula que la variación composicional entre las formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec es el resultado de la actividad de la Falla Oaxaca, la cual produjo cambios importantes en la topografía y el drenaje en el sur de México, determinando una variación importante de la cantidad de transporte del sedimento que se acumulaba progresivamente en la cuenca de Otlaltepec.

Adicionalmente, sumado a la variación composicional de primer orden documentada en este trabajo, los datos presentados muestran que las areniscas de la Formación Otlaltepec tienen un rango de variación composicional más amplio y heterogéneo con respecto a las de la Formación Piedra Hueca (Fig. 6.1). Es decir, en las areniscas de la Formación Otlaltepec se observan variaciones composicionales de segundo orden determinadas por la gran variabilidad en la abundancia de cuarzo y feldespato. Considerando que todas las muestras analizadas de la formación Otlaltepec proceden de la erosión de las mismas rocas fuentes (Complejo Oaxaqueño) y que fueron recolectadas a lo largo de la misma columna estratigráfica dentro de la cuenca objeto de estudio, dichas variaciones de segundo orden no pueden ser asociadas ni a un cambio en la procedencia ni a variaciones importantes en la cantidad de transporte. Por ende, estas variaciones de segundo orden deben depender de algún parámetro adicional independiente de la tectónica y a la distancia entre el área fuente y la cuenca objeto de estudio. Una idea más clara sobre dicho parámetro puede obtenerse utilizando el índice de fraccionamiento IF obtenido del análisis de variedad morfológica en circón para las areniscas

de la Formación Otlaltepec. Graficando la abundancia de cuarzo en las areniscas de la Formación Otlaltepec contra el IF se observa una correlación directa entre estos dos parámetros (Fig. 9.7) que indica que el contenido de cuarzo en las areniscas aumenta progresivamente con el incremento de su IF. El IF es una medida de la abundancia de componentes detríticos con elevada flotabilidad con respecto a los que tienen una elevada velocidad de asentamiento en un sedimento. Este índice ha sido comúnmente relacionado con la distancia recorrida por un sedimento (e.g. Morton y Hallsworth, 1999). En efecto, considerando que una corriente fluvial disminuye progresivamente su energía aguas abajo, las áreas de depósito más proximales serán caracterizadas por depósitos menos fraccionados, es decir, enriquecidos en componentes detríticos con elevada velocidad de asentamiento, mientras que en las áreas más distales se depositarán sedimentos más fraccionados, es decir, caracterizados por una mayor abundancia de componentes detríticos con mayor flotabilidad. A pesar de que el concepto anteriormente expresado es correcto, la cantidad de transporte no es el único factor que influye sobre el fraccionamiento hidráulico de un sedimento. En efecto, dos corrientes fluviales que recorren la misma distancia, fluyendo aguas abajo con diferentes velocidades a lo largo de una misma configuración topográfica producirán diferentes distribuciones del IF a lo largo de sus respectivos perfiles longitudinales (Fig. 9.8). Es decir, una velocidad mayor de la corriente favorece el transporte de los granos, inclusive de los que tienen mayor velocidad de asentamiento, representando la posibilidad de generar depósitos poco fraccionados hasta en las porciones más distales del sistema de drenaje (Fig. 9.8). Con base en esto, se sugiere en este trabajo que el IF no es solamente una función de la cantidad de transporte de un sedimento, sino también de la energía, proporcional a la velocidad del medio de transporte.

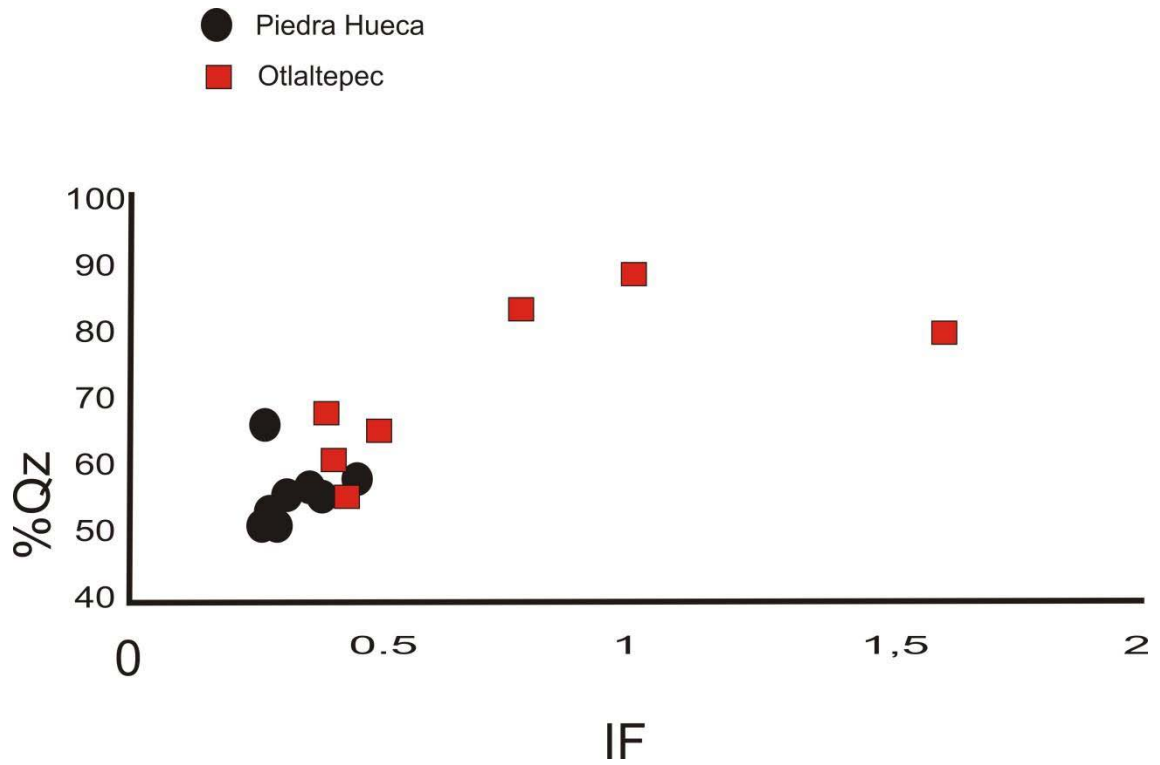


FIGURA 9. 7 GRÁFICA DE COMPARACIÓN ENTRE EL ÍNDICE DE FRACCIONAMIENTO (IF) Y LA ABUNDANCIA PORCENTUAL TOTAL DE CUARZO (%Qz) PARA LAS FORMACIONES PIEDRA HUECA Y OTLALTEPEC.

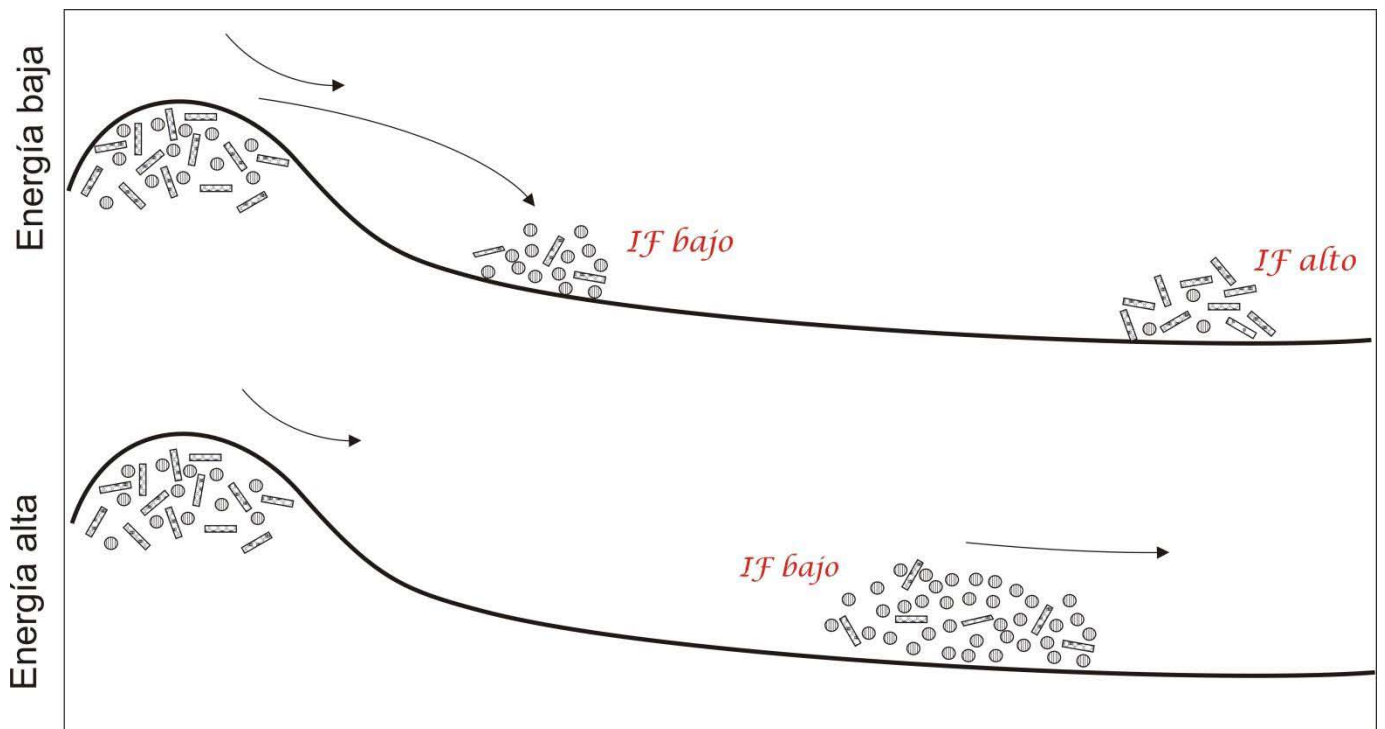


FIGURA 9. 8 ESQUEMA DE LA VARIACIÓN DEL ÍNDICE DE FRACCIONAMIENTO (IF) EN UN PERFIL TOPOGRÁFICO IDÉNTICO SUJETO A DOS DISTINTOS REGÍMENES DE ENERGÍA DE LA CORRIENTE, UNO DE ALTA ENERGÍA Y UNO DE BAJA ENERGÍA.

