



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra
Centro de Geociencias

**Análisis de fábricas de las migmatitas del Oligoceno del terreno Xolapa, localizadas
entre Puerto Escondido y San Gabriel Mixtepec, Oaxaca, México**

TESIS

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

PRESENTA:

Carolina Isabel Latorre Correa

DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Tomás Alejandro Peña Alonso
Universidad Autónoma de Tamaulipas-Facultad de Ingeniería

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

Dra. Teresa Orozco Esquivel
UNAM- Centro de Geociencias
Dra. Rosalva Pérez Gutiérrez
Universidad Autónoma de Guerrero
Dr. Peter Schaaf
UNAM-Instituto de Geofísica
Dr. Luigi A. Solari
UNAM-Centro de Geociencias

Juriquilla, Querétaro, febrero de 2018



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.

DECLARACIÓN DE ÉTICA ACADÉMICA

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada para los estudios de maestría. Al proyecto PAPIIT 109215 por los recursos proporcionados para la realización de esta investigación.

Al doctor Roberto Molina Garza por su confianza y apoyo. A mi asesor Tomás Peña por la oportunidad, la confianza, la paciencia y la libertad para el desarrollo del trabajo, al igual que su dedicación en la revisión de mi tesis. Fue una gran experiencia.

A la Dra. Juliana Estrada por su apoyo, sus consejos y sus lecciones que me ayudaron a encontrar el camino para escribir la tesis en medio de un completo caos de información e incertidumbre.

A la profesora Ana Elena Concha Perdomo por su asesoría, apoyo incondicional, por brindarme la serenidad y confianza que necesitaba.

A los doctores Rosalva Pérez Gutiérrez, Luigi Solari, Teresa Orozco y Peter Schaaf por el tiempo dedicado a la revisión de mi tesis y por todas las sugerencias y consejos proporcionados.

Al Dr. Carlos Ortega por su colaboración y disponibilidad en la realización de los montajes de las muestras, catodoluminiscencia de las mismas y los respectivos análisis por el método U-Pb. A Manuel Albarrán por su colaboración en el proceso de pulverización y extracción de circones.

A Martita Pereda que lo sabe todo, siempre estuvo dispuesta a colaborar y fue un gran apoyo con los trámites, al igual que Alejandro Escobedo y Armando Ramírez quienes me llevaron de la mano en el proceso final.

A mis papás y mi hermano que siempre me han apoyado y brindado confianza total a mis decisiones y han hecho todo lo que está en sus manos para que yo esté bien. A mi tío Fercho por llevarme a casa y traerme a Querétaro.

A mis amigas Melisa Ramos y Paola Botero que son como las hermanas que no tuve, pero más divertidas, escuchándome siempre, brindándome sus consejos y/o regaños y muchas otras cosas. Mis mejores aventuras en México las viví con Meli.

A Paquito Ruíz, un hombre muy generoso, noble y sencillo que me brindó su apoyo y su hogar en un momento muy complicado de mi vida y mi tesis.

A Jorge López y Jorge Enrique Ruíz (Kike) les agradezco especialmente por acompañarme a campo porque esa salida fue fundamental para encaminar la tesis. También le agradezco a Jorge y a Lore porque sus puertas siempre estuvieron abiertas para mí. A Kike le agradezco tantas cosas que me extendería demasiado y me pondría cursi, bastará con decir que fue maravilloso y placentero recorrer este camino él.

A Alejandra Ávalos, Liliana Corona y Tatiana Salinas por todo su apoyo, su hospitalidad y por todos los momentos que compartimos: las risas, el llanto, las chelas, los karaokes y las conversaciones. A Walter por su cariño, por las noches de baile y los paseos en patines. A Adolfo, por su compañía, su amistad por tantos años y por la oportunidad de encontrarnos lejos de la madre patria para una nueva aventura.

A Mattia que fue gran influencia esta etapa, me aconsejó muchas veces, me enseñó muchas cosas y en su momento fue mi mejor amigo.

A mis amigos del alma Laura y Chepe, que siempre que siempre han sido incondicionales y han estado a mi lado sin importar la distancia recordándome de dónde vengo y que no estoy sola.

Tabla de contenido

RESUMEN	6
1. INTRODUCCIÓN	7
OBJETIVOS:	8
GENERAL	8
ESPECÍFICOS	8
2. MARCO GEOLÓGICO	9
2.1. SIERRA MADRE DEL SUR	9
2.1.1. TERRENO GUERRERO	9
2.1.2. TERRENO MIXTECO	10
2.1.3. TERRENO OAXACA	11
2.1.4. TERRENO JUÁREZ	11
2.1.5. TERRENO XOLAPA	11
2.2. COMPLEJO XOLAPA	13
2.2.1. METAMORFISMO Y FUSIÓN PARCIAL	13
2.2.2. ACTIVIDAD MAGMÁTICA	14
2.3. BLOQUE CHORTÍS	14
3. METODOLOGÍA	17
3.1. TRABAJO DE CAMPO	17
3.2. PETROGRAFÍA	18
3.3. DATACIÓN U-Pb EN CIRCÓN	19
3.4. TRABAJO DE ESCRITORIO	20
4. LITOLOGÍA Y AFLORAMIENTOS	20
4.1. GRANITOS	21
4.2. GNEISES	21
4.3. MÁRMOLES	21
4.4. MIGMATITAS	22
4.4.1. DIATEXITAS DE PUERTO ESCONDIDO	22
4.4.2. METATEXITAS	28
5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	34
6. PETROGRAFÍA	36
6.1. MIGMATITAS	36
6.1.1. DIATEXITAS DE PUERTO ESCONDIDO	36
6.1.2. METATEXITAS	41
6.2. OTRAS LITOLOGÍAS	46

7. GEOCRONOLOGÍA	47
8. DISCUSIÓN	55
8.1. EDAD DE LA ANATEXIS Y DEFORMACIÓN	55
8.2. ETAPAS DE DEFORMACIÓN DURANTE EL EVENTO DE ANATEXIS DEL OLIGOCENO	56
8.2.1. ETAPA 1: FLUJO MAGMÁTICO Y MICROESTRUCTURAS DE FUSIÓN PARCIAL EN DIATEXITAS	56
8.2.2. DEFORMACIÓN EN DIATEXITAS	57
8.2.3. ETAPA 2: DEFORMACIÓN EN ESTADO SÓLIDO EN METATEXITAS Y MICROESTRUCTURAS DE FUSIÓN PARCIAL EN METATEXITAS	57
8.3. GENERACIÓN DE LAS DIFERENTES MORFOLOGÍAS DE LAS MIGMATITAS	58
8.3.1. INICIO DE FUSIÓN PARCIAL Y FORMACIÓN DE METATEXITAS	58
8.3.2. ZONAS DE TRANSICIÓN ENTRE METATEXITAS Y DIATEXITAS	58
8.4. INTERPRETACIÓN ESPECULATIVA DE LOS DATOS GEOCRONOLÓGICOS EN LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL COMPLEJO XOLAPA	59
9. CONCLUSIONES	60
10. BIBLIOGRAFÍA	61
ANEXO 1: ¿QUÉ SON LAS MIGMATITAS Y CÓMO SE CLASIFICAN?	70
DEFINICIÓN DE MIGMATITAS	70
TERMINOLOGÍA	70
ANEXO 2: ESTACIONES SELECCIONADAS (UTM)	73
ANEXO 3: TABLAS DE GEOCRONOLOGÍA	74
MUESTRA PEZ-03-C	74
MUESTRA PEZ-03-E	75
MUESTRA PEZ-08	76
MUESTRA PEZ-42-C	77
ANEXO 4: ESTACIONES DE DATACIONES U-PB EN CIRCÓN Y TRAZAS DE FISIÓN EN APATITO EN EL ÁREA DE PUERTO ESCONDIDO-SAN GABRIEL MIXTEPEC DE OTROS TRABAJOS.	78

Resumen

Una parte importante de las unidades litodémicas que conforman el Complejo Xolapa, a lo largo de la costa sur del Pacífico mexicano, la constituyen las migmatitas. Las migmatitas son rocas muy heterogéneas formadas por fusión parcial en la parte inferior de la corteza continental. Pese al atractivo que representan estas rocas para el entendimiento de la evolución geológica y sus implicaciones térmicas en el sur de México y la cordillera occidental de Norteamérica, los estudios realizados hasta el momento son contados. Por ejemplo, el número de eventos de migmatización y deformación siguen siendo inciertos. No obstante, en el presente trabajo y en trabajos recientes se definen cuatro posibles eventos de deformación y migmatización en el área de Puerto Escondido. De estos, el último evento es el que concentra la atención consignada en el actual documento.

A partir de las relaciones de campo, el análisis de datos estructurales, la caracterización petrográfica y la geocronología en circones extraídos de neosomas de las rocas del Complejo Xolapa comprendidas en este trabajo, se han identificado dos posibles etapas de deformación dúctil coetáneas con un evento de anatexis durante el Oligoceno en el transecto de Puerto Escondido a San Gabriel Mixtepec, en el estado de Oaxaca. La primera etapa, habría dado origen a las diatexitas de la costa y sus respectivas fábricas magmáticas, que podrían estar relacionadas a la colisión del Bloque Chortís contra el terreno Xolapa. En la segunda etapa, se habrían desarrollado las fábricas intensas de las metatexitas, que cubren la mayor parte de la zona de estudio, posiblemente ligadas al desplazamiento del Bloque Chortís hacia el sureste.

Palabras clave: migmatitas, Complejo Xolapa, Oligoceno, anatexis, Puerto Escondido

1. INTRODUCCIÓN

Las migmatitas son rocas fascinantes y muy desconocidas aún, a pesar de los múltiples estudios que se han hecho sobre ellas. Resultan de la fusión parcial de rocas de la porción inferior y media de la corteza continental; la presencia de fundido debilita la corteza y es entonces cuando este empieza a fluir para ascender, provocando a su paso diferenciación cortical, o a migrar hacia el exterior formando canales laterales (Brown *et al.*, 1995; Jamieson *et al.*, 2011; Sawyer *et al.*, 2011).

Según Sawyer (2008), las migmatitas son rocas constituidas principalmente por dos o más partes petrográficamente distintas, pero relacionadas genéticamente. Una de las partes se conoce como neosoma y representa la porción de roca que ha sido afectada por fusión parcial, mientras que la otra parte, el paleosoma, conserva las características de la roca precursora. Las migmatitas se presentan en áreas que han sufrido metamorfismo regional de medio a alto grado, en facies anfibolita alta y granulita, u hornfels-piroxeno y sanidinita, en aureolas de contacto (Sawyer, 2008).

La fusión parcial de la corteza (anatexis) ocurre en ambientes dinámicos, con influencia de cizalla y acompañada de otros procesos químicos, a profundidades mínimas de 25 km (Sawyer, 1994; Sawyer *et al.*, 2011). Inicia en las uniones de los granos que reaccionan, desde donde el fundido comienza a migrar siguiendo los planos de foliación y/o las fracturas mientras forma redes de drenaje (Sawyer, 1994, 1999, 2001; Brown *et al.*, 2011); luego empieza a acumularse formando parches que se van agrandando a medida que aumenta la fusión parcial (Sawyer, 1999, 2008). Cuando esta última supera el 30 %, se forman migmatitas, predominantemente leucocráticas, denominadas diatexitas que pueden llegar casi a la fusión total de la roca (Sawyer, 2008). Por el contrario, si la fracción de fundido retenida es inferior al 20 o 30%, la roca generada se llama metatexita (Sawyer, 1999, 2008).

Como la corteza continental es heterogénea y presenta estructuras de anisotropía desde escalas microscópicas (por ejemplo, contactos intergranulares) hasta regionales (zonas de cizalla kilométricas), los esfuerzos diferenciales que acompañan a la anatexis producen deformaciones heterogéneas y gradientes de presión; estos gradientes, entre otras cosas, facilitan la segregación del fundido (Sawyer, 1994, 1999; Brown *et al.*, 1995). Esta es una de las razones por las que el análisis detallado de las migmatitas es de gran trascendencia para el estudio del flujo cortical (Brown *et al.*, 1995; Sawyer, 1999, 2008; Sawyer y Brown, 2008).

Este trabajo se ha desarrollado en migmatitas del Complejo Xolapa (Figura 1), que constituye el basamento cristalino del terreno Xolapa y representa la porción más extensa de corteza media expuesta en el territorio mexicano (Ortega-Gutiérrez, 1981; Corona-Chávez *et al.*, 2006). En la evolución tectónica asociada al terreno Xolapa se destacan eventos como la formación de un arco magmático durante el Jurásico y Cretácico (165-128 Ma) a causa de la subducción de la placa de Farallón bajo la placa de Norteamérica, seguida de crecimiento de la corteza, durante el Cenozoico (50-20 Ma), y un posterior

evento de migmatización que dio fin a la evolución del arco magmático del Complejo Xolapa (Keppie *et al.*, 2009). Pérez-Gutiérrez *et al.* (2009a) determinaron un evento de anatexis previo, en el Cretácico Temprano (~133.6 Ma), en rocas del Complejo Xolapa al norte de Acapulco (Figura 1) que asociaron a un posible acortamiento por acreción del terreno Guerrero o del Bloque Chortís.

A partir de los datos estructurales, las observaciones de campo y las edades U-Pb obtenidas por el método de ablación laser de circones extraídos de neosomas del Complejo Xolapa para la realización de esta tesis, al igual que el estudio reciente de Peña-Alonso *et al.* (2017), se identificaron varios eventos de deformación dúctil, de los cuales, al menos dos, son *syn*-anatéticos. El último de ellos habría ocurrido durante el Oligoceno generando algunas de las migmatitas encontradas entre Puerto Escondido y San Gabriel Mixtepec en el área de estudio (Figura 2). Por lo tanto, las rocas aquí descritas corresponden a segmentos de corteza inferior y media que fueron afectados por anatexis y deformación durante el Oligoceno y su estudio contribuye al desenlace de la compleja historia geológica del sur de México y el Caribe.

Objetivos:

General

Analizar detalladamente las diferentes fábricas que caracterizan a las migmatitas del Complejo Xolapa en el sector de Puerto Escondido y San Gabriel Mixtepec, Oaxaca con el fin de reconocer los eventos de flujo de la corteza que pudieron registrarse en estas rocas durante el Oligoceno, así como entender algunos de los procesos que dieron origen a las mismas y su posible repercusión a nivel tectónico.

Específicos

- Demostrar mediante el estudio de microestructuras y observaciones a nivel de afloramiento, que las rocas seleccionadas para este trabajo son migmatitas.
- Establecer las características que identifican a las diatexitas y metatexitas en los afloramientos entre Puerto Escondido y San Gabriel Mixtepec.
- A partir de análisis de U-Pb en circones extraídos de neosomas en la zona de estudio, reportar la existencia de migmatitas formadas durante el Oligoceno en este sector.
- Evidenciar, a través de relaciones de campo, petrografía, geocronología y datos estructurales, que las rocas aquí estudiadas se formaron durante un evento de anatexis coetáneo con un evento de deformación dúctil.
- Plantear la existencia de cuatro eventos de deformación en zona de estudio

2. Marco geológico

2.1. Sierra Madre del Sur

La Sierra Madre del Sur (SMS) es una cadena montañosa de hasta 3600 m.s.n.m. de altura ubicada en la porción sur de México, cerca del margen pacífico (Figura 1). Se extiende desde la cuenca del río Balsas y suroeste de la Sierra Madre Occidental, atravesando los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, oeste de Guerrero y Oaxaca, hasta el Istmo de Tehuantepec (Ordoñez, 1941; Hernández-Santana *et al.*, 1995).

La SMS está constituida por diferentes terrenos tectonoestratigráficos con límites bien definidos y basamentos propios (Figura 1 a). Las características geotectónicas están directamente ligadas a las variaciones en la geometría y las interacciones de las placas Caribe, Norteamérica y Farallón (Campa y Coney, 1983; Hernández-Santana *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 2000). Para Campa y Coney (1983), los terrenos que constituyen la Sierra Madre del Sur son Guerrero, Mixteco, Oaxaca, Juárez y Xolapa. De éstos, los que constan de basamentos más antiguos son el Oaxaca y Mixteco con edades del Proterozoico medio y Paleozoico temprano, respectivamente, y el más joven el del terreno Guerrero (Ortega-Gutiérrez, 1981; Morán-Zenteno *et al.*, 2000).

2.1.1. Terreno Guerrero

El terreno Guerrero, localizado en el suroccidente de México, considerado por algunos autores como un terreno compuesto, ocupa el segundo lugar en extensión (700.000 km²) entre los terrenos de Norteamérica (Centeno-García *et al.*, 1993; Talavera-Mendoza, 1994; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008). Está constituido por los subterrenos Arcelia, Tahue, Zihuatanejo, Teloapan y Guanajuato, y un basamento que podría estar representado por las rocas metamórficas del Complejo Arteaga (Centeno-García *et al.*, 1993; Centeno-García *et al.*, 2008).

Las rocas que conforman el terreno Guerrero son, en su mayoría, rocas volcánicas submarinas y sedimentarias relacionadas con ambientes oceánicos, pero también probablemente continentales. El volcanismo y sedimentación presentan edades del Jurásico Tardío (?) al Cretácico Temprano; también se encuentran rocas plutónicas entre las cuales se destacan los batolitos calcoalcalinos post acrecionales que intruyen las rocas mesozoicas del terreno Guerrero (Coney, 1989; Centeno-García *et al.*, 1993; Herrmann *et al.*, 1994; Talavera-Mendoza, 1994; Schaaf *et al.*, 1995). Las secuencias jurásico-cretácicas presentan afinidades de series de arco de islas primitivas que son comparables con las rocas volcanogénicas aflorantes en las cadenas caribeñas de las Antillas Mayores y Baja California (Talavera-Mendoza, 1994). El sureste del terreno Guerrero exhibe metamorfismo de bajo grado en facies de esquisto verde y, localmente, en facies de anfíbolita (Campa y Ramirez, 1979; Centeno-García, 1993).