Asumiendo este escenario, la variación en el IF observada en las areniscas de la formación Otlaltepec podría reflejar variaciones en la energía de la corriente fluvial. Una estimación aproximada de la cantidad de energía de la corriente fluvial que surca una llanura de inundación es dada por el espesor de los depósitos de *crevasse splay* (Miall, 2006), los cuales representan los eventos de rotura de los diques naturales de un canal y la consecuente depositación en las llanuras aledañas. Graficando los espesores de los depósitos de *crevasse splay* de la formación Otlaltepec contra el IF se observa una correlación inversa entre estos dos parámetros (Fig. 7.4) lo cual sostiene que el fraccionamiento hidráulico de un sedimento es inversamente proporcional a la energía del sistema de drenaje. De manera consecuente, si la composición de las areniscas de la formación Otlaltepec es íntimamente dependiente del IF (Fig. 9.7) y, a su vez, éste es un parámetro controlado por la energía de la corriente fluvial, resulta lógico sugerir que la variación composicional de segundo orden documentada en la Formación Otlaltepec es el resultado de cambios periódicos en la velocidad del sistema de drenaje que aportaba sedimento dentro de la cuenca estudiada. Durante los periodos de mayor energía, el drenaje transportaba muy rápidamente abundantes cantidades de sedimento desde el área fuente (Complejo Oaxaqueño) hasta la cuenca, generando depósitos de *crevasse splay* con mayor espesor y fraccionamiento hidráulico limitado. En estas ocasiones, la elevada velocidad de transporte inhibió los procesos de disolución e hidrólisis de los componentes detríticos inestables, produciendo composiciones más primitivas, es decir más cercanas a la de las rocas fuentes. Al contrario, durante los periodos de relativamente menor energía, el drenaje fluvial transportaba menores cantidades de sedimento que emplearon tiempos más largos para llegar al área de estudio, determinando el desarrollo de depósitos de *crevasse splay* de menor espesor y con mayor fraccionamiento hidráulico. En estas ocasiones, la menor energía de la corriente determinó una interacción más prolongada entre el sedimento y los agentes atmosféricos e hidrosféricos, produciendo depósitos más empobrecidos de los componentes detríticos más inestables. En conclusión, se sugiere en este trabajo que la variación composicional de segundo orden documentada en la Formación

Otlaltepec podría ser controlada por variaciones en la energía del drenaje fluvial entre un evento de llena y el sucesivo. Considerando que existe una relación directa entre la energía de una corriente fluvial y la cantidad de precipitación atmosférica, este trabajo ofrece oportunidades para futuros estudios enfocados en determinar si las variaciones composicionales en rocas sedimentarias clásticas podrían reflejar de manera eficaz las variaciones en la cantidad de precipitación de un determinado entorno geográfico.

Capítulo 10. Conclusiones

Los datos presentados en este trabajo permiten documentar que:

- 1) existe un cambio composicional de primer orden entre las formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec, definido por el enriquecimiento en cuarzo y en fragmentos policristalinos faneríticos con evidencias de recristalización y deformación cristal-plástica en la segunda unidad con respecto a la primera;
- 2) dicho cambio es el resultado de un evento tectónico principal, que produjo un cambio en la distancia recorrida por el sedimento desde el área fuente hasta la cuenca objeto de estudio;
- 4) dicho evento tectónico es asociado a la activación de la falla de Oaxaca, a lo largo de la cual fueron exhumadas progresivamente las rocas del Complejo Oaxaqueño;
- 5) dicho cambio composicional es factible únicamente si la sedimentación ocurrió bajo condiciones de clima húmedo;
- 6) los datos petrográficos muestran variaciones composicionales de segundo orden dentro de la Formación Otlaltepec, las cuales podrían ser el resultado de las variaciones de energía del drenaje fluvial entre un episodio de llena y el sucesivo.

Referencias

Alencaster, G., Buitrón-Sánchez, B.E., 1965, Fauna del Jurásico Superior de la región de Petlalcingo, Estado de Puebla: Paleontología Mexicana, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Vol. 21, p. 53.

Alaníz-Álvarez, S. A., Van der Heyden, P., Nieto Samaniego, A. F., Ortega-Gutiérrez, F., 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico: *Geology*, Vol. 24-5, pp. 443-446.

Andersen, T., 2002, Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb : *Chemical Geology*, V. 192 no. 1, pp. 59-79.

Attal, M., Jérôme, L., 2006, Changes of bedload characteristics along the Marsyandi River (central Nepal): Implications for understanding hillslope sediment supply, sediment load evolution along fluvial networks, and denudation in active orogenic belts: *Geological Society Of America Special Papers*, Vol. 398, pp. 143-171.

Basu, A., 1985, Influence of climate and relief on compositions of sand related at source areas *en* Zuffa, G. (Ed.): *Provenance of arenites: NATO advanced study institute series*, Dodrecht, Reidel.

Bateman, R. M., Catt, J. A., 1985, Modification of heavy mineral assemblages in English coversands by acid pedochemical weathering: *Catena* Vol. 12, pp. 1-21.

Blatt, H., 1992, *Sedimentary Petrology* (2da edición): W. H. Freeman & Co., San Francisco, 514p.

Bridge, J. S., Demicco, R. V., 2008, *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*: Cambridge University Press, Cambridge, 815 p.

Briggs, J. S., McCulloch, D. S., Moser, F., 1962, The hydraulic shape of sand particles: *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 32, pp. 645-656.

Campa, M. F., Coney, P.J., 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, pp. 1040-1051.

Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C., Silva-Romo, G., 2013, Sedimentología, Reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla – Huajuapán de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecmazúchil: *Revista Mexicana de las Ciencias Geológicas*, v. 30, no. 1, pp. 24-50.

Cantú-Chapa, A., 1998 “Las transgresiones Jurásicas en México”. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Sociedad Geológica Mexicana, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 15, no. 1, pp. 25-37.

Centeno-García, E., 2005, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography: *Geological Society of America Special Paper* Vol. 393

Corona-Esquivel, R. J. J., 1981, Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, Noreste del estado de Guerrero: UNAM, Instituto de Geología *Revista*, Vol. 5, No. 1, pp. 17-24.

Chu, M., Wang, K., Griffin, W. L., Chung, S., O'Reilly, S. Y., Pearson, N. J., Yoshiyuki, I., 2009, Apatite composition: tracing petrogenetic processes in Transhimalayan granitoids: *Journal of Petrology*, Vol. 50-30, pp. 1829-1855.

Collinson, J. D., Thompson, D. B., 1987, *Sedimentary structures* (2da edición): Chapman and Hall, Londres.

Critelli, S., Marsaglia, K. M., Busby, C. J., 2002, Tectonic history of a Jurassic backarc-basin sequence (the Gran Cañon Formation, Cedros Island, Mexico),

based on compositional modes of tuffaceous deposits: GSA bulletin, v. 114 no. 5, pp. 515-527.

Connelly, J. N., 2001, Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost for concordancy in U-Pb geochronology: Chemical Geology, v. 172, pp. 25–39.

Dickinson, W. R., Suczek, C. A., 1979, Plate tectonics and sandstone composition: AAPG Bulletin-American Association of Petroleum Geologists, v. 63, pp. 2164-2172.

Dickinson, W. R., Valloni, R., 1980, Plate settings and provenance of sand in modern ocean basins: Geology, v. 8, pp. 82-86.

Dickinson, W. R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones *en* Zuffa G, G., ed. Provenance of arenites: NATO advanced study institute series, Dodrecht, Reidel, pp. 333-363.

Dickinson, W.R, and Lawton, T., 2001, Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 1142–1160.

Dickinson, W. R., 2009, The Gulf of Mexico and the Southern margin of Laurentia: Geology Vol. 37, pp. 479-480. The Geological Society of America Pubs. Disponible: <http://geology.gsapubs.org/content/37/5/479.full.pdf+html>

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriando, A., 2005, La falla de Caltepec: raíces expuestas en una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen conmemorativo del Centenario, Tomo LVII, No. 1, pp. 83-109. Disponible: <http://www.geociencias.unam.mx/~alaniz/SGM/Centenario/57-1/%285%29Elias.pdf>

Erben, H.K., 1956, Estratigrafía y Paleontología del Mesozoico de la Cuenca Sedimentaria de Oaxaca y Guerrero. Especialmente del Jurásico Inferior y

Medio: XX Congreso Geológico Internacional, Excursión A-12, México, D.F. p. 11–36.

Ferreira do Nascimento, A., Correia, S., Guimâraes, E., Moreira, R., Calderari, J., Barbosa, P., Vidal-Torrado, P., 2013, Origem dos contrastes texturais de horizontes subsuperficiais em solos do Pantanal Norte: Rev. Bras. Ciênc., Vol. 37 no. 5. Disponible: http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0100-06832013000500001&script=sci_arttext

Flores de Dios, L. A., Vachard, D., Buitrón, B. E., 2011, La cubierta sedimentaria Pérmica Superior (Formaciones Olinalá, Ilhuatepec, Yododeñe) de los terrenos Mixteco y Zapoteco: Evolución sedimentológica e interpretaciones paleogeográficas (resumen) *en* Simposio Regional sobre el Sur de México: México, Sociedad Geológica Mexicana, p. 324. Disponible: <http://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos00-3/SRSSM00-3.pdf>

Folk, R. L., 1974, Petrology of sedimentary rocks: Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, p. 182.

Garzanti, E.; Ando, S.; Vezzoli, G.; and Dell’Era, D., 2003, From rifted margins to foreland basins: investigating provenance and sediment dispersal across desert Arabia (Oman, UAE): *Journal of Sedimentological Research*. V. 73, pp. 572–588.

Garzanti, E.; Ando, S.; and Vezzoli, G, 2006, The continental crust as a source of sand (southern Alps crosssection, northern Italy): *Journal of Geology*, v. 114, pp 533–554.

Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., Lavé, J., Attal, M., France-Lanord, Ch., DeCelles, P., 2007, Quantifying sand provenance and erosion (Marsyandi Rver, Nepal Himalaya): *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 258, pp. 500-515.

Gehrels, G., 2012, Detrital circon U-Pb geochronology: curent methods an new opportunities *en* Busby, C. and Azor-Pérez, A., (eds), *Tectonics of sedimentary basins, Recent advances*: Chichester, UK, Jhon Wiley and sons, p. 47-62.

Gill, R., 2010, *Igneous Rocks and Processes: A practical guide*: Willey-Blackell, U.K.

Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico: in C. Bartolini, J.L. Wilson, and T.F. Lawton, eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*, Geological Society of America Special Paper 340, 1-58.

González Torres, E. A., 1989 "Geología y Paleomagnetismo del área de Tezoatlán, Oaxaca". Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería. Tesis de Licenciatura. 188 p.