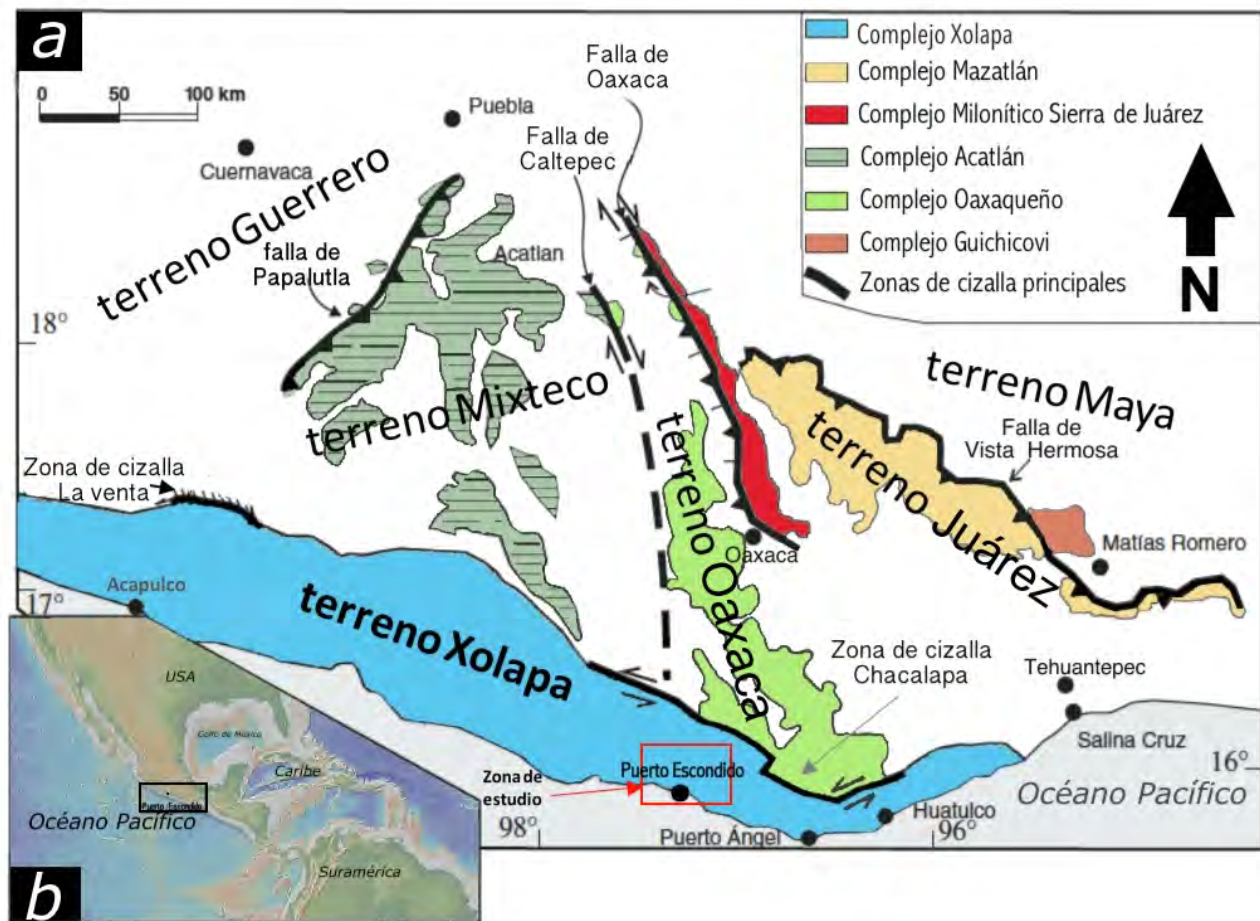


Figura 1: a) Representación simplificada de los terrenos en el Sur de México con sus respectivos complejos que constituyen los basamentos cristalinos. El recuadro rojo representa el área de estudio. b) localización de la figura a, en el continente americano; modificado de Solari et al., (2007).

2.1.2. Terreno Mixteco

La parte central de la Sierra Madre del Sur se encuentra constituida por el terreno Mixteco (Figura 1), el cual se sitúa al sur de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y está limitado por las fallas Papalutla, al oeste, y la de Caltepec, al oriente (Campa y Coney, 1983; Morán-Zenteno *et al.*, 2000; Maldonado-Villanueva, 2011). Presenta un basamento cristalino del Paleozoico temprano, con aproximadamente 15 km de espesor conocido como Complejo Acatlán y una cobertura sedimentaria del Paleozoico superior y el Jurásico medio (Ortega-Gutiérrez, 1978, 1981; Salinas-Prieto, 1984; Santana *et al.*, 1994; Morán-Zenteno *et al.*, 2000). El Complejo Acatlán es considerado un complejo polimetamórfico que incluye desde rocas en facies de esquistos verde, hasta rocas de alto grado en facies de eclogita y que adicionalmente ha sido sometido a deformación en múltiples ocasiones (Ortega-Gutiérrez, 1981). A grandes rasgos se puede decir que el Complejo Acatlán está compuesto por esquistos verdes y pelíticos, metagranitoides, fragmentos de ofiolitas eclogitizadas y migmatitas (Ortega-Gutiérrez, 1978, 1981; Morán-Zenteno *et al.*, 2000); presenta también granitos y granodioritas de edades pérmicas (Yañez *et al.*, 1991; Ducea *et al.*, 2004a; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009a).

2.1.3. Terreno Oaxaca

El terreno Oaxaca se localiza al oriente y norte de la Sierra Madre del Sur, limitado por las fallas de Caltepec y Oaxaca (Campa y Coney, 1983; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 1995; Maldonado-Villanueva, 2011). Está conformado por un basamento cristalino conocido como Complejo Oaxaqueño, así como por una cobertura sedimentaria de rocas paleozoicas y mesozoicas (Ortega-Gutiérrez, 1981). El Complejo Oaxaqueño, que corresponde al bloque colgante de la Falla de Oaxaca, incluye gneises bandeados, ortogneises anortosíticos gabroicos, paragneises calcáreos, pelíticos y cuarzofeldespáticos (Ortega-Gutiérrez, 1981; Sedlock *et al.*, 1993; Herrmann *et al.*, 1994; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

Por otro lado, Sedlock *et al.* (1993) denominan terreno Zapoteco a esta unidad tectonoestratigráfica y la describen como un fragmento de corteza continental con basamento grenvilliano metamorfozado en facies de granulita.

2.1.4. Terreno Juárez

En la parte más oriental de la Sierra Madre del Sur se encuentra el terreno Juárez que corresponde con las unidades del terreno Cuicateco de Sedlock *et al.* (1993). Fue propuesto por Campa y Coney en 1983 para describir una unidad tectonoestratigráfica cuyos límites presentan estructuras, orientadas aproximadamente N-S, que truncan con el terreno Xolapa en la parte sur (Morán-Zenteno *et al.*, 2005). Al occidente limita con el Sistema de Fallas de Oaxaca y al oriente con la Falla de Vista Hermosa (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009b; Arzate-Flores *et al.*, 2016). Las rocas que componen el terreno Juárez incluyen esquistos prejurásicos, leucogranitos, gabros y serpentinitas, capas rojas del Paleógeno, metagranitoides y migmatitas del Jurásico y una secuencia gruesa de turbiditas del Cretácico temprano (Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009b; Arzate-Flores *et al.*, 2016). Consta de un posible basamento cristalino premesozoico (Campa, 1984; Herrmann *et al.*, 1994), muy poco conocido hasta el momento, sobre el cual descansa una secuencia volcánica y sedimentaria del Mesozoico tardío (Carfantán, 1981, 1986; Herrmann *et al.*, 1994; Ángeles-Moreno, 2006), y el cinturón milonítico de la Sierra de Juárez que está en yuxtaposición con el Complejo Oaxaqueño (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995). Este cinturón, a su vez constituye un complejo estructural, que se extiende por aproximadamente 130 km, en cuyo bloque levantado se encuentran expuestas las rocas miloníticas formadas en condiciones metamórficas de la facies esquistos verde-anfibolita (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994).

2.1.5. Terreno Xolapa

Por último, el terreno Xolapa también llamado Chatino por Sedlock y otros (1993), está localizado en la porción sur de la Sierra Madre del Sur donde se extiende por aproximadamente 600 km a lo largo del margen pacífico de México; involucra zonas dúctiles de cizalla simple (*sinestral*) y fallas con

comportamiento frágil (Riller *et al.*, 1992; Martiny *et al.*, 2000; Tolson, 2005; Talavera-Mendoza *et al.*, 2013).

El terreno Xolapa limita al oeste con el terreno Guerrero, y al norte con los terrenos Oaxaca y Mixteco. De este último se separa por medio de la zona de cizalla La Venta-Tierra Colorada (Riller *et al.*, 1992; Solari *et al.*, 2007). Por su parte, el contacto entre el terreno Xolapa y los terrenos Mixteco y Oaxaca es complejo y se caracteriza por presentar fallas de rumbo *sinistral* que usualmente se encuentran ensombrecidas por intrusivos cenozoicos (Riller *et al.*, 1992; Tolson, 2005; Talavera-Mendoza *et al.*, 2013). Entre las anteriores se destaca la Falla de Chacalapa, una estructura de rumbo lateral izquierda, orientada E-W, que pone en contacto al Complejo Oaxaqueño con el Xolapa (Tolson, 2005).

Para algunos autores, Xolapa es considerado un terreno autóctono relacionado con un arco magmático que se formó *in situ* y que estuvo activo durante el Mesozoico y parte del Cenozoico según evidencias encontradas por Ducea *et al.*, (2004a) en circones heredados. Sin embargo, otros estudios lo consideraban un terreno aloctono que se habría adosado al continente mexicano durante el Cretácico Tardío (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Dickinson y Lawton, 2001; Peña-Alonso *et al.*, 2017) o finales del Cretácico Temprano (110 ± 10 Ma), como proponen Ortega-Gutiérrez y Corona-Esquivel (1986) a partir de dataciones Rb-Sr en rocas blastomiloníticas de la falla de Chacalapa (en Alaniz-Álvarez y Ortega-Gutiérrez, 1997).

El terreno Xolapa está constituido por un basamento cristalino de corteza media, denominado Complejo Xolapa, y un conjunto de plutones no deformados del Eoceno y el Oligoceno (~50-25 Ma), correspondientes a granitos, granodioritas y tonalitas calcoalcalinas dispuestos de forma paralela a la costa (Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995; Ducea *et al.*, 2004a; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009a; Keppie *et al.*, 2012). Adicionalmente, contiene diques doleríticos, de edad indeterminada, reportados por Talavera-Mendoza *et al.* (2013). Los cuerpos intrusivos, mencionados anteriormente, carecen de deformación dúctil, pero pueden presentar bandeamiento magmático, fallas y diaclasas (Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009a).

Para Herrmann *et al.* (1994), el evento más importante de metamorfismo y migmatización en el Complejo Xolapa se generó como consecuencia de los cambios en las condiciones de la subducción entre las placas Farallón y Norteamérica así como la evolución del Caribe. Por su parte, Ferrari *et al.* (2014) proponen que tal evento estuvo relacionado posiblemente a la apertura de un *slab window* en el estado de Guerrero a causa del movimiento de Chortís hacia el este y el cambio en la geometría de la trinchera.

En el estudio de Talavera-Mendoza *et al.* (2013), se sugiere que la exhumación del terreno Xolapa empezó en el Paleógeno temprano y estuvo fuertemente ligada al despegue y migración del Bloque Chortís. Anteriormente, Ratschbacher y otros (1991) habían propuesto que la exhumación se debía a extensión en el *back-arc* y a un colapso gravitacional, sustentados por la acreción magmática a lo largo del arco y la formación de la cuenca.

2.2. Complejo Xolapa

Los estudios realizados hasta el momento en el Complejo Xolapa son escasos. El primero en hablar de esta unidad fue de Cserna en 1957, quién la introdujo con el nombre de serie metamórfica de Xolapa (Basañez y Amezcua, 2006) y posteriormente, en 1965 la definió formalmente como Complejo Xolapa, utilizando como localidad tipo la barranca de Xolapa, entre el río Papagayo y El Playón, en el estado de Guerrero (Ortega-Gutiérrez, 1981; Alaniz-Álvarez y Ortega-Gutiérrez, 1997).

Más tarde, en 1997 Alaniz-Álvarez y Ortega-Gutiérrez realizaron un estudio petrológico en la localidad tipo, en el cual describen las unidades que conforman al complejo, y le atribuyen un ambiente tectónico de margen continental para el momento de depósito de los sedimentos que constituyen las rocas más antiguas (grauvacas y pelitas), así como para su deformación y metamorfismo. En este estudio, reportan cinco unidades metamórficas correspondientes a esquistos pelíticos y esquistos biotíticos, gneises de cuarzo, plagioclasa y biotita, metagranitos y anfibolitas, un intrusivo pegmatítico y aplítico de composición granítica y dos conjuntos de diques posttectónicos. De estos últimos, uno se encuentra localmente, es félsico y su composición varía entre traquita y riolita. El otro, está ampliamente distribuido y se caracteriza por presentar cuerpos tabulares máficos, con composición de gabro o diorita (Alaniz-Álvarez y Ortega-Gutiérrez, 1997; Corona-Chávez *et al.*, 2006).

2.2.1. Metamorfismo y fusión parcial

Existen diversas opiniones con respecto a la edad de los eventos de metamorfismo y migmatización en el Complejo Xolapa, así como de la cantidad y la extensión de los mismos.

Pérez-Gutiérrez *et al.* (2009a), a partir de circones extraídos de ortogneises al norte de Acapulco, determinaron la edad de un evento migmatítico que afectó al Complejo Xolapa hace 133.6 Ma, mientras que Herrmann *et al.* (1994), reportan una edad ligeramente más joven, de 131 Ma en migmatitas de San Gabriel Mixtepec. Adicionalmente, Solari *et al.* (2007), argumentan que en el transecto de Acapulco a Tierra Colorada, habría ocurrido un evento de migmatización y metamorfismo de baja presión durante el Cretácico Temprano, el cual precedería la intrusión del Granito El Pozuelo, de edad 129 Ma; Según Hernández-Pineda *et al.* (2006), este evento correspondería a una segunda fase de metamorfismo del Complejo Xolapa. Este evento cretácico (122 Ma) de migmatización, asociado a metamorfismo orogénico, también es reportado por Estrada-Carmona *et al.* (2016), para el sector de Acapulco-Tierra Colorada. Posterior a esto, habría ocurrido otro evento de fusión parcial durante el Paleoceno (54 Ma) el cual estaría relacionado a descompresión (Estrada-Carmona *et al.*, 2016).

Por su parte, Herrmann *et al.* (1994) reportan edades U-Pb entre 66 y 46 Ma para un evento extensivo de metamorfismo y migmatización en el Complejo Xolapa. Además, encontraron circones con edades de cristalización del Oligoceno (25 Ma) en migmatitas de Puerto Escondido, al igual que Ducea *et al.* (2004a), quienes encontraron edades entre 25 y 32 Ma (ver anexo 4).

Según Alaniz-Álvarez y Ortega-Gutiérrez (1997), en la localidad tipo del Complejo Xolapa el metamorfismo alcanza facies de anfibolita media. Por otro lado, Corona-Chávez *et al.* (2006) plantean un solo evento relacionado al engrosamiento de la corteza, a partir del cual se formaron las migmatitas y cinco fases de deformación asociadas. Este estudio se realizó en Puerto Escondido, Puerto Ángel y la Sierra de los Loxichas y en él determinaron que la temperatura mínima de metamorfismo fue de 659°C y la máxima de 947°C. En cuanto a las condiciones de presión encontradas por ellos, la más baja corresponde a 5.5 kbar y la más alta a 12 kbar. Adicionalmente, proponen un evento retrogrado, en facies esquisto verde, posterior a la migmatización asociado a una fase de deformación frágil-dúctil y una milonítica. Para Talavera-Mendoza *et al.* (2013) el evento tectonothermal que condujo al metamorfismo de alto grado y la migmatización ocurrió en el Paleoceno, entre 64 y 59 Ma.

2.2.2. Actividad magmática

En el terreno Xolapa la actividad magmática se encuentra representada por plutones en el margen continental y por secuencias volcánicas en el interior, constituyendo un arco magmático en el sur de México. Según Schaaf *et al.* (1995), el arco empezó su migración hacia el oriente a finales del Cretácico, como resultado del aumento en la velocidad de convergencia entre Farallón y Norteamérica. Para Martiny *et al.* (2000), este arco estuvo activo durante el Paleógeno (desde finales del Eoceno cubriendo casi todo el Oligoceno), entre 35 y 25 Ma, según edades K-Ar en rocas ígneas del occidente de Oaxaca. Más adelante, Keppie *et al.* (2009) encontraron edades de exhumación de 25 Ma en los plutones de Acapulco y 17 Ma en los de Puerto Escondido, similares a las edades (U-Th)/He, determinadas por Ducea *et al.* (2004 b), en apatitos de la misma zona (entre 25 y 8 Ma); a partir de ellas se infirieron velocidades de exhumación de 0.11-0.33 km/Ma. para la Sierra Madre del Sur.

Por otro lado, Talavera-Mendoza *et al.* (2013) a partir de un estudio geocronológico concluyeron que los protolitos de las rocas metasedimentarias del Complejo Xolapa tuvieron dos ciclos de sedimentación separados por dos eventos magmáticos, el primero durante el Jurásico medio (180-152 Ma) y el segundo durante el Cretácico temprano (130 Ma). Adicionalmente, plantearon un evento tectonothermal importante que correspondería al calentamiento asociado a magmatismo de arco hace aproximadamente 34 Ma.

2.3. Bloque Chortís

El nombre de Bloque Chortís, fue introducido por Dengo (1969) para referirse a una provincia localizada entre la falla de Motagua y la parte central de Nicaragua (Gose, 1985).

Algunas de las reconstrucciones paleogeográficas y modelos tectónicos realizados en la zona sugieren que en el Cretácico tardío el Bloque Chortís se encontraba al sur de la trinchera de Acapulco y en el Oligoceno tardío se encontraba al sur de Istmo de Tehuantepec (Ross y Scotese, 1988; Rogers *et al.*, 2007; Keppie *et al.*, 2012), tras lo cual experimentó una rotación en sentido antihorario (Ferrari *et al.*, 2014).

Pindell *et al.* (2012) proponen que serpentinitas y eclogitas, actualmente ubicadas en el centro de Guatemala y el SE de Nicaragua, se originaron en el oeste de México durante el Cretácico (140-130 Ma) y posteriormente fueron arrastradas hacia el sur por subducción. Para Ferrari *et al.* (2014) a finales del Cretácico la zona de subducción entre las placas de Norteamérica y Farallón, que se encontraba en dirección NNW, comenzó a moverse hacia el oriente siguiendo la separación del Bloque Chortís y Norteamérica.

Otras rocas pertenecientes al extremo noroccidental del Bloque Chortís son las del complejo metamórfico Las Ovejas. Estas rocas experimentaron metamorfismo de alto grado, acompañado de migmatización y plutonismo entre el Eoceno y el Oligoceno temprano (Ratschbacher *et al.*, 2009; Torres de León *et al.*, 2012; Ferrari *et al.*, 2014), que relacionan con la fusión de la corteza por inyección de manto experimentada en el sur de México (Mori *et al.*, 2012; Ferrari *et al.*, 2014) durante esta época.

Más recientemente, en el trabajo realizado por Peña-Alonso *et al.* (2017) proponen un colapso gravitacional de los terrenos Mixteco y Oaxaca, posterior a la orogenia Larámide y una expansión lateral en las migmatitas paleocénicas del Xolapa, posiblemente, anterior al escape de Bloque Chortís hacia el oriente.

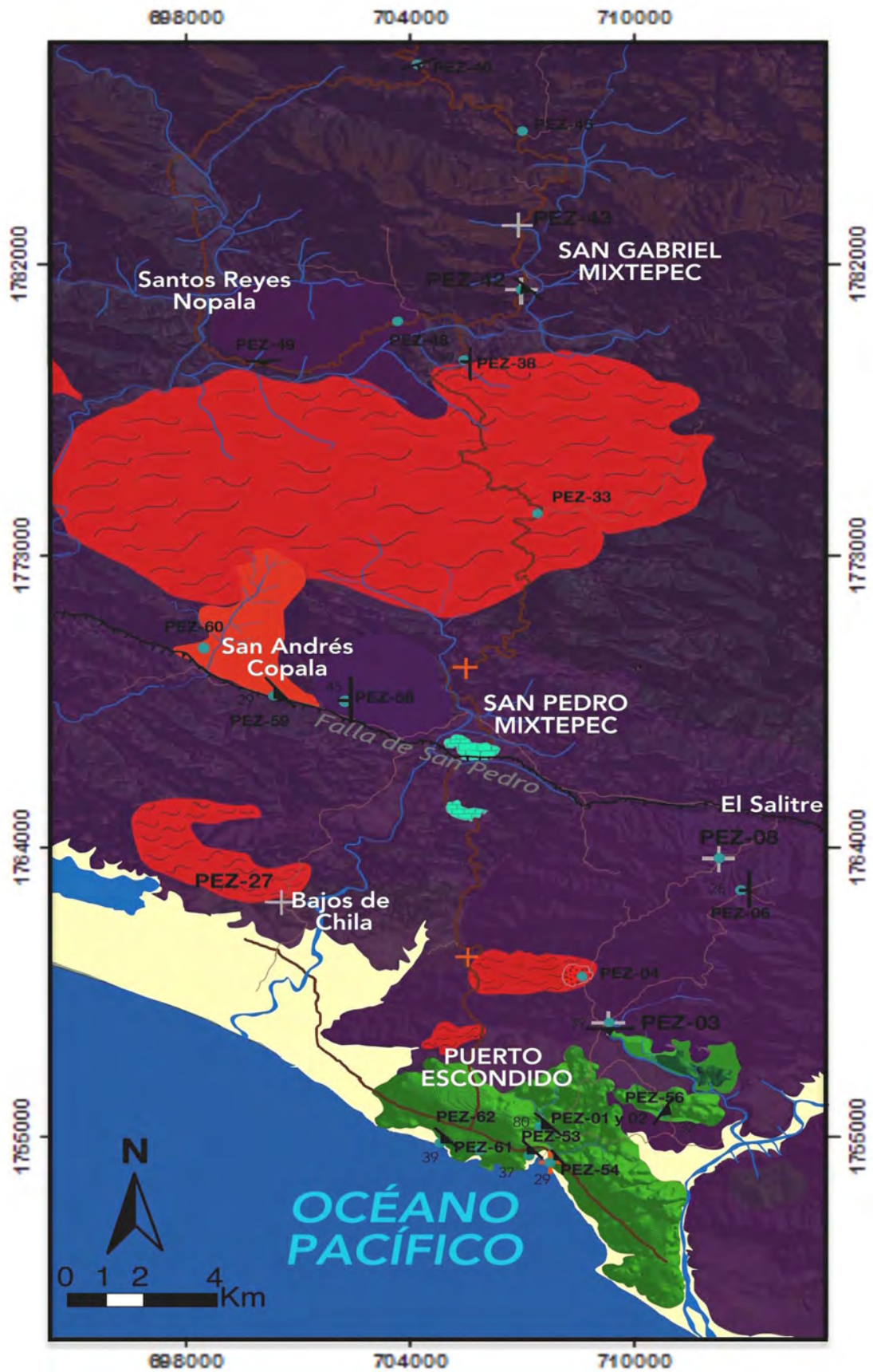




Figura 2: Mapa esquemático simplificado, mostrando la geología de la zona de estudio, elaborado a partir de los datos de campo y teniendo en cuenta la información contenida en los mapas de Peña-Alonso et al. (2017) y Corona-Chávez et al. (2006). Abreviaturas: Puerto Escondido (PE), San Pedro Mixtepec (SPM) y San Gabriel Mixtepec (SGM). Información complementaria sobre las estaciones datadas por Ducea et al. (2004a) se encuentra en el anexo 4.

3. Metodología

3.1. Trabajo de campo

El trabajo de campo se llevó a cabo en tres etapas. Las dos primeras fueron realizadas en abril y junio de 2015 y consistieron en hacer un reconocimiento general de la zona de estudio. Durante el reconocimiento se identificaron las unidades litológicas que conforman la zona de estudio y sus respectivas relaciones de campo. Para la identificación de migmatitas con un buen grado de certeza se buscaron varios criterios a nivel de afloramiento tales como (a) mesoestructuras características de migmatitas según Mehnert (1968) y Sawyer (2008) (*Schollen*, nebulítica, parchada, etc.; figuras 3 a y 3 b) o (b) leucosomas limitados por bordes delgados de melanosoma (Sawyer, 2008) como se ve en la Figura 3 c.

Adicionalmente, en estas dos salidas se obtuvieron datos estructurales y se realizó un muestreo en el que se recolectaron rocas orientadas para su estudio microestructural, y no orientadas para la extracción de circones.

Para la orientación de las muestras se marcó *in situ* la horizontal sobre la cara mejor expuesta con una flecha según la regla de la mano derecha, mientras que la inclinación se marcó con una flecha perpendicular a la horizontal dirigida hacia abajo. La horizontal y la inclinación fueron identificadas con una “x” y con una “z”, respectivamente.

La tercera visita al área de campo se realizó entre abril y mayo de 2016. Durante la misma se trabajó en afloramientos estratégicos previamente visitados que exhibían las mejores evidencias microestructurales de fusión parcial y/o que podían presentar mayor información sobre el evento de deformación más reciente según datos obtenidos y analizados en las primeras visitas.

En este trabajo las estaciones visitadas están marcadas con las letras “PEZ” seguidas de un número entre el 1 y el 63; las estaciones seleccionadas se observan en la figura 2 y sus coordenadas en el Anexo 2. En su vez, las muestras están marcadas con el nombre de la estación, acompañado por una letra mayúscula (A, B, C...) según la cantidad de muestras tomadas en cada lugar.

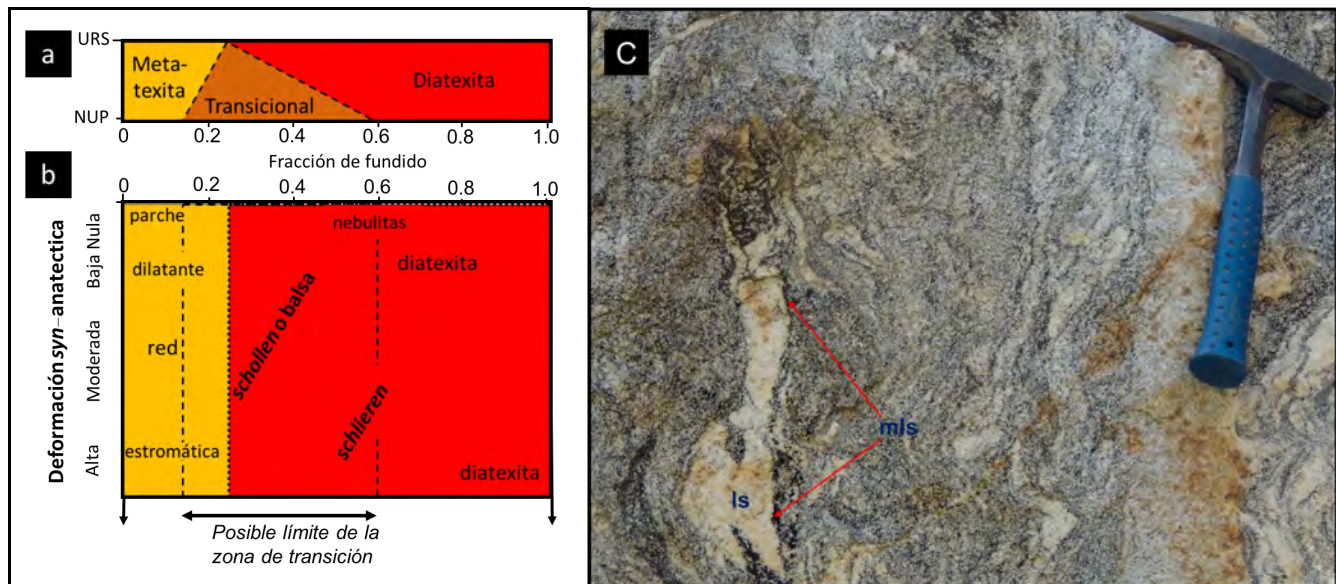


Figura 3: a) y b) Esquema modificado de Sawyer (2008) donde se relacionan las distintas morfologías de las migmatitas con la deformación y la fracción de fundido. Las siglas en inglés **URS (Uniform Rigid Spheres)** y **NUP (Nonuniform Particle Model)**, hacen referencia a los modelos de **esferas rígidas uniformes** y **partículas no uniformes**, respectivamente, a partir de los cuales se elaboraron los esquemas. c) Afloramiento de migmatita donde se observa leucosoma (ls) *in situ* rodeado por el melanosoma (mls).

3.2. Petrografía

Las secciones delgadas fueron elaboradas en el Laboratorio de Laminación del Centro de Geociencias de Universidad Nacional Autónoma de México. Las rocas fueron cortadas por dos planos diferentes, perpendiculares entre sí, y orientadas según los criterios de referenciación utilizados en campo (Figura 4 a). La petrografía se realizó empleando dos microscopios de luz transmitida, un Nikon ECLIPSE E3200 y Nikon ECLIPSE LV100N POL del Laboratorio de Microscopía Electrónica (Figura 4 b). Adicionalmente, se tomaron múltiples fotografías con diferentes objetivos, por medio de una cámara digital marca Samsung PL20 de 14.2 megapíxeles.

Las secciones delgadas escogidas para el estudio petrográfico obedecen a criterios de tendencias estructurales y relaciones cortantes que sugieren que se trata de rocas afectadas por el mismo evento de deformación, en este caso el más reciente.

En la caracterización petrográfica se incluyeron evidencias microestructurales de fusión parcial, incluidas en el trabajo de Sawyer (2008), además de los criterios microscópicos de flujo magmático y flujo en estado sólido recopiladas en Vernon (2000) y otras evidencias de deformación y posibles mecanismos

de ésta, consignados en Passchier y Trouw (2005) y Blenkinsop (2007). Las abreviaturas de los minerales utilizadas en las fotografías de las secciones delgadas se toman de Kretz (1983) y Whitney y Evans (2010).

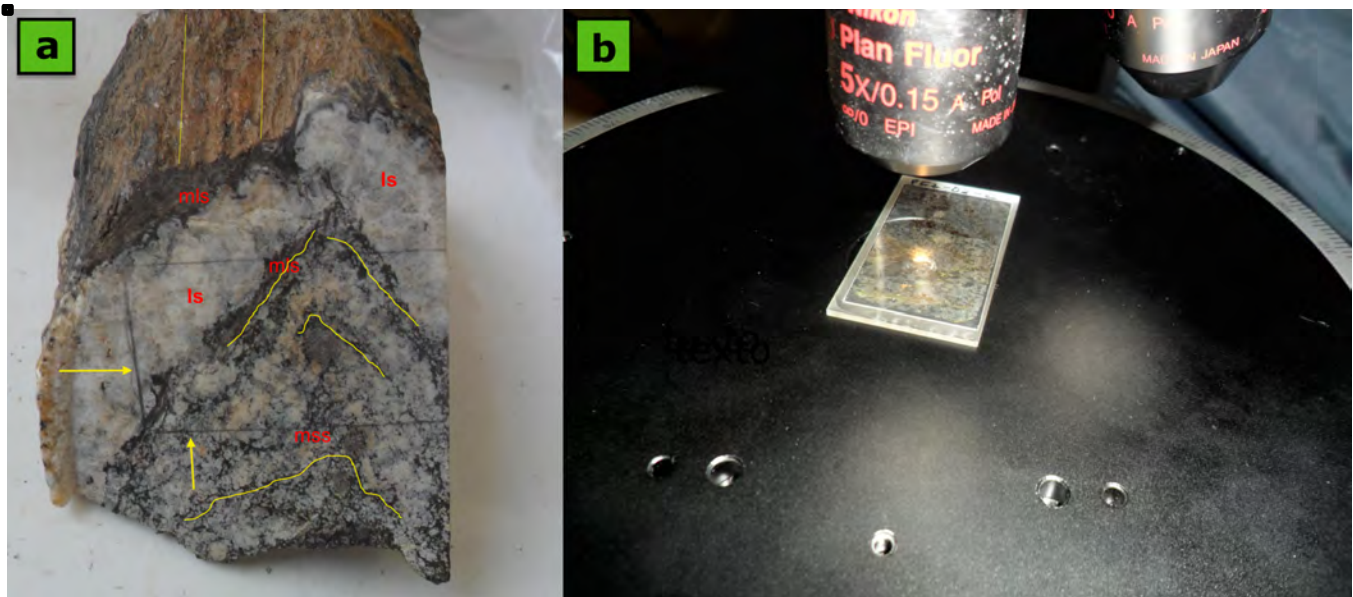


Figura 4: a) Muestra de una migmatita estromática cortada. Se observan las partes de la migmatita: leucosoma (ls), mesosoma (ms) y melanosoma (m/s). En amarillo se delinea la foliación plegada de la roca y las flechas señalan los trazos para la elaboración de una sección delgada. b) Microscopio petrográfico de luz transmitida del Laboratorio de Microscopía Electrónica.

3.3. Datación U-Pb en circón

Con el objetivo de determinar las edades de los diferentes eventos de deformación y anatexis en la zona de estudio, se seleccionaron seis muestras de neosomas (PEZ-43-B, PEZ-42-C, PEZ-27-C, PEZ-08, PEZ-03-C y PEZ-03-E) con base en las observaciones de campo, para ser analizadas en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), por el método ablación láser U-Pb en circón. Las muestras utilizadas para geocronología están identificadas con el número de la estación seguido por una letra mayúscula y su localización se observa en la Figura 2.

Las muestras fueron procesadas en el laboratorio de molienda del Centro de Geociencias de la UNAM. Allí se trituraron en una prensa, se pasaron por las mallas de 45 y 60 μm , se concentraron los minerales por medio de una batea y se separaron los circones de forma manual, utilizando un estereomicroscopio. Separados los circones, se montaron en resina epoxi para armar unas briquetas que luego se llevaron a catodoluminiscencia (CL) donde se tomaron imágenes mediante un luminoscopio ELM-3R para identificar los cristales y los puntos a analizar.

Los análisis de U-Pb en circones se realizaron mediante ablación láser asociada con un espectrómetro de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (LA-ICP-MS, por su terminología en inglés) cuyas especificaciones y detalles de la metodología se encuentran en Solari *et al.* (2010).

Una vez adquiridos, los datos fueron seleccionados teniendo en cuenta el porcentaje de discordancia. De esta manera, los datos que presentaron discordancias menores que -5% y mayores que 20 %, fueron

excluidos de las tablas para la elaboración de las gráficas de concordia y Th/U vs edad, realizadas en Excel utilizando el programa Isoplot 3.7.

3.4. Trabajo de escritorio

Consistió en trabajo continuo de revisión bibliográfica, recopilación de la información de campo, elaboración de mapas y figuras, edición de fotos, estructuración y redacción de la tesis.

El mapa de la zona de estudio se elaboró en el programa arcGIS 10, con el apoyo de Global Mapper y Google Earth. Se utilizó como base una imagen CEM, con resolución de 15m, descargada del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). La geología se dibujó a partir de los datos de campo, teniendo en cuenta la información de las cartas PUERTO ESCONDIDO D14-3 y ZAACHILA E14-12 Oaxaca, escala 1:250.000 del INEGI, así como la información consignada en las figuras de Peña-Alonso *et al.* (2017) y Corona-Chávez *et al.* (2006). Para la elaboración de figuras, al igual que la edición de fotografías y mapa geológico, se utilizó el programa Corel Painter Essentials 5.

4. LITOLOGÍA Y AFLORAMIENTOS

El área de estudio es una zona compleja que se extiende, de sur a norte, desde la costa de Puerto Escondido, hasta los alrededores de San Gabriel Mixtepec, en el estado de Oaxaca (Figura 2). Para facilitar la ubicación espacial de las rocas, se ha dividido el área en dos zonas: una zona norte y una sur, usando como referencia una estructura geológica denominada Falla de San Pedro, localizada al norte de la cabecera municipal de San Pedro Mixtepec (Figura 2).

La mayoría de los afloramientos se encuentran significativamente alterados por intemperismo; sin embargo, es posible encontrar muy buenas exposiciones en la parte costera de Puerto Escondido y en algunas quebradas o ríos de los municipios comprendidos en el área de este estudio.