Helbig, M., Keppie, D., Murphy, B., Solari, L., 2012, U-Pb Geochronological constraints on the Triassic-Jurassic Ayú Complex, southern Mexico: Derivation from the western margin of Pangea-A: *Gondwana Research* Vol. 22, pp 902-927.

Helbig, M. Keppie, J. D., Murphy, B., Solari, L. A., 2013, Exotic Rifted Passive Margin of a back arc basin off western Pangea: Geochemical evidence from the early Mesozoic Ayú Complex, southern Mexico: *International Geology Review* Vol. 55, pp. 863-881.

Imlay, R. W., 1943, Jurassic formations of the gulf region: *American association of petroleum geologists bulletin*, v. 27, pp. 407-533.

Ingersoll, R.V., Suczek, C.A., 1979, Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 49, pp. 1217–1228

Ingersoll, R., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J., Sares, S., 1984, The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method: *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol 54 No. 1, pp. 103-116.

Jiménez-Rentería, J., 2004, Estudio palinoestratigráfico de los grupos Consuelo y Tecocoyunca (Triásico-Jurásico) en la barranca Rosario Nuevo, Región de

Tezoatlán al noroeste del estado de Oaxaca, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 102 pp.

Keppie, J. D., Dostal, J., Murphy, B. J., Nance, R. D., 2008, Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogeny in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific Margin: *Tectonophysics* 461, pp. 277-290, Elsevier B. V.

Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K. L., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F, López, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillean igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications: *Precambrian Research* Vol. 120, pp. 365-389.

.Keppie, J.D., Nance, R.D., Ramos-Arias, M.A., Lee, J.K.W., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., and Murphy, J.B., 2011, Late Paleozoic subduction and exhumation of Cambro-Ordovician passive margin and arc rocks in the northern Acatlán Complex, southern Mexico: *Geochronological constraints: Tectonophysics*, v. 495, no. 3-4, pp. 213-229.

Kirsch, M., Keppie, J. D, Murphy, B., Solari, L., 2012, Permian-Carboniferous arc magmatism and basin evolution along the western margin of Pangea: Geochemical and Geochronological evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 124, no. 9-10, pp. 1607-1628.

López-Ticha, D., 1985, Revisión de la estratigrafía y potencial petrolero de la cuenca de Tlaxiaco: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. 37-1, pp. 49-91.

Mack, G. H., 1981, Composition of modern stream sand in a humid climate derived from a low-grade metamorphic and sedimentary foreland fold-thrust belt in North Georgia: *Journal of sedimentary petrology*, v. 51, no. 4, pp. 1247-1258.

MACK, G.H., 1984. Exception to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *Jour. Sed. Petrol.*, 54, 212-220

Malone, J. R., Nance, R. D., Keppie, J. D., Dostal, J., 2002, Deformational history of part of the Acatlán Complex: Late Ordovician-Early Silurian and Early Permian orogenesis in southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, is. 5, pp. 511-524.

Mange, M. A., Maurer, H., F. W., 1992, *Heavy minerals in colour*: Springer Netherlands, p. 147.

Marsaglia, K.M., 1995, Interarc and backarc basins, *en* Busby, C., and Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*: Oxford, UK, Blackwell Science, p. 299–329.

Marsaglia, K.M., and 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

Miall, A. D., 2006, *The geology of fluvial deposits*: Ed. Springer 4a impression, Canadá, Torontó, 582 p.

Michalzik, D., 1991, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico: *Sedimentary Geology* Vol. 71, pp. 243-259. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.

Miller J.S., Matzel J.E.P., Miller C.F., Burgess S.D., Miller R.B., 2007, Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 167, p. 282– 299

Morales–Gómez, M., Keppie, J.D., Dostal, J., 2009, Carboniferous tholeiitic dikes in the Salada Unit, Acatlán Complex, southern Mexico: a record of extension on the western margin of Pangea: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V. 26 no.1, pp.136–142.

Móran Zenteno, D. J., 1987. “Paleogeografía y paleomagnetismo precenozoicos del Terreno Mixteco”. Tesis de maestría, UNAM, Facultad de Ciencias, 177 p.

Morán-Zenteno, D. J., Caballero-Miranda, C. I., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, B., González-Torres, E., 1993, Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca Terrane, southern Mexico: *Geofísica Internacional*, Vol. 32, No. 3, pp. 453-473.

Morton, A. C., 1985, Heavy minerals in provenance studies *en* Zuffa, G. G. (Ed.), *Provenance of arenites*: Reidel Publishing Company, pp. 249-277.

Morton, A. C., 1986, Dissolution of Apatite in North Sea Jurassic Sandstones: Implications for the generation of secondary porosity: *Clay Minerals*, Vol. 21, pp. 711-733.

Morton, A.C. and C.R. Hallsworth 1999. Processes controlling the composition of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, vol. 124, pp. 3-29.

Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 2006, Acatlán Complex, southern Mexico: record spanning the assembly and breakup of Pangea: *Geology*, V. 34, pp. 857–860.

Ortega-Guerrero, B., 1989, Paleomagnetismo y geología de las unidades clásticas mesozoicas del área Totoltepec-Ixcaquixtla, estados de Puebla y Oaxaca: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 155p.

Ortega Guerrero, B., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Jurassic palaeomagnetic results constraining tectonic motions of the Mixteca terrane, southern Mexico: *Geofísica Internacional*, V. 32 no. 3.

Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, Vol. 20-3, pp. 177-202.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruíz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the Paleozoic: *Geology*, Vol. 23, pp. 1127-1130.

Ortega-Gutiérrez, 1998, Oaxaquia, historia de un antiguo continente: Ciencias, Vol. 52, pp. 30-37.

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, v. LIX, n. 1, p. 19–42.

Pérez-Ibargüengoitia, J.M., Hokuto-Castillo, A., De Cserna, Z., 1965, Estratigrafía y Paleontología del Jurásico Superior de la parte centro meridional del estado de Puebla. Reconocimiento geológico del área de Petlalcingo-Santa Cruz, Municipio de Acatlán, estado de Puebla: Paleontología Mexicana, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 21, 1-22

Pettijohn, F.J. Potter, P.E. & Siever, R., 1987, Sand and Sandstones: Springer, New York, 553 p.

Pindell, J. L., Cande, S., Pitman III, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., LaBrecque, J. & Haxby, W. ,1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: Tectonophysics, Vol. 155, pp. 121-138.

Pindell, J., Kennan, L., 2009, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame *en* James, K., Lorente, M. A., Pindell, J. (*Eds.*), The geology and evolution of the region between North and South America: Geological Society of London, Special Publication.

Ramos-Arias, M.A. and Keppie, J.D. (2011). U–Pb Neoproterozoic–Ordovician protolith age constraints for high- to medium-pressure rocks thrust over low-grade metamorphic rocks in the Ixcamilpa area, Acatlán Complex, southern Mexico. *Can. J. Earth Sci.* v. 48, no. 1, pp. 45–61

Reading, H. G., Sedimentary environments and facies: Blackwell Publishing, UK, 688p.

Ross, M. I., Scotese, C. R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: Tectonophysics Vol. 155, pp. 139-158.

Sanchez-Zavala, J. L.; Ortega-Gutierrez, F.; Keppie, J. Duncan; Jenner, G. A.; Belousova, E.; Macias-Romo, C., 2004, Ordovician and Mesoproterozoic zircons from the Tecamate Formation and Esperanza granitoids, Acatlan Complex, southern Mexico; local provenance in the Acatlan and Oaxacan complexes: *International Geology Review*, V. 46 no. 11, pp. 1005-1021

Silva Pineda, A. 1970. "Plantas fósiles del jurásico superior de la región de Tezoatl'sn, Estado de Oaxaca". *Sociedad Geológica Mexicana, excursión MéxicoOaxaca*, libro-guía, p. 129-153.

Silva-Pineda, A., 1978, Paleobotánica del Jurásico de México: Instituto de Geología, UNAM, *Paleontología Mexicana*, v. 44, parte 1, pp. 1-17

Silva-Pineda, A., Buitrón-Sánchez, B. E., 1999, Mesozoic redbed floras in east-central Mexico and their stratigraphic relationships with marine beds, *en* Bartolini, C., Wilson, J. L., Lawton, T. F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, v. 340, pp. 151-160.

Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C., 2011, La unidad Piedra Hueca: Secuencia clástica Paleozoica (Sur de Puebla) (resumen) *en* Simposio Regional sobre el Sur de México: México, Sociedad Geológica Mexicana, p. 325. Disponible: <http://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos00-3/SRSSM00-3.pdf>

Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C., Campos-Madriral, E., Centeno-García, E., Peralta-Salazar, R., 2014, Early Mesozoic southern Mexico-Amazonian connection base don U-Pb ages from detrital zircons: The La Mora paleo-river in the Mixteca Terrane and its paleogeographic and tectonic implications: *Gondwana Research*, Elsevier.

Spearing, G., 1974, Alluvial fan deposits: Geological Society of America Summary Sheets of Sedimentary Deposits, Sheet 1.

Solari, L., 2001, La porción norte del Complejo Oaxaqueño, Estado de Oaxaca: estructuras, geocronología y tectónica: Ciudad de México, México, Instituto de Geología, UNAM, tesis doctoral, 170p.

Solari, L., 2001, The 275 Ma arc-related La Carbonera Stock in the northern Oaxacan Complex of Southern Mexico: U-Pb Geocronology and geochemistry: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 18-2, pp. 149-161.

Solari, L.A., Tanner, M., 2011. UPb. age, a fast data reduction script for LA-ICP-MS U-Pb geochronology. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28, 83–91.

Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2010, U-Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, V. 34 no. 1, pp 5–18.

Suttner L.J. and Dutta P.K., 1986, Alluvial sandstones composition and paleoclimate, I, framework mineralogy [J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 56, pp. 329–345.

Stacey, J.S. y Kramers, J.D., 1975: *Earth Planetary and Science Letters*, V. 26, pp. 207- 221.

Suttner, L.J., 1974. Sedimentary petrographic provinces: an evaluation. *SEPM Sp. Pub.*, v. 21, pp. 75-84.

Suttner, L.J., Basu, A., Mack, G.H., 1981. Climate and origin of quartz arenites. *Jour. Sed. Petrol.*, v. 51, 1235- 1246.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F., 2005, U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, V. 235, pp. 682-699.

Tera, F., Wasserburg, G. J., 1972, U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, V. 14, 24p.

Torres, R., Ruíz, J., Patchett, P.J., Grajales-Nishimura, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico; tectonic implications for reconstructions of southern North America: *Geological Society of America Special Papers Vol. 340*, pp,191-196.