Las litologías encontradas corresponden principalmente a ortogneises con un componente importante de esquistos biotíticos, paragneises, anfibolitas e incluso esporádicos mármoles y pequeños cuerpos graníticos. Gran parte de estas rocas han sido afectadas por migmatización a diferentes niveles, es decir que el grado de fusión parcial varía de un afloramiento a otro. A mayor cantidad de neosoma (ver anexo 1; Figura 3), mayor habrá sido la fusión de la roca. De esta manera, las migmatitas en las que predomina el neosoma son clasificadas como diatexitas. Por el contrario, en aquellas que predomina el paleosoma y preservan sus estructuras anteriores a la migmatización son denominadas metatexitas (Figura 3; anexo 1; Sawyer y Brown, 2008; Sawyer, 2008). Debido a que en gran parte de los afloramientos no es fácil separar algunos de los esquistos y gneises de las migmatitas, gran parte de éstos serán considerados como paleosomas y descritos dentro del grupo de las metatexitas.

A continuación se describen brevemente las unidades litológicas reconocidas en las estaciones que se seleccionaron, haciendo especial énfasis en las **migmatitas** (metatexitas y diatexitas) que constituyen las rocas de interés para este trabajo. Tanto metatexitas como diatexitas se han subdividido según su localización y según las morfologías de segundo orden de las migmatitas según **Sawyer (2008)** (Figura 3,

anexo 1). La información complementaria acerca de las unidades del área de estudio se encuentra consignada en el trabajo de Peña-Alonso *et al.* (2017).

4.1. Granitos

Son cuerpos leucocráticos de composición granítica, con biotita y hornblenda; esta última en menor proporción. Se localizan al sur de la Falla de San Pedro, casi exclusivamente en el área de Puerto Escondido extendiéndose aproximadamente 90 m a lo largo de la vía que conduce a la localidad El Salitre (Estación PEZ-04; Figura 2). Los afloramientos son escasos, muy alterados y cubiertos por vegetación y se hallan al margen de la carretera, pero también se pueden encontrar como bloques rodados, redondeados y bien preservados.

Estos plutones exhiben textura fanerítica de grano fino a medio con algo de foliación magmática. En general, la deformación en estos cuerpos es muy pobre o inexistente. Presentan relación discordante con **migmatitas estromáticas**, igualmente meteorizadas, con las cuales el contacto no es claro.

4.2. Gneises

Los gneises se encuentran distribuidos de forma irregular en toda la extensión del área de estudio. Los que se describen en este apartado se refieren a los encontrados a los alrededores de San Pedro Mixtepec y la localidad El Salitre (p.ej. Estación PEZ-06). Se observan en afloramientos (muy meteorizados) sobre las vías y, ocasionalmente, en los lechos de los ríos; la mayoría de ellos se describen en la sección de **metatexitas**.

Esta unidad está constituida por gneises cuarzofeldespáticos intercalados con gneises biotíticos y, en menor proporción esquistos máficos. Localmente pueden presentar fusión parcial incipiente. Con frecuencia estos cuerpos se encuentran asociados espacialmente a **migmatitas** con morfología **schollen** (ver anexo 1).

Los gneises cuarzofeldespáticos (ortogneises), contienen altas proporciones de plagioclasa y cuarzo, con cantidades menores de feldespato alcalino y biotita. Presentan grano medio a grueso y son principalmente leucocráticos. Pueden exhibir bandeamiento composicional, en donde las bandas claras están constituidas por cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, con o sin biotita, y las bandas oscuras están enriquecidas en biotita.

Los gneises biotíticos, constituidos por plagioclasa, biotita y cuarzo, presentan grano medio a fino y localmente exhiben esquistosidad. A menudo contienen venas y diques félsicos sinuosos, algunos de ellos bifurcados, orientados de forma paralela a la foliación de los gneises. En ocasiones son afectados por varias familias de fallas y suelen exhibir budines asociados a pliegues recumbentes.

Los esquistos máficos contienen biotita, plagioclasa y hornblenda, son verdosos de grano fino a medio, y se encuentran intercalados entre los gneises biotíticos o como **balsas** que constituyen las migmatitas con estructura **schollen**. Estas balsas presentan esquistosidad más desarrollada y en su mayoría están deformadas.

4.3. Mármoles

Los mármoles se presentan de manera muy local entre Puerto Escondido y San Pedro Mixtepec (Figura 2) en afloramientos de carretera muy alterados. Están constituidos principalmente por calcita, pero también contienen micas en proporciones muy bajas. Presentan foliación y coloraciones blanco-amarillentas. Están intercalados con gneises de composición tonalítica-cuarzodiorítica, de grano grueso, ricos en biotita y hornblenda. Estas últimas pueden presentar patinas de carbonato y bandeamiento composicional. Este conjunto de rocas exhibe deformación dúctil y, localmente, se puede observar milonitización.

4.4. Migmatitas

Es de destacar que las migmatitas del Complejo Xolapa encontradas en la zona de interés presentan, casi en su totalidad, las diferentes morfologías descritas tanto para diatexitas como para metatexitas. Sin embargo, la morfología estromática es la más abundante y está ampliamente distribuida en el área.

En general, las **diatexitas** se concentran en la parte sur de la zona de campo, es decir, en el área de Puerto Escondido, mientras que las **metatexitas** prevalecen a los alrededores de San Pedro Mixtepec y San Gabriel Mixtepec (Figura 2). No obstante, existen zonas en Puerto Escondido en las cuales se presentan metatexitas (p. ej. Estación PEZ-04) y, localmente, afloramientos muy restringidos de diatexitas en San Gabriel Mixtepec (p. ej. Estación PEZ-42).

En la zona de estudio se destaca la Estación PEZ-03 (Figura 2), localizada en el área urbana de Puerto Escondido. Allí se reporta una serie de afloramientos de migmatitas, expuestos aproximadamente 120 m a lo largo de la quebrada El Ébano, con una gran variedad de morfologías, abarcando desde metatexitas hasta diatexitas (en red, estromática, dilatante, *schollen*, *schlieric* y “en venas”).

Las migmatitas del presente estudio han sido divididas en **diatexitas** y **metatexitas** (Figura 3 a) y a su vez, subdivididas según las morfologías (mesoestructuras) más abundantes de la zona. Adicionalmente, se identifica un conjunto de migmatitas y otras rocas que conforman una secuencia muy compleja la cual se identifica en el mapa como “migmatitas no diferenciadas de San Pedro Mixtepec” (Figura 2). En este documento se muestran las diferentes clases de migmatitas teniendo en cuenta su localización y siguiendo un orden de sur a norte.

4.4.1. *Diatexitas de Puerto Escondido*

Los afloramientos de las diatexitas se encuentran casi exclusivamente en la zona urbana de Puerto Escondido (Figura 2), principalmente en la costa (estaciones PEZ-53, 54, 56, 61 y 62) y pequeñas quebradas que atraviesan la ciudad (estaciones PEZ-01, 02 y 03). Se caracterizan por ser cuerpos leucocráticos y mesocráticos con foliación magmática, cortados por venas cuarzofeldespáticas y afectados por familias de diaclasas. Las diatexitas de Puerto Escondido presentan mesoestructuras masivas, *schlieric* y *schollen* (ver Anexo 1) cuyas características se describen a continuación.

4.4.1.1.1. Diatexitas masivas

Las diatexitas **masivas** (ver anexo 1), localizadas en los lechos de las quebradas (Figura 2) y, localmente, en la costa; presentan coloración gris intermedio ligeramente verdosa y a menudo subyacen a las diatexitas con estructuras **schlieren** (ver Anexo 1), con las cuales los contactos son graduales (Figura 5 a).

La composición de la roca es principalmente tonalítica (tonalita biotítica) y su mineralogía consta de cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda, con clorita y epidota como fases secundarias. Estas últimas se presentan como venas y vetillas, en ocasiones con asociación espacial al cuarzo. Las vetillas cortan a la roca mediante contactos netos, en tanto las venas exhiben contactos transicionales. Adicionalmente, se presentan **venas leucocráticas** con espesores entre 3 y 8 cm, a veces sinuosas, a veces bifurcadas que siguen la foliación de la roca encajante (Figura 5 a). En los contactos entre encajante y venas leucocráticas los minerales se encuentran entrelazados. Localmente, pueden hallarse venas pegmatíticas.

Además, en los afloramientos de diatexitas masivas, tanto los de la costa como los del área urbana, se pueden observar pequeños parches leucocráticos de formas irregulares y contactos *interlocking* con los minerales de la roca encajante (Figura 5 b).

Exhiben textura fanerítica con esporádicos fenocristales euhedrales de plagioclasa y **foliación magmática** definida por biotita y cuarzos alargados (Figura 5 c). Los fenocristales suelen mostrar textura poiquilítica, en la cual las inclusiones son de biotita y hornblenda. Adicionalmente, pueden estar moderadamente imbricados, así como los cristales de la matriz, y estar rodeados por bordes melanocráticos de biotita. En el área de la costa, los fenocristales predominantes de plagioclasa son subhedrales y los tamaños de grano más heterogéneos, presentando localmente textura seriada. Por otro lado contienen enclaves con contactos netos, los cuales son máficos, porfiríticos o foliados, con formas redondeadas y alargadas; frecuentemente se observan orientados y, algunos de ellos, con formas de sigmoides (Figura 5 d).

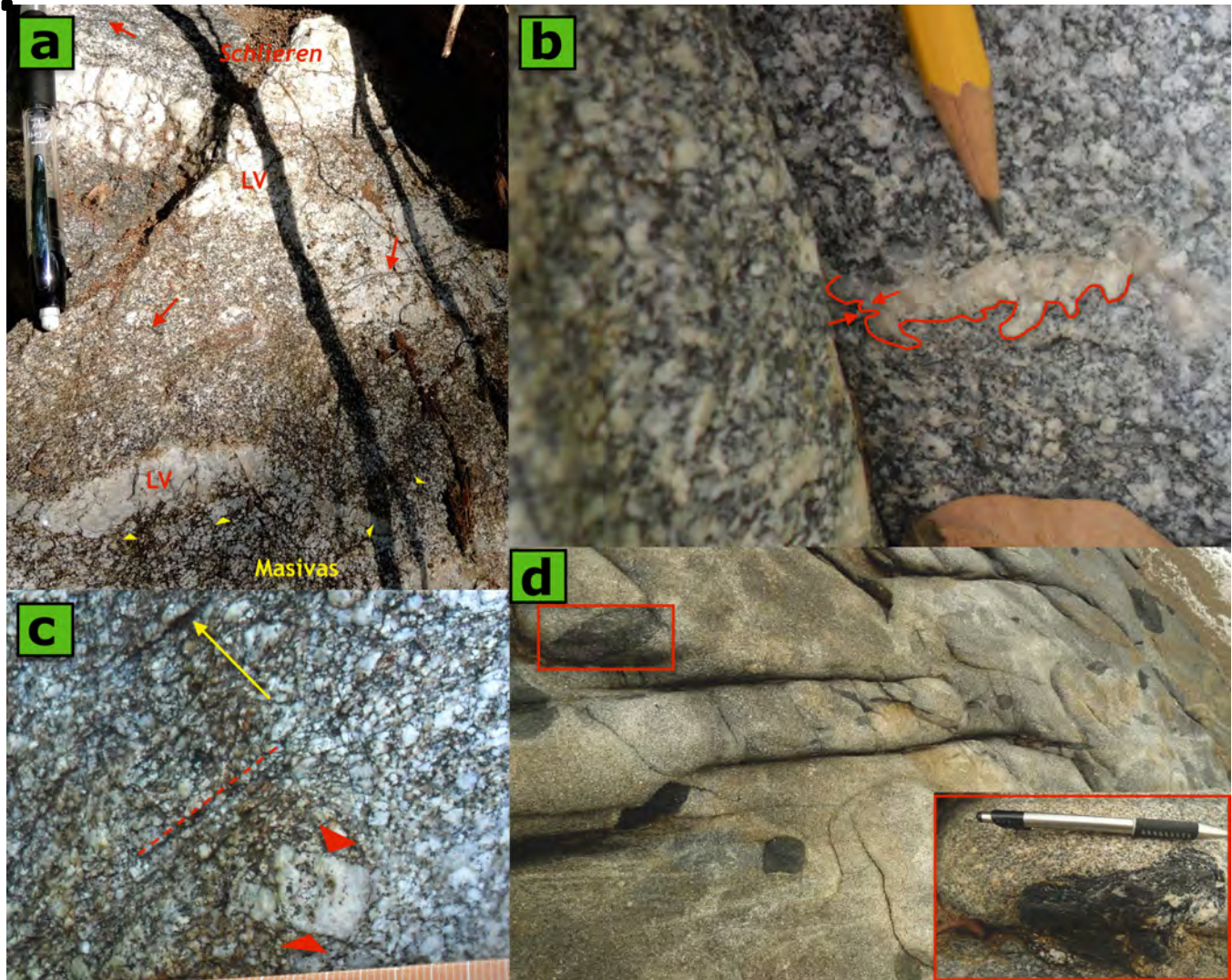


Figura 5: diatexitas masivas de Puerto Escondido exhibiendo: **a)** contacto transicional con diatexitas schlieren. De la esquina inferior izquierda aumenta progresivamente la deformación de la roca, que se evidencia especialmente en las venas leucocráticas (LV) y con desarrollo de estructuras schlieren (flechas rojas) y la desaparición de los fenocristales con caras rectas (triángulos amarillos). **b)** Bolsillos de fundido con contacto de textura entrelazada (interlocking). Este leucosoma, posterior a la foliación magmática, corresponde posiblemente a un fundido residual. **c)** Foliación magmática, indicada con la línea roja, que está definida principalmente por biotita (flecha amarilla) y por cristales alargados de cuarzo y plagioclasa. Los triángulos rojos señalan los bordes rectos de un fenocristal euédral de plagioclasa que cristalizó a partir de fundido. **d)** enclaves máficos de diversas formas y tamaños. La mayoría presentan contactos netos con la diatexita. El recuadro rojo muestra el acercamiento de uno de los enclaves que exhibe esquistosidad.

4.4.1.1.2. Diatexitas schlieric

En la zona costera se encuentran **diatexitas schlieric** (Figura 6 a) que, en ocasiones, pueden exhibir simultáneamente, morfologías “en venas” y plegadas (Figura 6 b y Figura 7 a). Los afloramientos son mesocráticos o leucocráticos con apariencia de ortogneises y están constituidas casi exclusivamente por **neosoma**. Sin embargo, el **paleosoma** puede presentarse, localmente, como budines o balsas.

El **neosoma** presenta composición granodiorítica y textura inequigranular, con estructuras *schlieren* y porfiroblastos de plagioclasa con textura poiquiloblástica. Existen sectores con bandeamiento composicional en el que las bandas muestran espesores entre 5 mm y 7 cm. Las bandas mesocráticas están constituidas por cuarzo (40%), plagioclasa (35%) y biotita (25 %) con grano fino a medio. Las bandas leucocráticas, constituidas por cuarzo (75%), plagioclasa (20%) y biotita (5 %); son aproximadamente equigranulares con tamaño de grano medio a grueso (1-2 mm). Algunas de estas bandas se encuentran rodeadas por delgados bordes melanocráticos. Por último, las bandas melanocráticas contienen la misma mineralogía, pero en diferente proporción: biotita (60%), plagioclasa (30%) y cuarzo (10%) y son equigranulares con tamaño de grano fino.

El **paleosoma** es de grano fino, color gris oscuro a negro y con esquistosidad casi paralela a la foliación tectónica general del neosoma. No obstante, pueden encontrarse ligeramente rotados debido a la deformación sinanatóctica.

Localmente, las **diatexitas schlieric** pueden exhibir morfologías **dilatantes** (Figura 7 b), evidenciadas en sitios donde el **paleosoma** se observa como **budines** de < 10 cm, embebidos y separados entre sí por neosoma. En ocasiones, el leucosoma se adentra en los budines siguiendo la esquistosidad del paleosoma o cortándola.

Con frecuencia, los cuerpos de **diatexitas schlieric** se presentan en contacto gradual con **metatexitas estromáticas** (p. ej. Estación PEZ-61). Además, contienen **venas leucocráticas** con textura pegmatítica, con contactos netos paralelos a la foliación. Sin embargo, las venas leucocráticas relacionadas a las migmatitas con **estructuras “en venas”** (ver anexo 1) son faneríticas con formas irregulares, cuyos contactos con la roca encajante muestran textura entrelazada (*interlockig*) y ondulada. En la zona urbana de Puerto Escondido (Estación PEZ-03), estas rocas son cortadas por un dique mesocrático, el cual les confiere un contacto neto y ondulado.

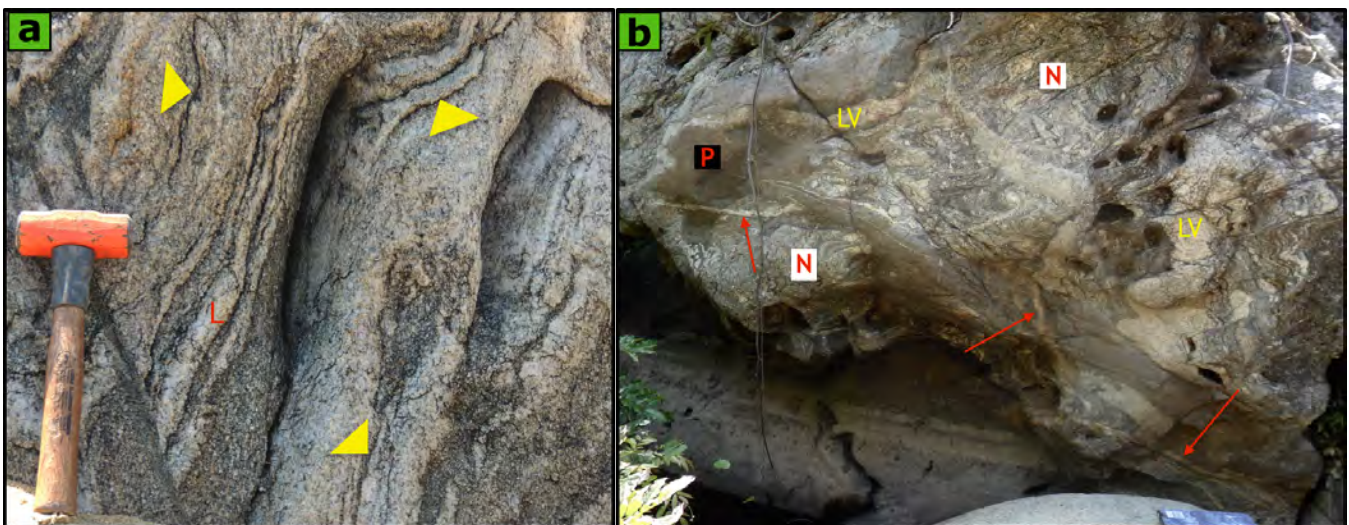


Figura 6: a) Diatexita leucocrática de la zona costera (Estación PEZ-62) con morfología schlieric. Se observan dominios más leucocráticos y de grano más grueso (L) y estructuras schlieren señaladas por los triángulos. b) Diatexita con estructura en venas (Estación PEZ-03) en la que el neosoma (N) es mesocrático y las venas (LV) y vetillas son leucocráticas. Estas últimas están señaladas

con flechas rojas. Algunas de las venas leucocráticas se encuentran fuertemente deformadas al igual que su encajante. A la izquierda también se observa un fragmento de paleosoma (P).