Van de Kamp, P.C., 2010, Arkose, subarkose, quartz sand, and associated muds derived from felsic plutonic rocks in glacial to tropical humid climates: *Journal of Sedimentary Research*, V. 80, pp. 895-918.

Vega-Granillo, R., 2006, *Petrología, Termobarometría y análisis estructural en el Complejo Acatlán, Puebla, México: Implicaciones Tectónicas: Tesis Doctoral, UNAM.*

Verde-Ramírez, A., 2015, *Relación entre la tectónica y la sedimentación del Jurásico, Santo Domingo Tianguistengo, Oaxaca: Tesis de maestría, Instituto de Geología, UNAM. (en preparación)*

Walker, L. G. 1967: *Stratigraphy of the Ordovician Martinsburg Formation in southwestern Virginia. Unpublished Ph.D. Dissertation, Harvard University. 201 p.*

Weltje, G.J., 1994, *Provenance and dispersal of sand-sized sediments: reconstruction of dispersal patterns and sources of sand-size sediments by means of inverse modeling techniques, Tesis de Doctorado, Geologicaa Ultraiectina.*

Westermann, G.E.G., Corona, R., Carrasco, R., 1984, The andean Mid-Jurassic Neuquenieras ammonite assemblage of Cualac, México, en Westermann, G.E.G. (ed.), *Jurassic–Cretaceous biochronology and palaeogeography of North America: Geological Association of Canada, Special Paper, 27, 99-112.*

Wieland, 1914, La flora liásica de la Mixteca Alta: Instituto Geológico de México, Boletín 31, vol.1.

Zuffa, G.G. (Ed.), 1985, Provenance of Arenites: Reidel Publishing Company, 408 p.

Apéndice

Tabla A. 1 Datos de elementos traza de los circones detríticos de la muestra PH 1.1

Análisis	Relaciones isotópicas								Mejor edad (Ma)	± (Ma)	% disc.	
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb*	206Pb*		error					
				235U	± (abs)	238U	± (abs)	corr.				
Zircon_095	173,9	120,3	0,69	0,293	0,041	0,0399	0,001	0,179106	252,4	6,4	4,393939	2,535658
Zircon_015	112,4	77,8	0,69	0,295	0,042	0,0413	0,0012	0,39774	261,1	7,5	-0,03831	2,872463
Zircon_051	230,6	85,5	0,37	0,305	0,037	0,0417	0,001	0,18402	263,1	6,3	2,555556	2,394527
Zircon_017	146	69,3	0,47	0,329	0,042	0,0453	0,0012	0,207506	285,8	7,3	0,763889	2,554234
Zircon_050	99,2	50	0,50	1,29	0,15	0,1373	0,0045	0,61206	829	26	0,955795	3,136309
Zircon_065	156	38,9	0,25	1,47	0,18	0,1492	0,004	0,36364	896	22	2,183406	2,455357
Zircon_007	60,95	24,22	0,40	1,45	0,2	0,1493	0,0041	0,73535	897	22	1,320132	2,45262
Zircon_024	346	124,2	0,36	1,61	0,19	0,163	0,004	0,43128	973	22	0,205128	2,261048
Zircon_097	75,8	1,69	0,02	1,53	0,18	0,1644	0,0041	0,36418	981	23	-4,02969	2,344546
Zircon_013	146,5	40,6	0,28	1,74	0,2	0,173	0,0042	0,211214	998	98	-0,39063	9,819639
Zircon_068	176	83,8	0,48	1,68	0,19	0,1678	0,0039	0,49151	1000	22	-0,1001	2,2
Zircon_085	72,4	27,45	0,38	1,92	0,23	0,1905	0,0051	0,223485	1000	120	-3,21396	12
Zircon_014	499	170,1	0,34	1,77	0,2	0,1761	0,0041	0,28337	1000	120	-1,25847	12
Zircon_057	376	95,5	0,25	1,79	0,21	0,1748	0,0041	0,89346	1000	150	0,287908	15
Zircon_019	322	74,7	0,23	1,73	0,21	0,1722	0,0058	0,90688	1010	100	-0,49068	9,90099
Zircon_005	117,1	46,3	0,40	1,75	0,2	0,1729	0,0041	0,32028	1010	120	-0,09373	11,88119
Zircon_076	92,7	36,7	0,40	1,75	0,2	0,1716	0,0042	0,23987	1010	130	0,487329	12,87129
Zircon_072	82,1	26,02	0,32	1,73	0,2	0,1717	0,0041	0,073538	1021	23	-0,09804	2,252693
Zircon_081	182,9	66	0,36	1,72	0,2	0,1724	0,004	0,20128	1025	23	-0,98522	2,243902
Zircon_036	98,2	41,1	0,42	1,76	0,2	0,1743	0,0041	0,14834	1030	150	-0,58252	14,56311
Zircon_086	34,9	23,02	0,66	1,67	0,2	0,1748	0,0047	0,35737	1038	26	-4,00802	2,504817
Zircon_041	235,5	59,7	0,25	1,77	0,21	0,1769	0,0045	0,214407	1040	140	-1,44928	13,46154
Zircon_094	113,7	118,9	1,05	1,75	0,2	0,1689	0,004	0,30119	1040	140	1,853659	13,46154
Zircon_077	164,6	50,2	0,30	1,74	0,2	0,1639	0,0038	0,201708	1050	110	4,492188	10,47619
Zircon_079	600	167,4	0,28	1,98	0,23	0,1887	0,0045	0,5297	1050	130	-0,36036	12,38095
Zircon_092	48	32,4	0,68	1,81	0,22	0,1754	0,0043	0,19238	1060	150	0,382409	14,15094
Zircon_020	396	122,9	0,31	1,72	0,19	0,1789	0,0042	0,39533	1061	22	-4,42913	2,073516
Zircon_053	452	163	0,36	2	0,23	0,1886	0,0045	0,56118	1090	120	0,089686	11,00917
Zircon_078	195,7	60,8	0,31	2,1	0,24	0,1974	0,0049	0,50777	1090	160	-0,95652	14,6789
Zircon_064	112	24,8	0,22	2,02	0,23	0,1867	0,0058	0,19044	1100	140	1,605709	12,72727
Zircon_035	157,8	51,02	0,32	1,94	0,23	0,1894	0,0047	0,75756	1100	150	-2,10046	13,63636
Zircon_022	276	65	0,24	2,09	0,23	0,1996	0,0047	0,32901	1110	140	-2,53497	12,61261
Zircon_054	388	65,5	0,17	2,13	0,25	0,1983	0,0049	0,58896	1120	110	-0,77787	9,821429
Zircon_006	527	107,5	0,20	2,09	0,23	0,1947	0,0051	0,33999	1120	130	-0,26224	11,60714