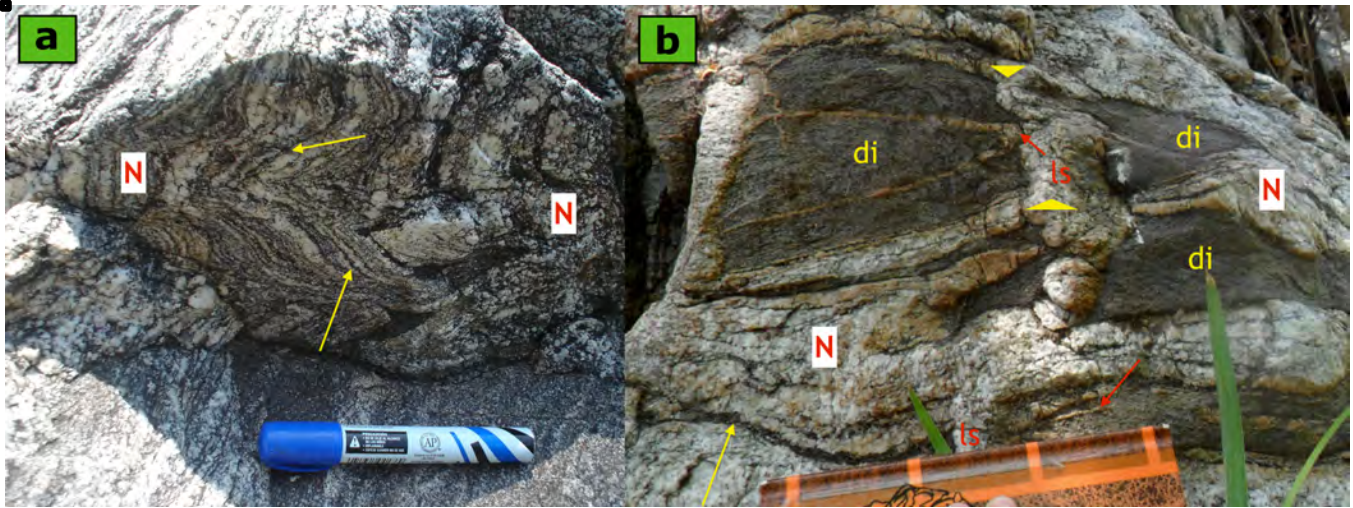


Figura 7: Diatexitas del interior de Puerto Escondido (Estación PEZ-03). **a)** Se observa un neosoma (N) mesocrático con abundantes estructuras schlieren (señaladas por las flechas amarillas) que muestran plegamiento. **b)** Diatexita con estructura dilatante en donde las balsas corresponden a diques máficos (di) y se encuentran rodeadas por un neosoma (N) leucocrático que contiene algunas estructuras schlieren (flecha amarilla). Los fragmentos de dique parecen haberse roto mientras el fundido se abría paso, por lo cual se observa el leucosoma (ls) relleno esos espacios dilatantes de ruptura (triángulos amarillos) y atravesando algunos paleosomas (flechas rojas).

4.4.1.1.3. Diatexitas *schollen*

Las migmatitas con mesoestructuras **schollen** se pueden encontrar ampliamente distribuidas en el área de estudio, tanto asociadas a **diatexitas schlieric** como a **metatexitas estromáticas**. Los contactos con ambas son transicionales. En los acantilados de Puerto Escondido, las diatexitas **schollen** son cortadas por un cuerpo intrusivo leucocrático con el que exteriorizan un contacto neto muy marcado.

Las **balsas** o **schollen** de estas rocas, presentan diversas formas y tamaños entre 2 y 40 cm aproximadamente (Figura 8 a). Usualmente, los de menor tamaño pertenecen a **melanosomas** (Figura 8 b) y **diques máficos**, en tanto los de mayor tamaño son **paleosomas**. Los provenientes de diques pueden conservar parcialmente sus formas tabulares, que a la vez, facilitan la formación de **zonas dilatantes** para la acumulación de neosoma (Figura 7 b). Los **schollen** de paleosoma con frecuencia son redondeados y pueden estar rotados y deformados constituyendo sigmoides (p. ej. Estación PEZ-61 Figura 8 a).

Los **paleosomas** están constituidos casi exclusivamente por biotita y plagioclasa, con bajas proporciones de cuarzo. Presentan esquistosidad con granularidad fina a media. Localmente, dentro de las balsas se pueden encontrar pequeños **parches** blancos de **leucosoma** alrededor de magnetitas (p. ej. Estación PEZ-53; Figura 8 c) o se puede observar al leucosoma, que las rodea, penetrando sutilmente sus fábricas (Figura 8 d).

Los **melanosomas**, que son más escasos, están compuestos principalmente por biotita y hornblenda, en menor grado, presentando texturas foliadas de grano fino a medio (Figura 8 b).

Por otro lado, los neosomas en que se encuentran flotando dichas balsas pueden exhibir mesoestructuras **schlieric** (p. ej. Estación PEZ-03; Figura 8 b) o simplemente textura fanerítica con o sin foliación magmática. Con respecto a la mineralogía, están constituidos por cuarzo, plagioclasa, biotita y, localmente, feldespato alcalino. La textura es de grano grueso y las estructuras **schlieren**, ricas en biotita, están bien desarrolladas. En ocasiones las balsas se encuentran elongadas y orientadas siguiendo la foliación del neosoma.

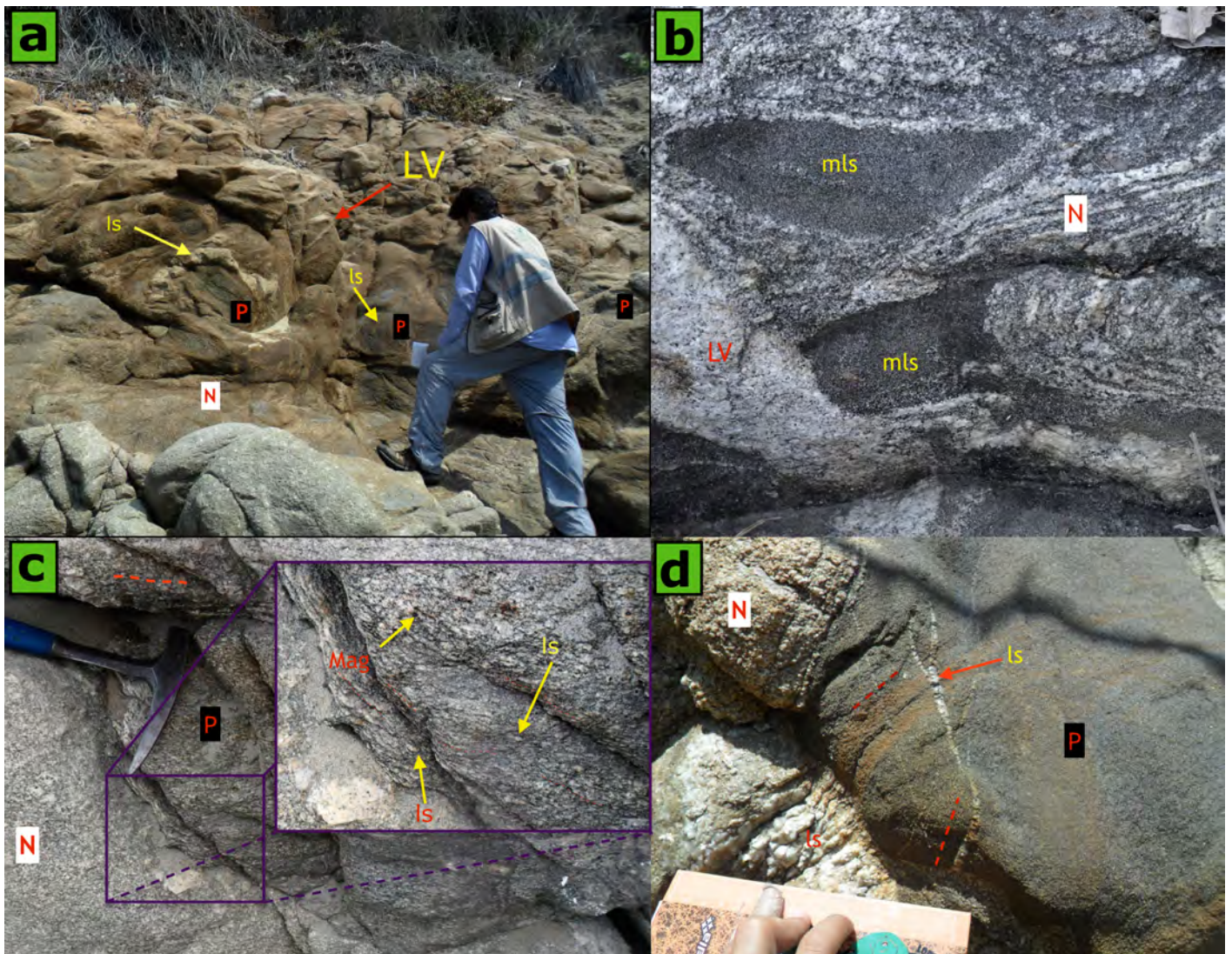


Figura 8: Diatexitas con estructura schollen donde las balsas de paleosoma (P) están rodeadas por el neosoma (N). **a)** las balsas se encuentran rotadas y el leucosoma (Ls) rodea a algunas de ellas; también se observan venas leucocráticas (LV) plegadas. **b)** se muestran balsas de melanosoma (mfs) en un neosoma con estructuras schlieren y una vena leucocrática las corta. **c)** la foliación del paleosoma es similar a la del neosoma en la parte superior de la fotografía; la parte inferior tiene textura fanerítica con esporádicos fenocristales de plagioclasa. Adicionalmente, se observan pequeños parches de leucosoma (señalados con flechas), algunas de ellas presentan núcleo de magnetita (Mag). **d)** El leucosoma exhibe granulometría variable y penetra en la balsa de paleosoma, cortando su foliación (marcada con líneas rojas).

4.4.2. Metatexitas

A diferencia de las diatexitas, que tienen apariencia intrusiva, las metatexitas de la zona de estudio son foliadas y predominantemente mesocráticas. Los afloramientos exhiben morfologías variadas, que incluyen estructuras estromáticas, parchadas y en red, siendo la estromática la más abundante. En el área de Puerto Escondido las metatexitas estromáticas se observan principalmente en la zona urbana, pero también se pueden encontrar localmente en los acantilados.

4.4.2.1. Metatexitas estromáticas de Puerto Escondido

En área de Puerto Escondido se observan migmatitas **estromáticas** que están en contacto transicional con diatexitas **schlieric** (estaciones PEZ-03 y PEZ-61; Figura 9 a). Los afloramientos muestran tonalidades grises-azulosas con bandas color blanco en menor proporción. En el caso de esta roca las proporciones paleosoma y neosoma varían entre 70-80 % y 30-20 %, respectivamente. No obstante, en algunos sectores el paleosoma puede confundirse con el mesosoma del neosoma debido a que las coloraciones son muy similares.

El **paleosoma** está constituido por biotita, plagioclasa y cuarzo y exterioriza estructura gneisosa, localmente esquistosa, con bandas melanocráticas, mesocráticas y leucocráticas paralelas entre sí. El espesor de las bandas oscila entre 1 a 20 cm, 5 a 10 cm y 1 a 20 cm, respectivamente.

El **neosoma** consta de aproximadamente 45% de leucosoma, 30% de mesosoma y 25% de melanosoma. En algunos sectores, ricos en leucosoma, existen porfiroclastos, sintectónicos, de plagioclasa (Figura 9 b). Estos porfiroclastos son de tamaños muy heterogéneos y sus formas son redondeadas y, ocasionalmente, alargadas.

El **leucosoma** está constituido por plagioclasa y cuarzo. Se presenta como **estromas** o bandas, con la misma orientación de la foliación tectónica (figuras 9 b, c y d), pero también se encuentra como **venas leucocráticas** discordantes, a menudo plegadas y bifurcadas, que truncan la foliación (figuras 9 b y c); sus contactos con el paleosoma son angulares. Dichas venas corresponden posiblemente, a un pulso de migmatización más reciente. En menor proporción, se observan bolsillos de **leucosoma *in situ*** difuminados en el paleosoma (Figura 9 e).

El **melanosoma** de estas rocas es de tres tipos: 1) rico en biotita con plagioclasa subordinada y textura gneisosa, que se muestra como bandas muy similares a las del paleosoma; 2) como orillos máficos de biotita alrededor de bolsillos de leucosoma segregado (Figura 9 e); 3) como esquistos de biotita, granate y sillimanita. Este último, se encuentra restringido a un pliegue muy cerrado, asociado a un mesosoma de biotita (83%), granate (10%), sillimanita (2%), cuarzo (3%) y plagioclasa (2%) (Figura 9 d).

En la parte noreste de la estación PEZ-03, aparecen **metatexitas con estructura de red** (Figura 9 f), donde domina un paleosoma gris azulado, con aspecto macizo, atravesado por vetillas interconectadas de geometría irregular, con espesores de < 1 cm. Estas vetillas están alimentadas por un leucosoma conformado por venas leucocráticas de 3 a 5 cm de espesor.

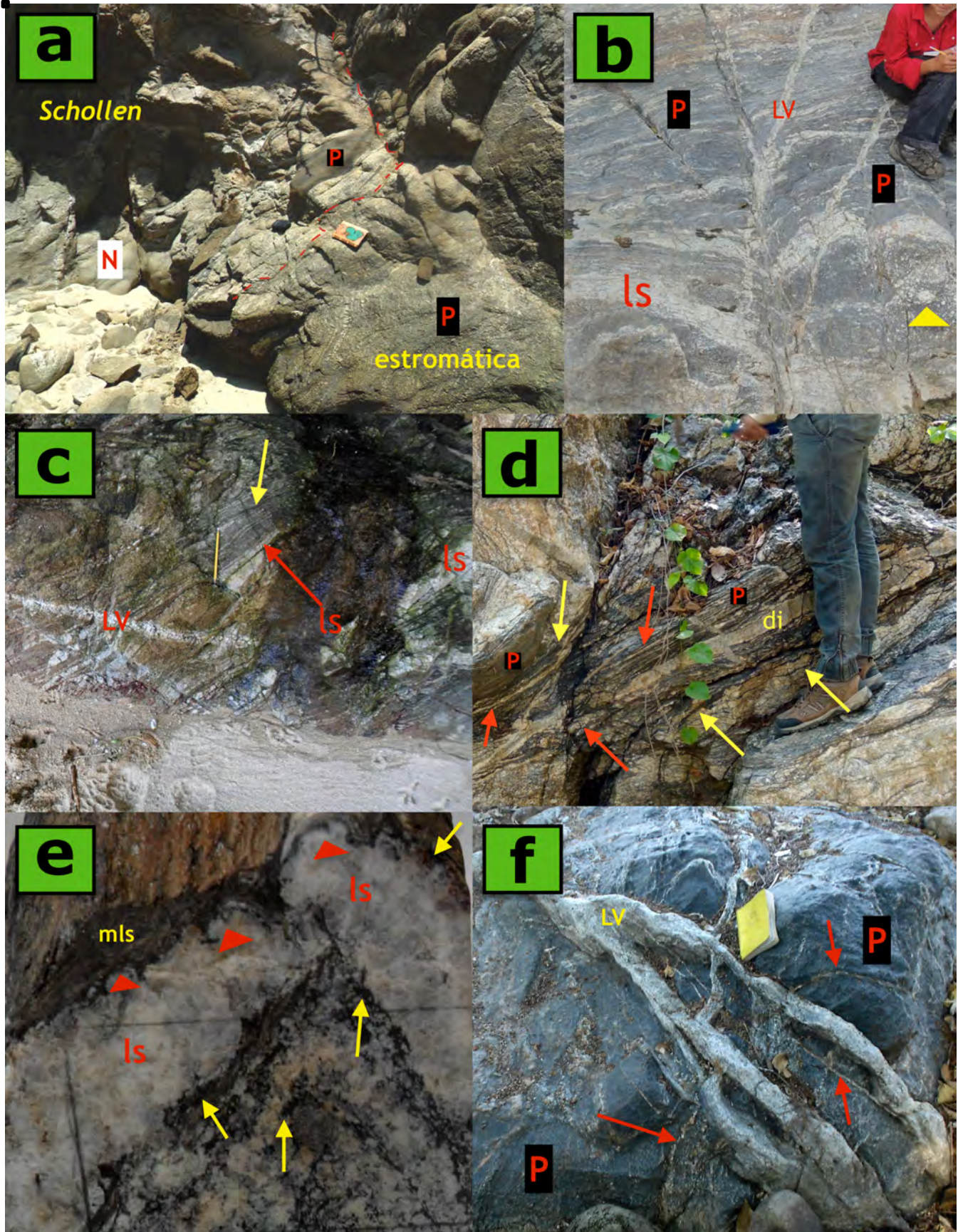


Figura 9: Metatexitas de Puerto Escondido. a) Afloramiento de la costa en el cual se observa el contacto entre metatexitas estromáticas y diatexitas con schollen de paleosoma (P) en un neosoma (N) leucocrático. b) Metatexita estromática de la zona urbana en la que predomina el paleosoma y el leucosoma (ls) está dispuesto de forma paralela a éste, o como venas leucocráticas (LV) que se bifurcan y cortan la foliación. También se presentan porfiroclastos de plagioclasa como el señalado por el triángulo amarillo. c) Metatexita estromática de la costa en la cual el paleosoma sigue la foliación tectónica, al igual que las bandas de leucosoma y las delgadas franjas de melanosoma (flecha amarilla). Una vena leucocrática más reciente y de mayor granulometría corta la estructura estromática. d) Se observa una metatexita estromática de protolito metapelítico en contacto con una diatexita. Las dos litologías se encuentran plegadas y son atravesadas por un dique mesocrático (di). Los leucosomas están señalados con flechas rojas y los melanosomas con flechas amarillas. e) Muestra de mano (PEZ-03-C) extraída del pliegue de la fotografía (d) Se observa el melanosoma (flechas amarillas) rodeando al leucosoma por ambos lados. Los triángulos rojos dentro del leucosoma indican microestructuras de tipo “coliflor”. f) Metatexita con estructura de red donde el paleosoma es cortado por venas leucocráticas y vetillas (flechas rojas) que están bifurcadas e interconectadas.

4.4.2.2. Metatexitas de San Pedro Mixtepec

Entre San Pedro Mixtepec y San Andrés Copala se encuentran afloramientos conspicuos de migmatitas que incluyen metatexitas parchadas, en red y estromáticas, las cuales alternan con tonalitas, gneises migmatíticos y metatexitas miloníticas (estaciones PEZ-60 y PEZ-59; Figura 2). La mayoría de estas mesoestructuras se observan en el lecho del río ubicado al occidente de San Andrés Copala.

4.4.2.2.1. Metatexita con estructura en red-estromática

En contacto con un cuerpo tonalítico se observa un cuerpo con apariencia de brecha. Corresponde a una metatexita con **estructura en red**, constituida por un **paleosoma** máfico, con textura fanerítica y tonalidades verdosas que describen formas rómbicas y triangulares (Figura 10 a).

El **leucosoma** se presenta en tres dominios: 1) como pequeños parches leucocráticos en una matriz de paleosoma equigranular, en la parte más proximal al intrusivo; 2) como vetillas rectas con dos orientaciones diferentes que cortan el paleosoma y forman ángulos agudos y rectos entre sí (Figura 10 a); 3) como venas gruesas y sinuosas interconectadas, localmente anastomosadas, que esporádicamente exhiben bordes delgados de melanosoma. El leucosoma se hace abundante y se orienta al acercarse a la metatexita estromática.

El contacto entre la **metatexita en red** y la **estromática** es transicional. En la metatexita estromática el leucosoma se dispone de forma paralela a la foliación tectónica (Figura 10 b).

4.4.2.2.2. Gneis migmatítico con estructura estromática

Existe un cuerpo de **gneis migmatítico** en contacto con las **metatexitas estromáticas** (Figura 10 b). En este, la morfología también es estromática, pero el paleosoma es diferente y la foliación está más desarrollada que la de la otra metatexita.

Corresponde a un gneis con cierto grado de migmatización, constituido de cuarzo, plagioclasa y biotita. Su textura es gneisosa, de grano medio a fino. Las bandas leucocráticas tienen espesores menores de 1 cm, las mesocráticas entre 1 y 1.5 cm, y las melancráticas entre 0.5-2 mm.

En general, **neosoma** es escaso (< 10 %), pero se observa esencialmente como **leucosoma estromático**, es decir paralelo a la foliación tectónica y el melanosoma, subordinado, como franjas muy finas alrededor del leucosoma (Figura 10 b).

En ocasiones, el neosoma de las **metatexitas estromáticas** penetra el **gneis migmatítico** truncando la foliación (Figura 10 b).

4.4.2.2.3. Metatexitas miloníticas con estructura en red

En estas metatexitas el paleosoma es similar al gneis migmatítico, pero con desarrollo de crenulación y presencia de porfiroclastos *sintectónicos*. Los porfiroclastos son de plagioclasa con forma redondeada y algunos enseñan orillos melanocráticos.

El neosoma está constituido casi exclusivamente por leucosoma, con esporádico melanosoma en los bordes del leucosoma. El leucosoma se presenta en dos dominios que se conectan formando la estructura en red: 1) como delgadas franjas de leucosoma *in source*, paralelo a la foliación y, localmente, plegado; 2) como venas leucocráticas discordantes a la foliación.

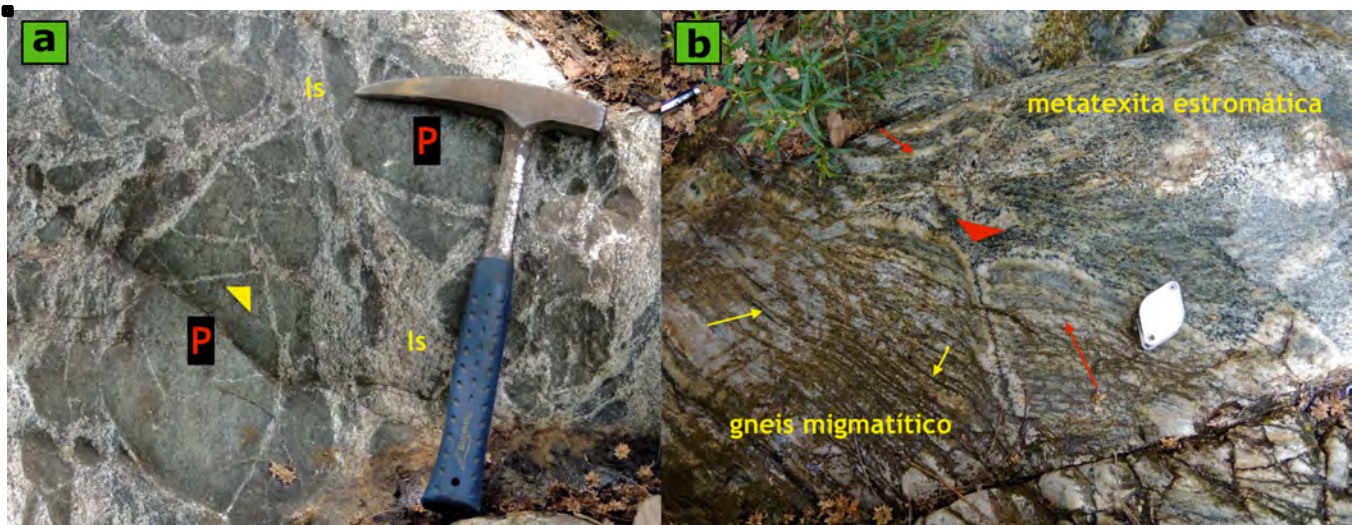


Figura 10: Migmatitas de San Pedro Mixtepec. **a)** Metatexita con estructura en red en la cual se observan fragmentos de paleosoma (P) rodeados por varios juegos de leucosoma (ls). Algunas vetillas de leucosoma forman ángulos rectos (triángulo amarillo). **b)** Contacto entre el gneis migmatítico y una metatexita estromática poco desarrollada. Los leucosomas (flechas rojas) y melanosomas (melanosomas) son escasos y están dispuestos en forma paralela al paleosoma. El triángulo rojo señala un lugar donde el neosoma de la metatexita estromática penetra en el gneis migmatítico.

4.4.2.3. Metatexitas estromáticas de San Gabriel Mixtepec

En general las metatexitas estromáticas del área de San Gabriel Mixtepec (estaciones PEZ-42, PEZ-45, PEZ-46, PEZ-48), tienen bandas leucocráticas con espesores que varían entre 3 mm y 10 cm, que alternan con bandas oscuras ricas en biotita con foliación esquistosa. Ocasionalmente, las bandas claras pueden corresponder a venas de cuarzo como las encontradas en la estación PEZ-38 (Figura 11 a).

Los **paleosomas** son los principales constituyentes de estas migmatitas y sus protolitos son ortogneises mesocráticos, localmente miloníticos (Figura 11 b). Se caracterizan por presentar composición granítica con biotita y hornblenda y texturas gneisosas de grano medio con porfiroblastos de feldespato (Figura 11 c), que pueden medir de 1 mm hasta 10 cm.

Los **leucosomas** se muestran como bandas leucocráticas (leucosomas estromáticos) o como venas o diques leucocráticos. Los **leucosomas estromáticos** son de composición granítica, paralelas a foliación tectónica (Figura 11 d), las cuales están distribuidas de forma homogénea y pueden tener espesores de 5 mm a 10 cm.

Las **venas leucocráticas** o **diques**, cortan el bandeamiento y en algunos sectores se incorporan a las bandas del leucosoma estromático.

El **melanosoma**, cuando se manifiesta, es rico en biotita y forma bandas muy delgadas o lentes, con textura foliada esquistosa. Con frecuencia se observa como orillas que rodean total o parcialmente los leucosomas (Figura 11 d).

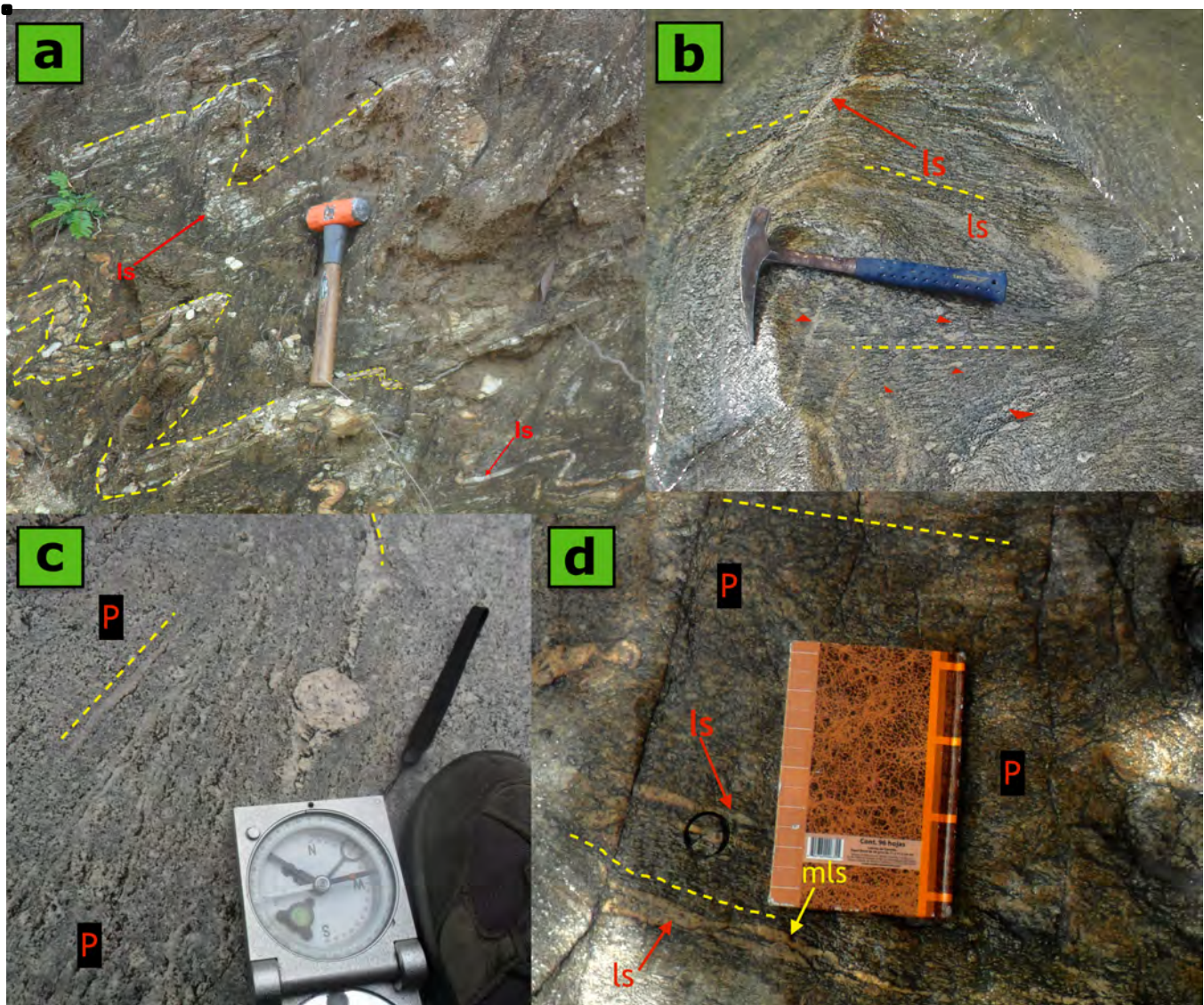


Figura 11: a) Migmatita estromática fuertemente alterada donde se observan las bandas de leucosoma (ls) formando pliegues tipo “z”. b) Metatexitita del lecho del río en San Gabriel Mixtepec, que presenta un paleosoma milonítico con porfiroclastos de plagioclasa (marcados con los triángulos rojos). El leucosoma puede ser estromático (paralelo a la foliación) o leucosoma “in-source” como el señalado por la flecha roja. c) En el centro de la figura se observa un porfiroblasto de feldespato alcalino en un paleosoma (P)

mesocrático; las líneas amarillas están orientadas con la foliación. **d**) Metatexita estromática en la cual tanto el leucosoma, como el melanosoma (mls) son escasos y están dispuesto de forma paralela a la foliación (líneas amarillas). El melanosoma, ocasionalmente, se encuentra bordeando al leucosoma (flecha amarilla).

4.4.2.4. Metatexitas parchadas

Las morfologías parchadas se encuentran esporádicamente en el área de estudio (p. ej. en estaciones PEZ-42, PEZ-59 y PEZ-08). Son rocas foliadas melanocráticas o mesocráticas en las cuales predomina el paleosoma.

En las parchadas melanocráticas el **paleosoma** corresponde a gneises y esquistos hornbléndicos, constituidos por hornblenda, plagioclasa, biotita y cuarzo (Figura 12 a).

En las mesocráticas (Figura 12 b) el **paleosoma** está constituido por plagioclasa, cuarzo, biotita y, esporádicamente, hornblenda y presenta textura gneisosa. En estas rocas los leucosomas se presentan como “parches” o “bolsillos” de composición granítica y formas irregulares con espesores que varían entre 5 y 10 cm. A menudo estos parches siguen la foliación del paleosoma o la atraviesan, imprimiéndole formas sinuosas al **leucosoma**. Los **melanosomas** solo se presentan como bordes de biotita alrededor de los parches de leucosoma (Figura 12 b).

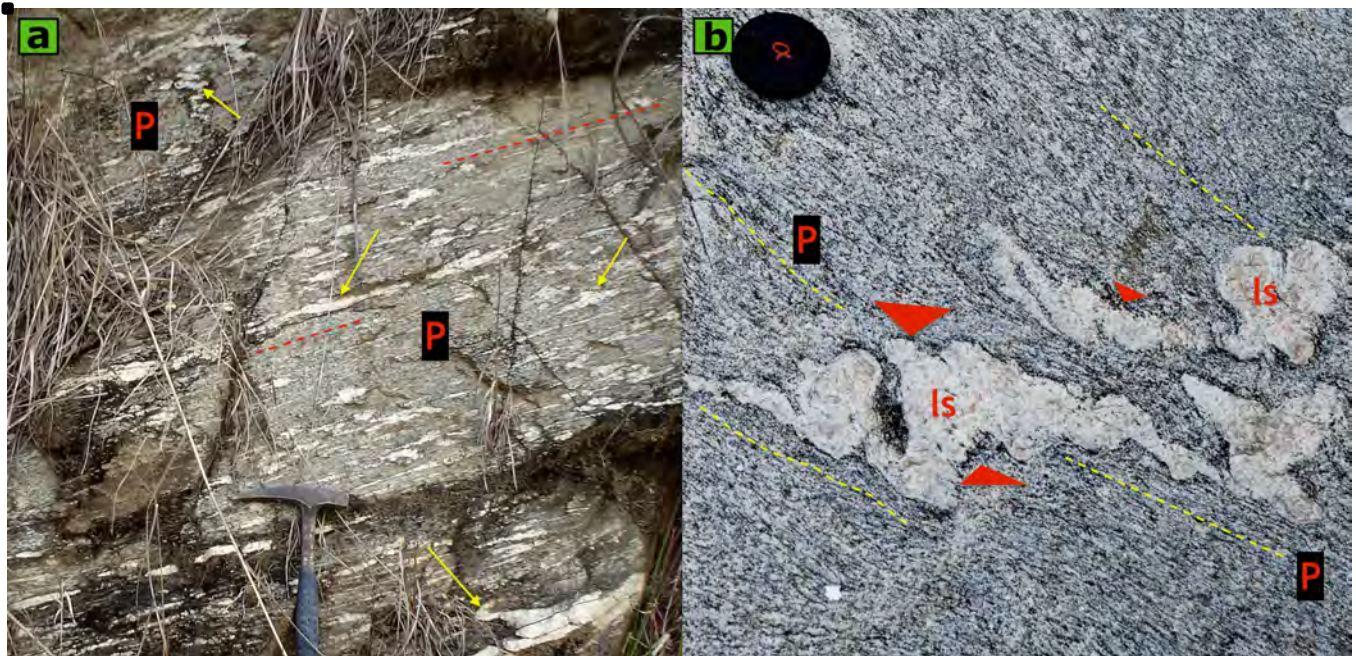


Figura 12: **a**) Metatexita parchada de la Estación PEZ-08 entre San Pedro Mixtepec y Puerto Escondido. El paleosoma (P) melanocrático se encuentra foliado (líneas rojas) y los parches de leucosoma (señalados por las flechas amarillas) son irregulares. En ocasiones se alargan siguiendo la foliación, otras veces la cortan adquiriendo formas sinuosas como en el extremo superior de la foto. **b**) Metatexita parchada de San Gabriel Mixtepec donde predomina el paleosoma (P) mesocrático, el leucosoma (ls) se encuentra formando parches deformados y el melanosoma formando orillas alrededor del leucosoma (señalado por triángulos rojos). La mayor parte del leucosoma se formó in situ porque el melanosoma se encuentra a ambos lados del leucosoma. Las líneas amarillas siguen la foliación del paleosoma.