Zircon_087	179,2	50,21	0,28	2,13	0,25	0,1982	0,0048	0,26956	1120	150	-0,34453	13,39286
Zircon_062	432	126,5	0,29	2,12	0,25	0,1942	0,0049	0,24962	1120	160	0,866551	14,28571
Zircon_021	193	90,8	0,47	2,17	0,26	0,2065	0,0057	0,74205	1130	130	-3,24232	11,50442
Zircon_012	376	90,8	0,24	1,97	0,22	0,1869	0,0046	0,44396	1130	140	-0,19066	12,38938
Zircon_063	448	149,4	0,33	2,19	0,25	0,2007	0,0048	0,48123	1130	140	-0,08489	12,38938
Zircon_066	125,1	47,2	0,38	2,22	0,26	0,2017	0,0048	0,20263	1130	140	0,168634	12,38938
Zircon_028	36,4	14,4	0,40	1,78	0,23	0,174	0,0049	0,217941	1130	150	0	13,27434
Zircon_100	49,5	18,88	0,38	1,97	0,25	0,1852	0,005	0,086847	1140	110	0,635209	9,649123
Zircon_074	202,9	88,8	0,44	2,19	0,25	0,2003	0,0051	0,71157	1140	120	0,169635	10,52632
Zircon_080	182,7	170,6	0,93	2,12	0,24	0,1948	0,0047	0,58241	1140	150	0,692641	13,15789
Zircon_052	92,5	57,3	0,62	2,16	0,26	0,1978	0,0049	0,205802	1150	140	0,25729	12,17391
Zircon_055	84,2	28,5	0,34	2,19	0,26	0,1998	0,0049	0,206572	1150	170	0,676819	14,78261
Zircon_026	211,4	74,9	0,35	2,07	0,24	0,1932	0,0051	0,59489	1160	110	0	9,482759
Zircon_001_11-1	277	103,4	0,37	2,27	0,26	0,2059	0,0048	0,08938	1160	130	-0,41597	11,2069
Zircon_056	247,7	77,5	0,31	2,05	0,24	0,1845	0,0045	0,18941	1160	130	3,536693	11,2069
Zircon_031	184,3	46,2	0,25	2,17	0,25	0,2054	0,0049	0,39516	1160	140	-2,73038	12,06897
Zircon_040	492	71,8	0,15	2,13	0,25	0,198	0,0055	0,80676	1160	160	-0,34483	13,7931
Zircon_067	381	129,9	0,34	2,35	0,27	0,2101	0,0049	0,072906	1170	140	0	11,96581
Zircon_083	189	61	0,32	2,27	0,26	0,2046	0,0048	0,56309	1170	140	0,332226	11,96581
Zircon_029	612	211	0,34	2,26	0,26	0,2121	0,0049	0,5357	1170	150	-3,33333	12,82051
Zircon_044	220,6	67,5	0,31	2,1	0,24	0,1944	0,0048	0,51294	1170	150	0,174368	12,82051
Zircon_037	275	67,9	0,25	2,12	0,24	0,1962	0,0046	0,12265	1170	170	-0,08666	14,52991
Zircon_084	177	47,27	0,27	2,25	0,26	0,2045	0,0048	0,30627	1180	120	-0,16708	10,16949
Zircon_011	460	163	0,35	2,2	0,25	0,2008	0,0048	0,48793	1180	140	0,084746	11,86441
Zircon_008	342	83,4	0,24	2,34	0,25	0,2098	0,0059	0,53557	1180	150	-0,2449	12,71186
Zircon_023	1805	198,8	0,11	1,59	0,18	0,1465	0,0038	0,58169	1190	140	8,893485	11,76471
Zircon_043	174	57,8	0,33	2,35	0,26	0,2131	0,0052	0,13656	1200	150	-1,46699	12,5
Zircon_090	25,97	3,231	0,12	2,36	0,3	0,2107	0,0057	0,31958	1200	170	-0,7359	14,16667
Zircon_071	220	76,4	0,35	2,29	0,27	0,2008	0,0053	0,46123	1210	160	2,398677	13,22314
Zircon_004	517	129,2	0,25	2,14	0,24	0,1895	0,0049	0,28657	1230	110	3,617571	8,943089
Zircon_073	401	46,68	0,12	2,16	0,24	0,1915	0,0054	0,7155	1240	160	3,170523	12,90323
Zircon_003	276	79,5	0,29	2,73	0,31	0,239	0,0059	0,31025	1250	160	-3,13667	12,8
Zircon_034	340	116,9	0,34	2,51	0,3	0,2216	0,0055	0,3188	1260	130	-1,25589	10,31746
Zircon_033	491	247,2	0,50	2,41	0,27	0,214	0,005	0,28849	1270	120	-0,32103	9,448819
Zircon_032	319	102,3	0,32	2,3	0,27	0,2056	0,0048	0,52416	1270	180	0,659522	14,17323
Zircon_038	341	91,7	0,27	2,71	0,33	0,2323	0,007	0,058831	1310	140	-1,20301	10,68702
Zircon_048	320,3	132,2	0,41	2,64	0,29	0,2262	0,0057	0,49728	1310	150	-0,22866	11,45038
Zircon_075	81,8	42,9	0,52	2,17	0,26	0,1839	0,0053	0,079341	1320	130	7,167235	9,848485
Zircon_002	702	187,5	0,27	2,81	0,31	0,2334	0,0063	0,8914	1360	160	0,734214	11,76471
Zircon_046	356	218	0,61	2,98	0,34	0,244	0,0059	0,65972	1370	130	-0,42796	9,489051
Zircon_045	472	145	0,31	2,93	0,33	0,2421	0,0058	0,77791	1380	160	-0,64795	11,5942
Zircon_018	52,2	17,8	0,34	3,76	0,44	0,2794	0,0075	0,53561	1580	140	0	8,860759
Zircon_030	358	275	0,77	3,62	0,41	0,272	0,008	0,86551	1610	180	0,2574	11,18012
Zircon_039	522	140,4	0,27	4,29	0,48	0,301	0,009	0,58618	1720	150	-0,29568	8,72093
Zircon_027	481	284	0,59	4,88	0,57	0,3242	0,008	0,28427	1820	110	-0,61145	6,043956
Zircon_088	225	177	0,79	1,85	0,21	0,1786	0,0046	0,50354	1060	160	0,376294	15,09434
Zircon_060	464	34,05	0,07	2,18	0,25	0,1988	0,005	0,43786	1120	170	0,425894	15,17857
Zircon_069	402	139	0,35	2,23	0,27	0,1998	0,0064	0,78048	1180	180	1,344538	15,25424
Zircon_098	157,1	53,2	0,34	2,2	0,23	0,2054	0,0065	0,69004	1110	170	-1,9475	15,31532
Zircon_025	348	298	0,86	1,76	0,2	0,1747	0,0041	0,27284	1030	160	-0,7767	15,53398
Zircon_096	160,7	82,6	0,51	2,2	0,25	0,2025	0,0048	0,22293	1150	180	-0,84818	15,65217
Zircon_089	183,4	68,5	0,37	1,68	0,2	0,1683	0,0039	0,5179	1010	160	-0,1998	15,84158
Zircon_061	132,5	19,95	0,15	1,74	0,2	0,171	0,004	0,22481	1010	160	0,682927	15,84158
Zircon_010	237	96,3	0,41	1,87	0,21	0,1802	0,0044	0,49695	1060	170	0,280112	16,03774
Zircon_049	148,2	40,7	0,27	1,85	0,23	0,1781	0,0043	0,75004	1110	180	0,56444	16,21622
Zircon_047	200	25,3	0,13	1,82</								

Análisis					Relaciones isotópicas									Mejor edad (Ma)	± (Ma)	% disc.	
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb* 235U	± (abs)	206Pb* 238U	± (abs)	error corr.									
Zircon_090	280	96.6	0.35	0.196	0.011	0.02919	0.00076	0.46392			185.4	4.7	-2.03632	2.535059			
Zircon_050	94	84.6	0.90	1.365	0.046	0.1456	0.0045	0.33682			876	26	-0.34364	2.968037			
Zircon_083	53.6	19.53	0.36	1.562	0.065	0.154	0.0033	0.35371			923	18	3.147954	1.950163			
Zircon_097	117.6	80.3	0.68	1.537	0.048	0.156	0.0033	0.27537			934	19	1.164021	2.034261			
Zircon_047	223	41.7	0.19	1.615	0.068	0.1613	0.0032	0.36524			964	18	1.128205	1.86722			
Zircon_099	92.3	29.4	0.32	1.567	0.048	0.1617	0.0033	0.63189			966	19	-1.04603	1.966874			
Zircon_039	163	84.5	0.52	1.622	0.044	0.1631	0.0032	0.28956			974	17	0.408998	1.74538			
Zircon_088	126.6	29.7	0.23	1.641	0.05	0.1644	0.0034	0.25955			981	19	0.406091	1.936799			
Zircon_004	129.6	82.7	0.64	1.644	0.043	0.1666	0.0034	0.36723			993	19	-0.6079	1.913394			
Zircon_022	62.5	18.25	0.29	1.709	0.049	0.1691	0.0035	0.1072			1007	23	0.197824	2.284012			
Zircon_025	303	99.1	0.33	1.783	0.045	0.1761	0.0036	0.51588			1008	20	-0.67372	1.984127			
Zircon_066	112.4	28.7	0.26	1.741	0.05	0.1713	0.0035	0.4476			1011	26	0.391007	2.571711			
Zircon_007	153.1	77.5	0.51	1.688	0.049	0.1677	0.0033	0.1967			1012	26	0.398804	2.56917			
Zircon_036	71.1	48	0.68	1.691	0.058	0.1667	0.0034	0.1542			1012	32	0.897308	3.162055			
Zircon_064	191.3	46.2	0.24	1.666	0.045	0.1661	0.0034	0.31809			1015	21	0.502513	2.068966			
Zircon_098	174.9	43.05	0.25	1.699	0.045	0.1683	0.0035	0.46365			1022	19	0.595238	1.8591			
Zircon_053	167.4	24.4	0.15	1.695	0.046	0.1678	0.0033	0.053553			1022	23	0.793651	2.250489			
Zircon_071	106.3	55.6	0.52	1.721	0.046	0.1694	0.0035	0.772997			1026	26	0.688976	2.534113			
Zircon_069	79.6	20.93	0.26	1.677	0.05	0.1657	0.0034	0.688208			1026	26	1.101101	2.534113			
Zircon_084	112	41.5	0.37	1.694	0.053	0.1689	0.0036	0.45159			1026	37	0.198413	3.606238			
Zircon_077	99.4	28.5	0.29	1.76	0.047	0.1732	0.0039	0.25691			1028	21	0	2.042802			
Zircon_051	198	81.7	0.41	1.753	0.048	0.173	0.0034	0.26643			1037	24	0	2.314368			
Zircon_009	101.3	38.9	0.38	1.878	0.05	0.1818	0.0036	0.743762			1039	34	-0.18605	3.272377			
Zircon_062	223	66.9	0.30	1.757	0.051	0.173	0.0037	0.39955			1044	29	0.290698	2.777778			
Zircon_037	40.6	16.73	0.41	1.736	0.072	0.1696	0.0034	0.53422			1053	46	0.980392	4.368471			
Zircon_081	105.6	26.3	0.25	1.67	0.053	0.1642	0.0034	0.13082			1054	32	2.097902	3.036053			
Zircon_015	62.1	26.68	0.43	1.826	0.064	0.1763	0.0038	0.12979			1055	29	0.569890	2.748815			
Zircon_060	479	67.3	0.14	1.822	0.044	0.1775	0.0035	0.38541			1057	15	0	1.419111			
Zircon_016	27	15.42	0.57	1.745	0.088	0.1705	0.0036	0.418688			1057	60	1.837524	5.676443			
Zircon_075	228	42.77	0.19	1.648	0.042	0.1582	0.0032	0.10247			1064	21	4.149798	1.973684			
Zircon_096	95.9	22.89	0.24	1.859	0.048	0.1795	0.0037	0.45821			1065	21	0.374532	1.971831			
Zircon_093	511	52.7	0.10	1.663	0.04	0.1602	0.0032	0.38397			1068	22	3.62173	2.059925			
Zircon_024	112.9	46.6	0.41	1.86	0.049	0.1787	0.0036	0.764707			1070	19	0.656045	1.775701			
Zircon_067	84.1	130.9	1.56	1.671	0.051	0.1591	0.0034	0.14893			1072	28	4.518072	2.61194			
Zircon_044	274	134.9	0.49	1.912	0.048	0.1833	0.0039	0.55579			1079	18	0	1.668211			
Zircon_035	109.2	47.4	0.43	1.768	0.056	0.1712	0.0034	0.24204			1080	31	1.452081	2.87037			
Zircon_042	88	61.2	0.70	1.785	0.063	0.1718	0.0035	0.30573			1081	42	2.013423	3.885291			
Zircon_013	28.9	2.79	0.10	1.8	0.089	0.1744	0.0039	0.452273			1083	52	1.145038	4.801477			
Zircon_019	233.5	180	0.77	1.924	0.065	0.1841	0.0046	0.50517			1086	22	0	2.025783			
Zircon_082	177.9	49.4	0.28	1.721	0.046	0.1652	0.0032	0.57309			1091	20	3.051181	1.833181			
Zircon_048	227.1	91.23	0.40	1.825	0.071	0.1763	0.0043	0.19392			1095	30	0.664137	2.739726			
Zircon_023	58.2	26.3	0.45	1.922	0.067	0.1831	0.0046	0.33121			1103	25	0.275989	2.266546			
Zircon_031	151	84	0.56	2.009	0.05	0.1902	0.004	0.28769			1107	20	-0.17857	1.806685			
Zircon_002	215.5	55.2	0.26	2.07	0.054	0.1947	0.0041	0.53056			1123	18	-0.70237	1.60285			
Zircon_080	396	208	0.53	1.75	0.047	0.1668	0.0032	0.33755			1124	29	3.491756	2.580071			
Zircon_055	131.1	55.1	0.42	1.977	0.053	0.1867	0.0037	0.082866			1126	25	0.630631	2.220249			
Zircon_085	151	67.2	0.45	2.043	0.056	0.1914	0.004	0.12249			1133	29	0	2.559576			
Zircon_034	96.7	35.81	0.37	1.966	0.054	0.1859	0.0038	0.744207			1137	35	0.362647	3.078276			
Zircon_005	29.22	18.69	0.64	1.822	0.071	0.1718	0.0035	0.1624			1137	40	2.759277	3.51803			
Zircon_027	238.6	57	0.24	2.161	0.054	0.2004	0.0039	0.19049			1145	13	-0.85616	1.135371			
Zircon_086	311	84.6	0.27	1.779	0.063	0.165	0.0048	0.43416			1148	21	5.110897	1.829268			
Zircon_061	152	81.1	0.53	1.836	0.05	0.1709	0.0035	0.31304			1148	25	3.875236	2.1777			
Zircon_100	68.7	25.2	0.37	2.099	0.073	0.1954	0.0043	0.19488			1150	26	-0.34874	2.26087			
Zircon_018	78.8	35.1	0.45	2.097	0.08	0.1937	0.0042	0.69768			1156	38	0.34904	3.287197			
Zircon_021	274	61.9	0.23	2.068	0.051	0.1924	0.0037	0.47242			1158	16	0.351494	1.381693			
Zircon_010	261	76.9	0.29	2.149	0.071	0.1976	0.004	0.36525			1166	37	0.085911	3.173242			
Zircon_063	405	69.7	0.17	2.166	0.062	0.1986	0.0053	0.7421			1168	13	0.17094	1.113014			
Zircon_073	145.2	70.4	0.48	2.114	0.056	0.195	0.0039	0.26769			1169	14	0.433651	1.197605			
Zircon_043	162.2	105	0.65	2.145	0.053	0.1975	0.004	0.32127			1170	22	-0.08598	1.880342			
Zircon_045	102.2	40.3	0.39	2.106	0.059	0.1949	0.0042	0.5337			1171	22	0.173913	1.878736			
Zircon_038	65.7	18.51	0.28	2.182	0.079	0.1988	0.0055	0.34339			1175	43	0	3.659574			
Zircon_001_11-7	36.3	24.3	0.67	1.979	0.071	0.1843	0.0041	0.25127			1176	34	2.066487	2.891156			
Zircon_078	148.6	45.7	0.31	1.924	0.064	0.179	0.0039	0.654993			1176	43	2.479339	3.656463			
Zircon_020	115.3	41.1	0.36	2.154	0.056	0.197	0.0041	0.3665			1181	17	0.600343	1.439458			
Zircon_068	53.2	27.88	0.52	1.877	0.058	0.1706	0.0036	0.682904			1182	26	5.228758	2.199662			
Zircon_059	189	62	0.33	2.142	0.054	0.1968	0.0041	0.31158			1190	18	0.344234	1.512605			
Zircon_033	634	147.9	0.23	2.307	0.054	0.2091	0.0042	0.39974			1198	15	-0.82372	1.252087			
Zircon_028	78.8	40.2	0.51	2.114	0.066	0.195	0.0041	0.30044			1199	26	0.606061	2.168474			
Zircon_017	72.7	37.9	0.52	2.209	0.076	0.1991	0.0039	0.30574			1204	31	1.015228	2.574751			
Zircon_058	587	168.5	0.29	2.168	0.055	0.1951	0.004	0.69295			1207	17	1.794872	1.408451			
Zircon_070	190.7	109.4	0.57	2.169	0.058	0.1947	0.004	0.1807			1209	15	2.134927	1.240695			
Zircon_091	84.7	31.5	0.37	2.539	0.069	0.2249	0.0044	0.50322			1227	20	-1.94856	1.629992			
Zircon_032	441.7	120	0.27	2.32	0.054	0.2078	0.0041	0.41739			1228	12	0.164069	0.977199			
Zircon_052	106.5	35.4	0.33	2.277	0.065	0.2057	0.0041	0.15703			1230	24	0.08285	1.95122			
Zircon_076	193	100.9	0.52	2.246	0.055	0.2018	0.004	0.21478			1235	14	0.83682	1.133603			
Zircon_065	250	75	0.30	2.47	0.065	0.2175	0.0044	0.58816			1237	14	-0.47544	1.13177			
Zircon_049	73.5	54.2	0.74	2.19	0.067	0.1973	0.004	0.34118			1237	30	2.107926	2.425222			
Zircon_014	247.5	111.4	0.45	2.158	0.076	0.1936	0.0057	0.018074			1238	19	2.227935	1.534733			
Zircon_074	217	119.6	0.55	2.45	0.058	0.2143	0.0043	0.75278			1250	17	0.397772	1.36			
Zircon_008	385	156.1	0.41	2.242	0.054	0.1962	0.004	0.2303			1258	18	3.266332	1.430843			
Zircon_012	16.67	1.088	0.07	2	0.11	0.1728	0.0046	0.484007			1259	83	8.139535	6.592534			
Zircon_040	175	40.5	0.23	2.498	0.064	0.2187	0.0045	0.32199			1260	19	-0.15711	1.507937			
Zircon_030	253.1	73.7	0.29	2.321	0.059	0.2061	0.0042	0.4087			1263	19	0.821018	1.504355			
Zircon_057	121.9	55.6	0.46	2.2	0.054												