5. Geología estructural

En general, las rocas de la zona de estudio se presentan fuertemente deformadas, distinguiéndose varios posibles eventos diferentes, algunos de ellos relacionados a fusión parcial. Este es el caso del último evento de deformación, el cual está comprendido en el actual trabajo; los eventos restantes, que no afectan a las diatexitas aquí referidas, se encuentran descritos en el trabajo de Peña-Alonso *et al.* (2017).

El último evento de deformación dúctil en la zona de estudio es aquel cuyas fábricas no han sido sobreimpuestas, ni borradas por otras. Afecta a la mayor parte de las rocas encontradas en el área, incluyendo a los ortogneises más antiguos, gneises y esquistos biotíticos y anfibolíticos, metatexitas y diatexitas. En contraste, los mármoles y metacarbonatos no presentan las tendencias estructurales que definen dicho evento, ni estructuras de migmatización. Aparte de la deformación frágil, que se evidencia mediante familias de diaclasas, las rocas afectadas por este evento solo son cortadas por pequeños cuerpos graníticos y algunos diques leucocráticos y mesocráticos previamente mencionados.

Las rocas afectadas por la deformación más reciente exhiben dos tendencias estructurales notables. En la primera, definida por fábricas magmáticas en diatexitas, los planos muestran un rumbo preferencial NW y buzamiento moderado (entre 25° y 60°) hacia el SW (Figura 13 a) y lineaciones minerales concentradas en el sur (Figura 13 b). La segunda tendencia se observa en metatexitas, esquistos biotíticos, gneises cuarzofeldespáticos y anfibolíticos. Se presenta como fábricas de deformación en estado sólido, cuyas foliaciones presentan rumbos hacia el N-NW y buzamientos muy variables, entre 10° y 75° predominantemente hacia el oeste (Figura 14 a). Estas fábricas contienen lineaciones de estiramiento concentradas en el SW (Figura 14 b).

Las fábricas magmáticas de la primera tendencia están definidas por foliación magmática, estructuras *schlieren*, orientación e imbricación de cristales y fenocristales de plagioclasa euهدral y subهدral. Adicionalmente, en algunos sectores las diatexitas masivas exhiben enclaves elongados y orientados. En algunos sectores, las fábricas magmáticas de las diatexitas son, parcialmente, sobreimpresas por las fábricas de flujo en estado sólido. Este es el caso de las diatexitas *schlieric* de la estación PEZ-62, que presentan pliegues tipo “z”.

Las rocas afectadas por la segunda tendencia muestran fábricas metamórficas (esquistosas, gneisosas y miloníticas), o estromáticas, que definen pliegues muy cerrados (p. ej. Estación PEZ-06), en ocasiones tipo “s” y “z”; las líneas de estiramiento están definidas por biotita y feldespatos elongados. Por lo general, los pliegues tipo “z” se ven más fácilmente en los dominios de leucosoma de las estromáticas (Figura 11 a).

Localmente, en las metatexitas estromáticas de San Gabriel Mixtepec (estación PEZ-42), este evento de deformación se presentan como una notable crenulación que pliega y corta, de forma casi perpendicular, a una fábrica preexistente. Por otro lado, en las metatexitas estromáticas de Puerto Escondido, así como las diatexitas *schlieric* que están en contacto con ellas, se exhiben pliegues sinanatócticos, asimétricos, muy sinuosos, foliaciones replegadas y crenulación. Además contienen

elementos cinemáticos de cizalla derecha, tales como sigmoides de paleosomas y melanosomas y porfiroclastos con sombras de presión.

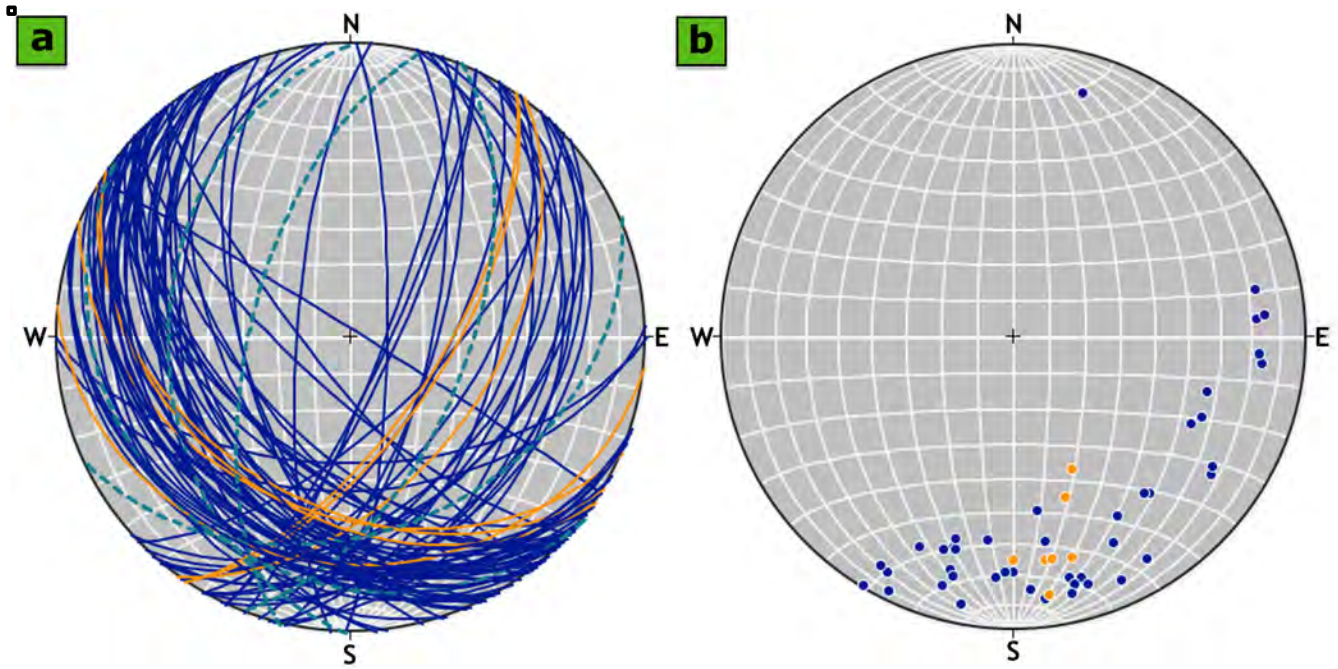


Figura 13: Estereogramas de las diatexitas de seis estaciones de Puerto Escondido (149 datos estructurales en total): a) en azul rey se muestran las foliaciones de las diatexitas, en naranja los planos de los diques y en azul-verdoso, con líneas intermitentes, las orientaciones de algunas balsas de paleosoma y enclaves de la estación PEZ-61. b) Los puntos azules representan las líneas de las diatexitas y los de color naranja son las líneas minerales de los diques.

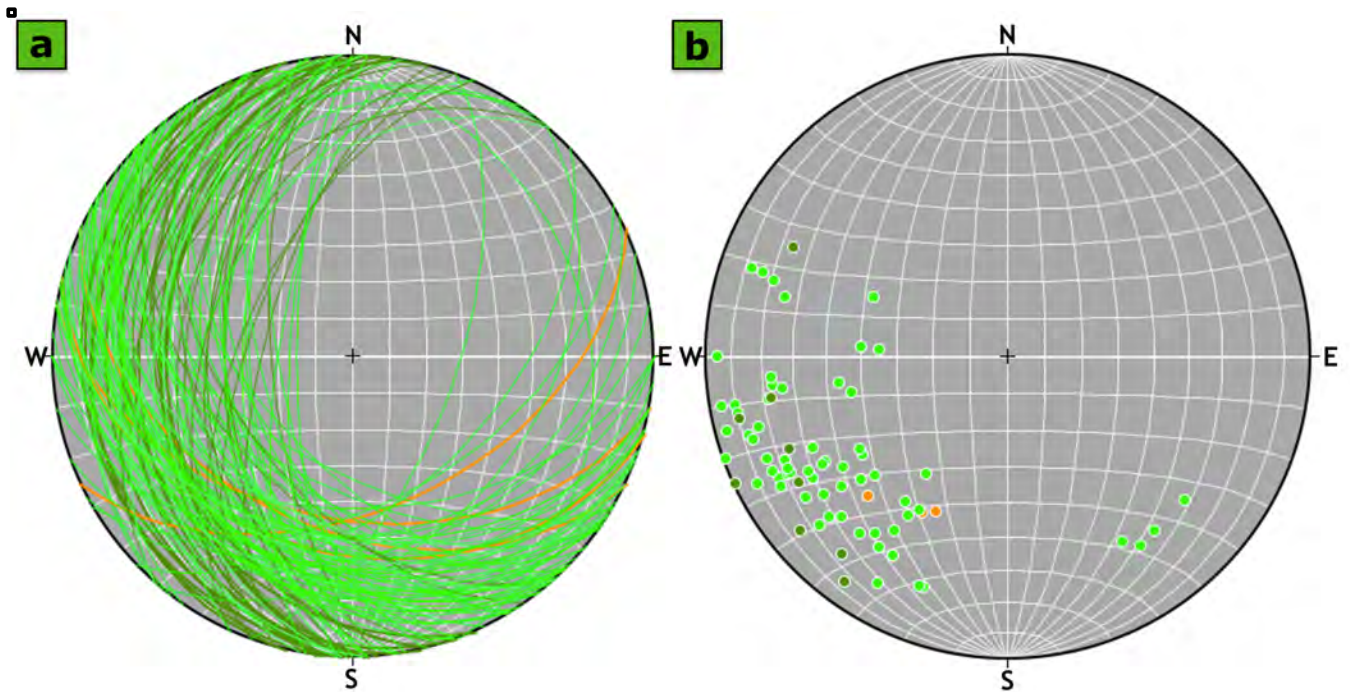


Figura 14: estereogramas mostrando los diferentes planos (a) y líneas (b) de las metatexitas (verde claro), esquistos y gneises (verde oscuro) afectados por el último evento de deformación de ocho estaciones de la zona de estudio (194 datos estructurales).

6. Petrografía

6.1. MIGMATITAS

De las muestras de secciones delgadas seleccionadas para este trabajo se describen aquellas que, según observaciones de campo y criterios microestructurales, presentan posibles evidencias de fusión parcial (Sawyer, 2008). Han sido subdivididas entre diatexitas y metatexitas siguiendo la clasificación de campo propuesta por Sawyer (2008). Las muestras con características ígneas (diatexitas y leucosomas) predominantes han sido clasificadas según Streckeisen (1976) y las muestras con características metamórficas (metatexitas, mesosomas, etc.) siguiendo las recomendaciones de la subcomisión para la sistemática de rocas metamórficas (SCMR, por sus siglas en inglés). Las microestructuras de migmatización, flujo magmático y deformación en estado sólido se han identificado según los trabajos de Sawyer (2008), Vernon (1999, 2000), Passchier y Trouw (2005) y Blenkinsop (2002), respectivamente. Aquellas muestras que no presentan evidencias microestructurales de migmatización, se encuentran en la sección 6.2.

6.1.1. Diatexitas de Puerto Escondido

Las rocas clasificadas como diatexitas corresponden a las muestras: PEZ-01-B, PEZ-01-C, PEZ-53-A, PEZ-54-A y PEZ-56-B. Según su composición mineralógica son granodioritas y tonalitas biotíticas y están constituidas principalmente por plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino y biotita.

Se caracterizan por ser rocas leucocráticas, holocristalinas, generalmente inequigranulares con tamaños de grano que varían de fino a medio; los fenocristales encontrados son de grano grueso. Exhiben textura granular, y, a veces, microporfírica y, localmente texturas específicas como poiquilítica, mirmequítica, gráfica y pertítica.

Como minerales esenciales se encuentra plagioclasa (36-48%), cuarzo (26-37%) y feldespato alcalino (18-23%) con biotita (2-6%) y hornblenda (1-3%) y en menores proporciones titanita, apatito, opacos, circón, allanita y epidota. Esta última también se presenta como mineral secundario junto con clorita (2-8%) y óxidos de hierro, provenientes de biotita, y sericita a partir de plagioclasa.

Mineralogía de las diatexitas

Las plagioclasas en general son anhedrales y subhedrales con macla polisintética, y ocasionalmente, de Carlsbad. Pueden exhibir texturas mirmequíticas y/o poiquilíticas (con inclusiones de biotita y clorita), zonación normal continua y sericitización incipiente o incluso puede llegar a oscurecer las maclas. Las plagioclasas también pueden encontrarse como inclusiones en cuarzo.

Adicionalmente, suelen tener fracturas, algunas rellenas de biotita o de plagioclasa, pero también se observan cristales rotos y los más grandes pueden estar ligeramente plegados.

El cuarzo se encuentra en formas anhedrales de tamaño heterogéneo y con bordes irregulares. Los agregados más finos se distribuyen como dominios formados por recristalización. En los cristales de mayor tamaño, la extinción es ondulante y con frecuencia es de tipo ajedrez. Pueden mostrar orientación preferencial cristalográfica y migración de límites de grano.

Los feldespatos alcalinos son anhedrales y de gran tamaño, de tal forma que podrían corresponder a piscinas de fundido. Exponen alteración moderada, inclusiones de plagioclasa, cuarzo y biotita y, ocasionalmente, macla de Carlsbad.

Algunos de los cristales encontrados son de pertita y otros de microclina, en cuyo caso se observa la macla de enrejado. Esporádicamente los granos pertitizados son subhedrales y exhiben bordes relativamente rectos. Localmente pueden presentar pertita flama.

La biotita es subhedral, y en menor proporción anhedral, de color marrón con pleocroísmo fuerte (de beige a marrón). Puede encontrarse como cristales relícticos, alterados a clorita y con opacos en los bordes. En ocasiones se muestra moderadamente plegada.

Localmente, se puede observar como pseudomorfo de hornblenda.

La clorita tiene tonos verdosos (verde claro) y amarillentos, con pleocroísmo moderado. Con frecuencia exhibe colores de interferencia anómalos (azul Berlín) y verde. Localmente, puede exhibir coronas de reacción de rutilo acicular.

En la epidota la coloración es verde-amarillenta clara, exhibe hábito prismático y algunos de los cristales se muestran alargados. También puede observarse como agregados anhedrales.

La titanita es euhedral o subhedral con hábito columnar. Muestra pleocroísmo de beige-amarillento a marrón-rojizo. Puede tener macla sencilla y microfracturas ocasionales.

El apatito es incoloro con birrefringencia baja. Exterioriza forma euhedral y relieve moderado. A veces, puede observarse su sección basal.

El circón se encuentra comúnmente en biotitas y plagioclasas. Se reconoce por su relieve alto y los halos pleocroicos que produce en la biotita. Generalmente presenta forma subhedral.

6.1.1.1. *Diatexitas schlieric*

La muestra PEZ-53-A, composicionalmente corresponde a una granodiorita biotítica, leucocrática con textura equigranular de grano fino a medio (0.3-2mm). En general no es evidente la presencia de un armazón, sin embargo, localmente está conformado por cristales anhedrales de cuarzo, feldespato alcalino (microclina y, a veces, pertita) y plagioclasa. Esta última, esporádicamente es anhedral con sericitización intensa. Los granos del armazón son relativamente equidimensionales y el cuarzo puede ser redondeado. Debido a que el contacto entre ellos es por solo una de sus caras o puntual, los espacios que dejan son muy amplios. Estos son rellenados principalmente por cristales grandes y anhedrales de pertita, formando piscinas de feldespato alcalino (Figura 15 c), o por cristales de menor tamaño de cuarzo anhedral, definiendo, muchas veces, formas cúspides en los intersticios (Figura 15 b). Los

intersticios menores son ocupados por agregados finos de cuarzo, biotita y microclina. Estos agregados finos de cuarzo pueden conformar microestructuras de “cuentas de rosario” o strings (Figura 15 e). Además, entre los puntos triples se observan porciones de cuarzo o feldespato, que han quedado atrapados por el crecimiento de los cristales del armazón (Figura 15 e).

Localmente, los cristales subhedrales de plagioclasa y biotita pueden estar dispuestos de manera subparalela y definiendo un sutil alineamiento mineral.

La deformación se observa en el armazón como migración de bordes de grano en plagioclasa y extinción en ajedrez en el cuarzo. A nivel intersticial, el cuarzo tiene extinción levemente ondulante, a excepción de los dominios más finos cuya extinción es recta.

Por otro lado, la muestra PEZ-54-A, es una vena leucocrática hospedada en las diatexitas y clasificada como sienogranito. Es grosogranular (3-7 mm), a veces presenta textura micropegmatítica. El espacio de poros entre los cristales de feldespato alcalino, cuarzo y plagioclasa, está ocupado por piscinas de feldespato alcalino y agregados de cuarzo anhedral.

En esta muestra se destaca la textura gráfica en cristales euhedrales grandes de feldespato alcalino. Además se observa pertita flama y agregados redondeados de mirmequita. Esta última, también se desarrolla en los bordes de plagioclasa anhedral en contacto con el cuarzo intersticial.

Localmente, los cristales subhedrales más grandes de plagioclasa exhiben sobrecrecimiento y desarrollo de caras cristalinas rectas contra el cuarzo de los poros.

Como representante de las diatexitas *schlieric* de la zona urbana de Puerto Escondido está la sección PEZ-03-D que corresponde a una muestra rica en leucosoma.

En este caso, el leucosoma está constituido por feldespato alcalino, parcialmente alterado, cuarzo y plagioclasa con esporádica biotita (<5%). Es holocristalino e inequigranular. El feldespato alcalino exhibe textura gráfica en abundancia y, localmente, puede ser microclina o pertita. En el caso de la textura gráfica las exsoluciones de cuarzo muestran cierta orientación y alargamiento.

El cuarzo se observa en tres dominios: 1) como cristales grandes subhedrales; 2) como cristales medianos con extinción ligeramente ondulante; 3) como agregados finos con formas anhedrales, equidimensionales y ligeramente redondeadas. La plagioclasa aparece como agregados finos, ligeramente sericitizados y en ocasiones, con una sutil saussuritización. La biotita se encuentra plegada y, a veces, alterada a clorita.