Tabla A. 3 Datos de los elementos traza de los circones detríticos de la muestra SDT 2.5

Análisis	Relaciones isotópicas								Mejor edad (Ma)	± (Ma)	% dis
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb*		206Pb*		error			
				235U	± (abs)	238U	± (abs)				
Zircon-002	172.1	76.8	0.45	0.1740	0.0150	0.0263	0.0006	0.04	167.5	3.9	-3.4
Zircon-061	116.9	42.7	0.37	0.3320	0.0390	0.0429	0.0012	0.03	270.5	7.3	5.42
Zircon-064	340	339	1.00	0.3480	0.0200	0.0429	0.0010	0.23	271.0	6.1	10.3
Zircon-077	331	340	1.03	0.3300	0.0210	0.0431	0.0009	0.29	272.2	5.7	5.81
Zircon-071	227	33.9	0.15	0.3190	0.0220	0.0432	0.0010	0.05	272.4	5.9	3.75
Zircon-006	412.7	197.7	0.48	0.3350	0.0190	0.0433	0.0009	0.01	273.5	5.6	6.66
Zircon-042	219.4	126.8	0.58	0.3190	0.0240	0.0437	0.0010	0.12	276.0	6.2	1.43
Zircon-023	67.5	19.5	0.29	0.3600	0.0400	0.0441	0.0014	0.07	277.8	8.5	10.1
Zircon-026	209.8	168.8	0.80	0.3160	0.0220	0.0444	0.0010	0.10	279.8	5.9	-0.6
Zircon-055	82.8	28.2	0.34	0.3450	0.0280	0.0444	0.0013	0.20	279.9	7.7	6.39
Zircon-003	113.6	45.8	0.40	0.3030	0.0250	0.0444	0.0011	0.08	280.2	7.1	-4.9
Zircon-100	181.4	58.4	0.32	0.3230	0.0230	0.0444	0.0010	0.08	280.3	6.2	1.99
Zircon-072	621	450	0.72	0.3260	0.0190	0.0446	0.0009	0.04	281.0	5.5	2.43
Zircon-059	177.1	116	0.65	0.3490	0.0260	0.0446	0.0009	0.26	281.2	5.7	7.19
Zircon-051	216.9	145.8	0.67	0.3130	0.0220	0.0447	0.0010	0.09	281.9	6.0	-2.5
Zircon-085	160.1	93.3	0.58	0.3110	0.0230	0.0449	0.0011	0.06	283.0	7.0	-1.4
Zircon-068	122.3	47.8	0.39	0.3480	0.0270	0.0449	0.0012	0.25	283.4	7.6	6.16
Zircon-020	232	202	0.87	0.3150	0.0260	0.0452	0.0010	0.19	284.8	6.4	-3.2
Zircon-053	336	85.4	0.25	0.3190	0.0190	0.0452	0.0010	0.39	284.9	6.1	-1.4
Zircon-063	319	95.6	0.30	0.3350	0.0220	0.0452	0.0010	0.15	285.2	6.2	2.66
Zircon-007	119.3	64.5	0.54	0.3250	0.0260	0.0454	0.0011	0.07	286.2	6.6	-0.8
Zircon-041	69.8	31.98	0.46	0.3570	0.0330	0.0455	0.0013	0.07	286.8	7.9	7.78
Zircon-060	161.4	83.4	0.52	0.3270	0.0230	0.0455	0.0011	0.16	286.9	6.8	0.38
Zircon-052	108.7	52.5	0.48	0.3210	0.0240	0.0456	0.0011	0.04	287.7	7.0	-1.3
Zircon-089	86.9	26.97	0.31	0.3350	0.0300	0.0456	0.0014	0.12	287.7	8.9	1.13
Zircon-091	688	447	0.65	0.3560	0.0200	0.0456	0.0009	0.28	287.7	5.5	6.89
Zircon-082	214.7	146.3	0.68	0.3440	0.0250	0.0457	0.0012	0.31	288.0	7.3	5.26
Zircon-097	206.4	152	0.74	0.3210	0.0230	0.0457	0.0014	0.15	288.2	8.4	-1.1
Zircon-046	69.6	29.73	0.43	0.3480	0.0320	0.0459	0.0013	0.17	289.4	8.2	3.53
Zircon-094	141.6	58.6	0.41	0.3280	0.0250	0.0459	0.0011	0.04	289.5	6.8	-0.9
Zircon-014	80.2	25.88	0.32	0.3450	0.0360	0.0461	0.0012	0.15	290.7	7.6	2.12
Zircon-043	80.9	29.3	0.36	0.3420	0.0300	0.0463	0.0014	0.08	291.5	8.7	3.8
Zircon-084	205.3	147.6	0.72	0.3180	0.0200	0.0463	0.0010	0.12	291.6	6.3	-4.1
Zircon-037	228	204	0.89	0.3370	0.0240	0.0463	0.0010	0.02	291.7	6.1	1.45
Zircon-040	163.9	50.9	0.31	0.3400	0.0250	0.0464	0.0012	0.20	292.4	7.3	1.22
Zircon-015	204.6	138.6	0.68	0.3270	0.0210	0.0465	0.0011	0.14	292.7	6.8	-2
Zircon-048	104.1	40.9	0.39	0.3420	0.0300	0.0465	0.0012	0.05	292.8	7.4	2.07
Zircon-035	109	45.1	0.41	0.3240	0.0260	0.0465	0.0012	0.16	293.2	7.2	-2.5
Zircon-078	164	69.6	0.42	0.3470	0.0220	0.0467	0.0012	0.43	294.0	7.1	3.61
Zircon-030	215.2	83.7	0.39	0.3330	0.0240	0.0468	0.0011	0.01	294.8	6.7	-0.6
Zircon-021	108.7	52.1	0.48	0.3380	0.0280	0.0473	0.0012	0.01	298.0	7.3	-1.4
Zircon-086	174.7	104.2	0.60	0.3310	0.0240	0.0473	0.0010	0.01	298.0	6.4	-3.1
Zircon-045	182.8	73	0.40	0.3410	0.0230	0.0474	0.0011	0.08	298.3	6.5	-0.1
Zircon-093	116.6	33.4	0.29	0.3540	0.0410	0.0474	0.0033	0.21	299.0	20.0	2.29
Zircon-011	85.6	36.87	0.43	0.3330	0.0290	0.0473	0.0013	0.13	299.1	7.4	-0.4
Zircon-005	224	151.8	0.68	0.3380	0.0210	0.0476	0.0010	0.05	299.5	6.3	-1.5
Zircon-054	55.7	22.66	0.41	0.3450	0.0370	0.0476	0.0015	0.01	299.5	9.0	0.17
Zircon-081	76.2	32.07	0.42	0.3440	0.0320	0.0478	0.0013	0.09	301.1	7.8	-1.4
Zircon-025	182.2	110.8	0.61	0.3410	0.0220	0.0479	0.0011	0.18	301.6	6.9	-1.5
Zircon-070	263.1	171.1	0.65	0.3790	0.0240	0.0479	0.0011	0.11	301.9	7.0	7.39
Zircon-090	30.32	12.76	0.42	0.3450	0.0520	0.0480	0.0019	0.21	302.0	12.0	-3.4
Zircon-056	84.9	54.4	0.64	0.3610	0.0340	0.0481	0.0012	0.07	302.9	7.4	2.29
Zircon-008	62.4	22.44	0.36	0.3640	0.0380	0.0484	0.0015	0.01	304.5	9.3	2.09
Zircon-019	100.6	40.2	0.40	0.3450	0.0270	0.0484	0.0012	0.08	304.5	7.5	-0.8
Zircon-029	379	276.1	0.73	0.3360	0.0190	0.0484	0.0010	0.03	304.8	6.2	-3.7
Zircon-096	89.6	38.4	0.43	0.3460	0.0300	0.0487	0.0013	0.15	306.3	7.9	-2.4
Zircon-001_2-5	344	254	0.74	0.3500	0.0200	0.0488	0.0011	0.25	306.9	6.8	-1
Zircon-018	107.8	53.2	0.49	0.3550	0.0300	0.0489	0.0013	0.20	307.7	8.0	1.38
Zircon-049	85	31.8	0.37	0.3500	0.0330	0.0489	0.0013	0.15	308.0	7.9	0
Zircon-074	70.9	31.1	0.44	0.3650	0.0320	0.0490	0.0015	0.05	308.5	9.0	1.75
Zircon-012	109.5	32.3	0.29	0.3570	0.0290	0.0491	0.0013	0.04	308.7	7.7	0.74
Zircon-013	185.9	117.2	0.63	0.3620	0.0230	0.0491	0.0011	0.06	308.8	6.7	1.97
Zircon-024	216.7	83.4	0.38	0.3640	0.0220	0.0494	0.0011	0.11	310.9	6.8	0.99
Zircon-047	86.6	41.2	0.48	0.3550	0.0270	0.0494	0.0014	0.02	310.9	8.6	-0.6
Zircon-075	206.7	84.2	0.41	0.3740	0.0240	0.0495	0.0010	0.27	311.2	6.1	3.35
Zircon-069	107.1	37.7	0.35	0.3690	0.0280	0.0496	0.0012	0.10	311.9	7.3	1.61
Zircon-088	145.4	76.5	0.53	0.3710	0.0260	0.0496	0.0011	0.01	312.1	6.7	2.16
Zircon-028	63.6	32.1	0.50	0.3710	0.0470	0.0503	0.0014	0.12	316.0	8.5	0
Zircon-057	202	100.9	0.50	0.3610	0.0220	0.0504	0.0012	0.39	316.8	7.1	-1.9
Zircon-062	84.4	52.8	0.63	0.3850	0.0330	0.0510	0.0014	0.10	320.7	8.7	2.52
Zircon-092	266.8	213	0.80	0.3800	0.0240	0.0517	0.0011	0.05	325.2	6.8	0.85
Zircon-067	146.4	85.8	0.59	0.3940	0.0280	0.0518	0.0013	0.00	325.8	7.8	3.61
Zircon-038	79.8	11.67	0.15	1.6140	0.0920	0.1643	0.0033	0.23	981.0	18.0	-0.5
Zircon-033	256.8	35.68	0.14	1.6330	0.0870	0.1654	0.0033	0.09	987.0	18.0	-0.5
Zircon-073	105	35.66	0.34	1.6210	0.0940	0.1653	0.0035	0.25	988.0	19.0	-0.9
Zircon-079	132.8	80.6	0.61	1.6160	0.0890	0.1656	0.0034	0.12	988.0	19.0	-1.1
Zircon-027	129.2	49.4	0.38	1.6900	0.0930	0.1697	0.0035	0.11	1010.0	19.0	-0.3
Zircon-004	113.3	16.78	0.15	1.6300	0.0960	0.1697	0.0038	0.33	1013.0	21.0	-3.4
Zircon-080	193	46.31	0.24	1.7490	0.0920	0.1737	0.0035	0.27	1020.0	43.0	-0.4
Zircon-034	833	16.6	0.02	1.7030	0.0860	0.1636	0.0031	0.30	1028.0	46.0	3.17
Zircon-017	564	63.6	0.11	1.6880	0.0890	0.1733	0.0035	0.40	1030.0	19.0	-2.7
Zircon-022	330.8	23.9	0.07	1.8580	0.0960	0.1806	0.0034	0.23	1053.0	45.0	-0.1
Zircon-066	443	21.2	0.05	1.6650	0.0960	0.1596	0.0036	0.31	1061.0	42.0	3.92
Zircon-058	96.6	44.46	0.46	1.7800	0.1100	0.1737	0.0035	0.17	1077.0	54.0	0.39
Zircon-009	43.75	11.76	0.27	1.8600	0.1300	0.1799	0.0043	0.12	1086.0	70.0	0.84
Zircon-099	74.3	41.3	0.56	1.9100	0.1200	0.1804	0.0040	0.04	1096.0	62.0	1.47
Zircon-087	212.8	61.6	0.29	2.0100	0.1100	0.1892	0.0039	0.43	1118.0	48.0	0.18
Zircon-076	160.8	90	0.56	2.0800	0.1100	0.1936	0.0037	0.42	1131.0	37.0	-0.1
Zircon-050	779	258	0.33	2.1500	0.1100	0.2041	0.0040	0.43	1134.0	33.0	-2.8
Zircon-083	537	113.3	0.21	2.0200	0.1000	0.1889	0.0043	0.46	1144.0	45.0	0.45
Zircon-010	110.4	36.4	0.33	2.1900	0.1400	0.2024	0.0048	0.07	1162.0	49.0	-1.1
Zircon-095	140.4	89.1	0.63	2.2000	0.1200	0.2020	0.0041	0.15	1172.0	52.0	-0.6
Zircon-036	183.7	66.7	0.36	2.2200	0.1200	0.2006	0.0038	0.20	1197.0	50.0	0.93
Zircon-044	53.5	35.8	0.67	2.2100	0.1400	0.2034	0.0045	0.06	1206.0	70.0	-0.3
Zircon-098	97.1	35.53	0.37	2.2300	0.1200	0.2044	0.0045	0.08	1209.0	46.0	-0.5
Zircon-016	289	42.7	0.15	2.2400	0.1300	0.2040	0.0057	0.83	1220.0	40.0	0
Zircon-039	518	126.3	0.24	2.3300	0.1200	0.2067	0.0040	0.14	1227.0	40.0	0.74

Análisis				Relaciones isotópicas							
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb*	±	206Pb*	±	error corr.	Mejor edad (Ma)	± (Ma)	% dis
				235U	(abs)	238U	(abs)				
Zircon-090	83.9	37.1	0.44	0.2820	0.0300	0.0411	0.0012	0.20	259.7	7.6	-2.6
Zircon-001_2-8	137	83	0.61	0.3280	0.0310	0.0443	0.0013	0.11	279.6	7.8	3.3
Zircon-002	126.9	55.8	0.44	0.3890	0.0640	0.0454	0.0020	0.28	286.0	12.0	15.1
Zircon-032	256	60	0.23	0.3220	0.0260	0.0459	0.0012	0.06	289.3	7.3	-2.6
Zircon-077	94.4	59.8	0.63	0.3510	0.0340	0.0462	0.0012	0.02	291.2	7.2	3.6
Zircon-004	118.6	51.18	0.43	0.3870	0.0330	0.0464	0.0012	0.01	292.5	7.6	11.4
Zircon-041	541	171.2	0.32	0.3600	0.0210	0.0469	0.0012	0.00	295.2	7.1	5.4
Zircon-071	66	30.81	0.47	0.3880	0.0440	0.0476	0.0015	0.15	299.5	9.1	9.8
Zircon-078	144.6	74.4	0.51	0.3680	0.0310	0.0476	0.0014	0.06	299.8	8.8	6.0
Zircon-007	112.2	51.5	0.46	0.3850	0.0360	0.0476	0.0017	0.08	300.0	10.0	8.5
Zircon-095	75.1	29.2	0.39	0.3210	0.0430	0.0476	0.0016	0.01	300.0	10.0	-6.0
Zircon-089	257.3	158.7	0.62	0.3490	0.0230	0.0478	0.0013	0.28	301.1	7.9	0.6
Zircon-015	105.6	46	0.44	0.4000	0.0390	0.0481	0.0014	0.08	302.8	8.4	12.0
Zircon-069	226.5	85	0.38	0.3560	0.0240	0.0482	0.0012	0.14	303.4	7.2	1.5
Zircon-075	283.2	203	0.72	0.3600	0.0190	0.0484	0.0010	0.12	304.6	6.4	2.7
Zircon-026	132.2	58.4	0.44	0.3710	0.0270	0.0490	0.0012	0.12	308.5	7.4	3.0
Zircon-070	68.3	32.99	0.48	0.3620	0.0350	0.0493	0.0015	0.01	310.0	9.2	0.0
Zircon-042	92.9	37.2	0.40	0.3720	0.0430	0.0496	0.0017	0.46	312.0	10.0	1.0
Zircon-018	298	66.4	0.22	1.6090	0.0990	0.1606	0.0043	0.59	960.0	24.0	1.3
Zircon-050	211.3	65.3	0.31	1.6390	0.0790	0.1638	0.0033	0.17	978.0	18.0	0.8
Zircon-082	286.7	123.4	0.43	1.6300	0.0780	0.1645	0.0035	0.15	981.0	19.0	0.3
Zircon-003	156.3	24.42	0.16	1.6520	0.0880	0.1651	0.0035	0.24	985.0	19.0	0.3
Zircon-093	72.2	5.14	0.07	1.6470	0.0920	0.1651	0.0038	0.01	985.0	21.0	0.4
Zircon-019	84	16.6	0.20	1.6200	0.1100	0.1659	0.0044	0.13	989.0	24.0	-0.8
Zircon-054	104.9	57.4	0.55	1.6380	0.0910	0.1669	0.0042	0.38	995.0	23.0	-0.9
Zircon-046	39.7	5.11	0.13	1.6100	0.1100	0.1678	0.0044	0.26	1000.0	24.0	-3.3
Zircon-031	183.5	54.9	0.30	1.6640	0.0820	0.1683	0.0035	0.18	1002.0	19.0	-0.9
Zircon-047	66.2	37.52	0.57	1.6660	0.0990	0.1688	0.0040	0.04	1005.0	22.0	-1.0
Zircon-061	259.3	80.6	0.31	1.6660	0.0790	0.1687	0.0036	0.32	1005.0	20.0	-0.7
Zircon-056	653	32.39	0.05	1.6940	0.0770	0.1696	0.0033	0.39	1007.0	41.0	-0.4
Zircon-014	196.7	53.9	0.27	1.7450	0.0870	0.1743	0.0038	0.44	1009.0	43.0	-1.2
Zircon-064	295.8	95.9	0.32	1.6670	0.0790	0.1696	0.0034	0.12	1010.0	19.0	-1.5
Zircon-086	63.5	30.5	0.48	1.7200	0.1000	0.1730	0.0047	0.10	1015.0	80.0	-1.4
Zircon-096	634	119.5	0.19	1.7220	0.0780	0.1708	0.0033	0.13	1020.0	53.0	0.0
Zircon-029	456	131.1	0.29	1.6980	0.0760	0.1665	0.0033	0.08	1021.0	47.0	1.4
Zircon-076	395	95.4	0.24	1.7810	0.0860	0.1757	0.0038	0.37	1025.0	43.0	-0.5
Zircon-083	129.2	55.5	0.43	1.8440	0.0970	0.1790	0.0040	0.23	1028.0	73.0	-0.2
Zircon-030	367	96.2	0.26	1.6850	0.0800	0.1659	0.0033	0.25	1030.0	39.0	1.2
Zircon-062	146.8	52.5	0.36	1.6990	0.0830	0.1682	0.0036	0.02	1036.0	54.0	0.5
Zircon-011	45.7	16.58	0.36	1.6700	0.1000	0.1631	0.0040	0.18	1041.0	71.0	1.7
Zircon-053	403	307.8	0.76	1.6860	0.0770	0.1660	0.0034	0.07	1048.0	54.0	1.3
Zircon-097	333	105.8	0.32	1.7130	0.0830	0.1687	0.0037	0.69	1055.0	49.0	0.8
Zircon-066	86.5	33.9	0.39	1.7900	0.1100	0.1751	0.0044	0.11	1057.0	55.0	0.0
Zircon-092	156.8	96.9	0.62	1.8990	0.0900	0.1853	0.0039	0.09	1065.0	49.0	-1.5
Zircon-021	54.89	24.65	0.45	1.9700	0.1200	0.1928	0.0047	0.05	1071.0	60.0	-2.0
Zircon-058	179.2	73.2	0.41	1.7170	0.0880	0.1683	0.0035	0.21	1072.0	53.0	1.5
Zircon-005	95.1	28.3	0.30	1.8400	0.1000	0.1749	0.0043	0.17	1075.0	78.0	1.8
Zircon-013	225.5	97	0.43	1.8070	0.0870	0.1737	0.0036	0.05	1078.0	49.0	1.3
Zircon-085	52.9	31.3	0.59	1.9700	0.1200	0.1879	0.0048	0.17	1113.0	74.0	0.1
Zircon-028	248.7	67.6	0.27	1.9840	0.0930	0.1878	0.0039	0.04	1116.0	53.0	0.1
Zircon-073	446	54.7	0.12	2.1400	0.1100	0.2013	0.0044	0.57	1116.0	62.0	-1.9
Zircon-091	335	127	0.38	2.0290	0.0940	0.1904	0.0040	0.35	1116.0	47.0	0.0
Zircon-081	439	120.1	0.27	2.0780	0.0960	0.1935	0.0040	0.32	1117.0	49.0	0.1
Zircon-079	454	139	0.31	2.0190	0.0980	0.1909	0.0045	0.66	1121.0	50.0	-0.4
Zircon-010	195	62.4	0.32	1.9460	0.0910	0.1831	0.0038	0.09	1122.0	50.0	1.1
Zircon-037	286.9	71.7	0.25	1.9300	0.1100	0.1846	0.0046	0.01	1125.0	88.0	-0.3
Zircon-035	175.2	105.7	0.60	1.9130	0.0920	0.1799	0.0039	0.02	1131.0	42.0	1.6
Zircon-048	130.4	48.2	0.37	1.9300	0.1000	0.1798	0.0044	0.41	1132.0	65.0	2.1
Zircon-094	227	75	0.33	2.0330	0.0960	0.1895	0.0044	0.01	1134.0	59.0	0.6
Zircon-044	62.9	31.1	0.49	2.0300	0.1100	0.1926	0.0046	0.02	1138.0	74.0	-0.7
Zircon-023	166.6	53	0.32	2.0600	0.1000	0.1899	0.0042	0.23	1145.0	54.0	1.3
Zircon-033	87.6	31.6	0.36	2.1800	0.1300	0.2017	0.0047	0.02	1157.0	49.0	-0.8
Zircon-074	246.6	59.9	0.24	2.1500	0.1100	0.1997	0.0044	0.20	1162.0	50.0	-0.3
Zircon-080	173.8	51.5	0.30	2.2000	0.1200	0.2029	0.0044	0.14	1170.0	50.0	-0.9
Zircon-040	267	65.2	0.24	2.2100	0.1100	0.2042	0.0042	0.16	1176.0	46.0	-1.2
Zircon-009	204	145.2	0.71	2.0140	0.0980	0.1840	0.0038	0.23	1179.0	49.0	2.9
Zircon-057	120.6	41.3	0.34	2.1200	0.1000	0.1974	0.0042	0.10	1183.0	54.0	-0.4
Zircon-063	134	46.3	0.35	2.2300	0.1100	0.2058	0.0045	0.21	1183.0	55.0	-1.4
Zircon-084	458	357	0.78	2.2100	0.1100	0.1996	0.0041	0.19	1183.0	40.0	0.8
Zircon-027	136.5	49.3	0.36	2.2400	0.1100	0.2040	0.0043	0.01	1185.0	56.0	-0.2
Zircon-068	178.1	89.5	0.50	2.2100	0.1100	0.2015	0.0043	0.21	1187.0	51.0	-0.2
Zircon-088	127.7	80.7	0.63	1.8400	0.1100	0.1682	0.0037	0.25	1190.0	57.0	5.3
Zircon-036	470	251	0.53	2.1800	0.1000	0.1980	0.0040	0.43	1194.0	45.0	0.9
Zircon-098	128.7	43.5	0.34	2.2000	0.1100	0.2028	0.0049	0.19	1197.0	44.0	-1.0
Zircon-039	278	121.8	0.44	2.1800	0.1000	0.1975	0.0039	0.11	1201.0	40.0	0.9
Zircon-034	406	64.1	0.16	2.2000	0.1100	0.1995	0.0042	0.08	1209.0	50.0	0.8
Zircon-099	360	35	0.10	2.1400	0.1100	0.1925	0.0060	0.74	1209.0	52.0	2.2
Zircon-016	126.2	59.8	0.47	2.2000	0.1100	0.1986	0.0045	0.12	1210.0	51.0	1.0
Zircon-038	265	62	0.23	2.3600	0.1100	0.2128	0.0045	0.25	1217.0	46.0	-1.1
Zircon-067	228	62.6	0.27	2.2700	0.1100	0.2052	0.0042	0.39	1221.0	52.0	0.1
Zircon-065	254	121	0.48	2.2300	0.1100	0.2012	0.0046	0.59	1222.0	51.0	0.6
Zircon-100	562	35.5	0.06	2.2600	0.1100	0.2020	0.0046	0.42	1226.0	33.0	1.1
Zircon-059	263	47.3	0.18	2.4300	0.1100	0.2182	0.0044	0.20	1236.0	58.0	-1.7
Zircon-043	216.7	77.9	0.36	2.2900	0.1100	0.2039	0.0041	0.15	1237.0	41.0	1.0
Zircon-055	196.8	108.3	0.55	2.2700	0.1100	0.2051	0.0044	0.24	1239.0	40.0	0.1
Zircon-025	63.5	30.18	0.48	2.2000	0.1300	0.1987	0.0048	0.13	1240.0	62.0	1.0
Zircon-045	109	29.6	0.27	2.2500	0.1400	0.2021	0.0048	0.43	1249.0	84.0	1.1
Zircon-049	26.8	7.59	0.28	2.2000	0.1500	0.1944	0.0065	0.25	1249.0	65.0	3.0
Zircon-072	1201	62	0.05	2.1200	0.1000	0.1862	0.0045	0.06	1260.0	85.0	4.8
Zircon-051	254	100.6	0.40	2.3800	0.1200	0.2086	0.0046	0.05	1267.0	60.0	1.2
Zircon-060	203.1	68.5	0.34	2.3900	0.1100	0.2087	0.0043	0.08	1269.0	45.0	1.5
Zircon-020	229.4	74.8	0.33	2.4900	0.1200	0.2179	0.0045	0.38	1270.0	39.0	0.0
Zircon-024	109	59.6	0.55	2.3200	0.1400	0.2008	0.0055	0.03	1296.0	77.0	3.0
Zircon-008	238.9	75.8	0.32	2.4600	0.1100	0.2128	0.0044	0.23	1297.0	53.0	1.5
Zircon-022	338.2	84.8	0.25	2.6500	0.1200	0.2246	0.0045	0.42	1307.0	44.0	0.5
Zircon-012	198.5	79.2	0.40	2.8300	0.1400	0.2379	0.0055	0.16	1343.0	48.0	-0.7
Zircon-052	105.8	66.1	0.62	2.2700	0.1200	0.1880	0.0041	0.33	1398.0	49.0	8.1
Zircon-017	276	372	1.35	3.8800	0.1800	0.2842	0.0059	0.42	1620.0	39.0	-0.2
Zircon-006	299	82.6	0.28	4.2800	0.2300	0.2950	0.0078	0.72	1706.		