6.1.1.2. *Diatexitas Masivas*

Composicionalmente, las muestras PEZ-01-B y PEZ-01-C son granodioritas de biotita y hornblenda. La primera enseña una textura seriada, con 30-40 % de fenocristales de plagioclasa y cuarzo anhedral, en menor proporción, embebidos en una matriz fanerítica fina a media. Los fenocristales de mayor tamaño (4-6mm) se encuentran muy separados entre sí. Por su parte, los que constituyen el armazón son cristales de plagioclasa euhedral a subhedral (Figura 15 a), con tamaños entre 0.5 y 3 mm, que están unidos por las esquinas y, en ocasiones, por uno o dos de sus lados. Además, se encuentran ligeramente orientados, exhibiendo una posible imbricación. Los intersticios son amplios y están rellenos por cuarzo con extinción levemente ondulante y, ocasionalmente, en ajedrez (Figura 15 a); los agregados más finos

extinguen recto. Los feldespatos alcalinos, levemente peritéticos, se encuentran ocupando los espacios de mayor tamaño.

PEZ-01-C tiene menor proporción de fenocristales (15-20%), pero el tamaño de estos es mayor (3-8 mm). En general predominan las plagioclasas y cuarzos de formas subhedrales

Por su parte, la matriz es de grano más fino (<1mm) y de tonalidad mesocrática. El armazón en general es muy abierto debido a la heterogeneidad de los tamaños de grano y las características se asemejan mucho a las de PEZ-01-B.

Ambas muestras contienen dos tipos de biotita. Una anhedral, de color marrón-rojizo con extinción ondulante, que se encuentra incluida en plagioclasa o entre los poros más estrechos (Figura 15 d). La otra es de color marrón claro, subhedral dispuesta de forma subparalela. A veces se observa forrando los fenocristales de plagioclasa como si formara corredores donde posteriormente cristalizó el cuarzo.

6.1.1.3. *Diatexitas schollen*

La muestra PEZ-56-B, corresponde a un neosoma de las diatexitas *schollen* del área urbana de Puerto Escondido. Es de composición tonalítica, equigranular, de tamaño de grano medio (1-3 mm). Exterioriza un armazón abierto, conformado por cristales equidimensionales de plagioclasa euhedral a subhedral y cuarzo anhedral y subhedral, en el cual los cristales se juntan a través de las esquinas. Los cristales de plagioclasa desarrollan caras rectas en contacto con el cuarzo; también presentan zonación normal y saussuritización incipiente. El cuarzo del armazón tiene extinción en ajedrez poco desarrollada. Los espacios intersticiales están ocupados por feldespato alcalino levemente peritizado, esporádica mirmequita y agregados de biotita y cuarzo anhedral e irregular, recristalizado por migración de fronteras. Se observan algunas vetillas de feldespato (que se interpretan como fundido), con ramificaciones muy finas, que atraviesan la roca, pero no cortan los minerales de la roca encajante sino que desarrolla contactos entrelazados (*interlocking*) e interpenetrativos (Figura 15 f).

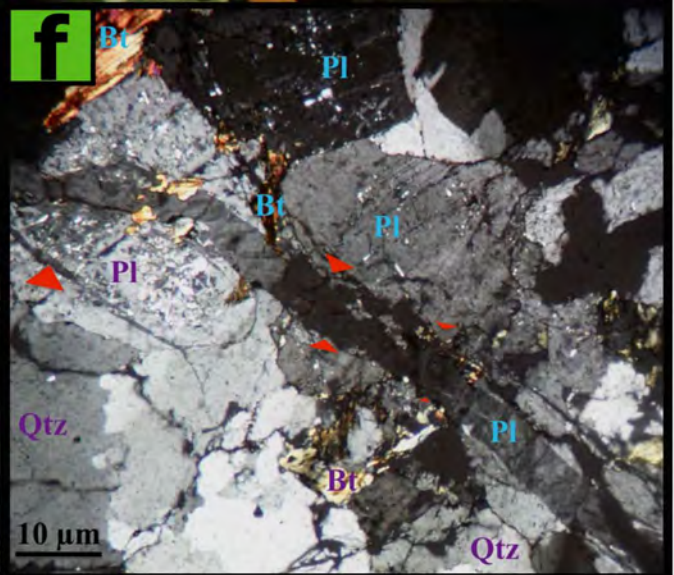
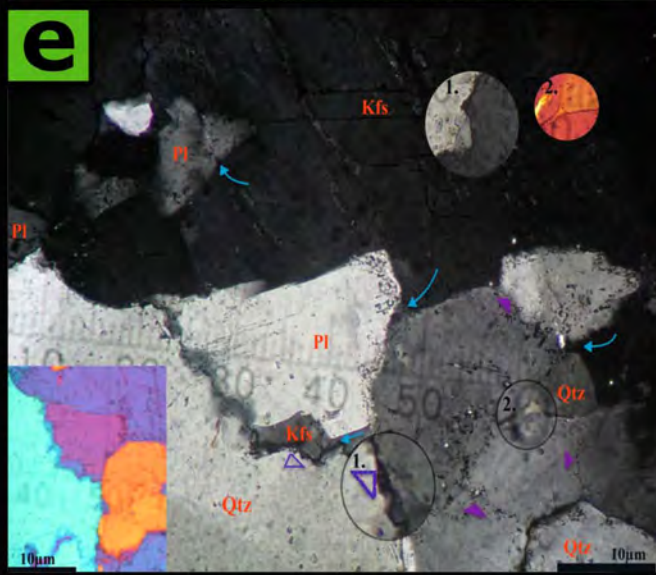
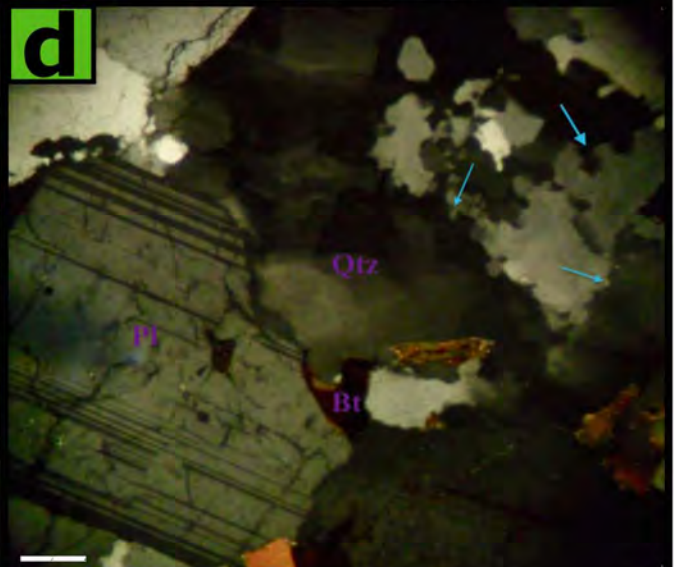
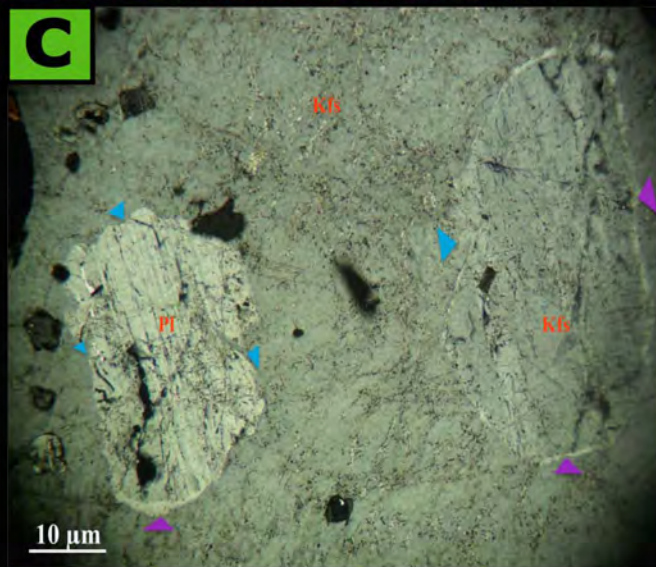
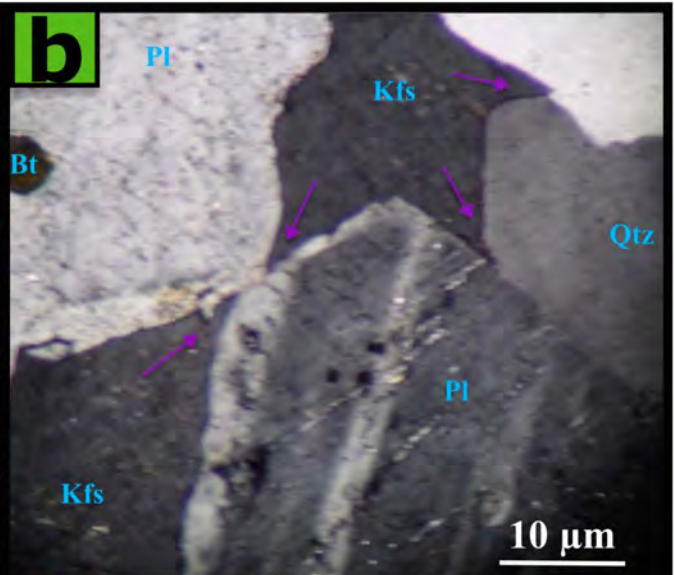
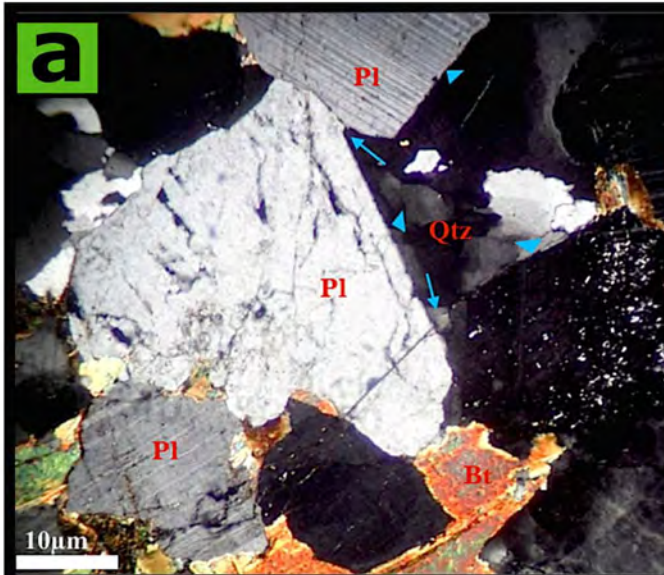


Figura 15: microfotografías en XPL mostrando diversas microestructuras en diatexitas: a) caras rectas de plagioclasa contra cuarzo intersticial que a su vez presenta extinción en ajedrez en la muestra PEZ-01-B; b) fundido con terminaciones en forma de cúspide, indicado por flechas moradas, rellenando espacios entre cristales del armazón en la muestra PEZ-01-C; c) piscinas de feldespato alcalino, de la muestra PEZ-01-C, rodeando cristales de plagioclasa y feldespato alcalino con los cuales exhibe contactos difusos e interpenetrativos (mostrados en azul). Las flechas moradas señalan bordes reacción o sobrecrecimiento. d) biotita intersticial y cuarzo anhedral con extinción en ajedrez y recristalización por migración de fronteras (flechas azules en la muestra PEZ-01-B). e) piscina de feldespato alcalino, de la muestra PEZ-53-A, en donde el fundido se adentra entre cristales del armazón, quedando atrapado como se observa en el círculo marcado con el número 2. Las flechas moradas señalan los contactos entre granos, marcados por inclusiones fluidas. Se muestran dos acercamientos con el objetivo de 10x: 1) microestructura de “cuentas de rosario” o “strings” entre cristales del armazón y 2) tomada con el compensador de λ , en donde se observa el fundido intersticial representado por cuarzo (color naranja). f) en la muestra PEZ-56-B los granos de la matriz son cortados por vetillas de fundido desarrollando contactos “interlocking” o interpenetrativos. Abreviaturas: cuarzo (Qtz), biotita (Bt), feldespato alcalino (Kfs) y plagioclasa (Pl).

6.1.2. Metatexitas

6.1.2.1. Metatexitas estromáticas de Puerto Escondido:

A este grupo pertenecen las muestras PEZ-03-C, PEZ-03-Cm, PEZ-03-E y PEZ-03-IV.

Estas muestras están constituidas por bandas de paleosoma intercaladas con lentes de melanosoma que a su vez están interdigitados con lentes de leucosoma. Los lentes de melanosoma tienen espesores de 0.5 a 2 mm y los de los de leucosoma entre 2 y 3 mm; las bandas de paleosoma son de mayor tamaño, entre 5 y 10 mm. Aunque el contacto entre neosoma y paleosoma suele ser difuso, los dominios de leucosoma se separan del paleosoma por medio de láminas de melanosoma con las cuales presenta un contacto marcado e irregular. Además, estas muestras contienen minerales accesorios como titanita y monacita que se reconocieron por medio del SEM y catodoluminiscencia.

El paleosoma es mesocrático, constituido por biotita roja, plagioclasa y cuarzo. Presenta estructura gneisosa espaciada, con dominios de clivaje definidos por biotita y microlitones de plagioclasa y cuarzo. Como minerales accesorios contiene circones elongados siguiendo la foliación, rutilos aciculares y otros opacos.

En general, la biotita es subhedral y exhibe exfoliación en una dirección. Sin embargo, existen algunos cristales anhedrales alrededor de granos de cuarzo, con los cuales muestra contactos interpenetrativos. La plagioclasa y el cuarzo son anhedrales con formas irregulares. Los granos más finos de cuarzo menudo exhiben formas redondeadas, los de mayor tamaño muestran contactos suturados y recristalización por migración de bordes.

En adición, el paleosoma contiene esporádicos parches de cuarzo, que pueden interpretarse como microleucosomas *in situ*.

El melanosoma corresponde a un esquistos de biotita y sillimanita con porfiroblastos de granate. La textura es foliada lepidoblástica, definida principalmente por biotita roja y sillimanita (Figura 16 a), con desarrollo de micropliegues. Los porfiroblastos de granate son anhedrales con formas redondeadas y ovaladas. Los redondeados se encuentran en cercanía a los dominios de leucosoma, los ovalados están alargados y orientados siguiendo la foliación.

La biotita es predominantemente subhedral y exhibe fuerte coloración roja y pleocroísmo. A menudo se encuentra alterada a clorita. La sillimanita, se presenta en cristales euhedrales a subhedrales con hábito

acicular-columnar. Adicionalmente, tiene opacos anhedrales, alargados en el sentido de la foliación y diseminados por toda la muestra, pero con mayor concentración en los melanosomas.

El leucosoma está constituido por plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino y biotita con sillimanita. Esta última se encuentra asociada, casi exclusivamente, a la biotita. La textura es granoblástica o foliada, gneisosa, espaciada y poco desarrollada; está dada por la biotita y la plagioclasa que se encuentra ligeramente elongada. Localmente, plagioclasa y la sillimanita pueden exteriorizar cierta imbricación siguiendo los micropliegues del melanosoma.

A excepción de la sillimanita, las fases son subhedrales. No obstante, en los sectores más ricos en fundido, los feldespatos alcalinos muestran caras rectas entre ellos o con cuarzo (Figura 16 b). La plagioclasa está moderadamente sericitizada y tiene esporádicas inclusiones de biotita. También puede presentarse como parches irregulares con terminaciones en forma de cúspide y contactos difusos con feldespato alcalino. Por su parte, la biotita tiene coloración menos intensa y está más cloritizada que en el melanosoma. Además, se encuentra rodeando los granos de plagioclasa y rellenando intersticios entre ellos. El cuarzo es escaso y, localmente, describe una cara recta en contacto con biotita. El feldespato alcalino exhibe pertitización leve y se pueden mostrar como películas delgadas alrededor de granos de la matriz o piscinas de fundido (Figura 16 b). La sillimanita es subhedral y anhedral con hábito más fibroso y de menor tamaño comparada con la del melanosoma.

6.1.2.2. *Metatexitas estromáticas de San Gabriel Mixtepec*

Las metatexitas estromáticas de San Gabriel Mixtepec están representadas en las muestras PEZ-38-C, PEZ-42-C, PEZ-45, PEZ-46, PEZ-48-A y PEZ-49.

En general, muestran estructura foliada gneisosa que, eventualmente, puede ser porfiroblástica con texturas específicas como poiquiloblástica, en cristales de feldespato alcalino, plagioclasa, hornblenda y allanita (Figura 16 c). La mayoría de los porfiroblastos, son de tamaños que varían entre (0.3 mm y 2 mm), se encuentran deformados y en algunos se observa rotación.

Las fases constituyentes de los **mesosomas** son: plagioclasa (27 %), cuarzo (24 %), hornblenda (23 %), biotita (17 %) y feldespato alcalino (9 %). Como fases accesorias contienen titanita, apatito, circón, allanita y opacos. Como minerales secundarios se encuentran la sericita y la clorita.

Los cuarzos son anhedrales, en ocasiones se muestran elongados y plegados. Los granos de cuarzo presentan tamaños heterogéneos, con extinción ondulante los más grandes y recta los agregados de tamaños menores. En los de mayor tamaño suele evidenciarse rotación de subgranos y migración de fronteras.

La plagioclasa exhibe formas anhedrales, macla polisintética y, a veces, macla de deformación. Con frecuencia muestra alteración moderada a sericita. También pueden presentar textura mirmequítica en los bordes, poco desarrollada, especialmente los cristales sin maclas. Ocasionalmente se observan cristales con extinción ondulante o lamelas de deformación.

El feldespato alcalino se encuentra como piscinas anhedrales con inclusiones de cuarzo redondeado, apatito y de plagioclasa subhedral. Muy ocasionalmente se hallan cristales con la macla de enrejado de la microclina o con macla de Carlsbad y texturas de exsolución gráfica o pertítica. Los contactos entre

los feldespatos que conforman las piscinas y los cuarzos circundantes, son rectos y con los otros feldespatos son puntiagudos o interpenetrativos.

El anfíbol encontrado es hornblenda y suele presentarse con formas anhedrales, de color verde con pleocroísmo fuerte. Algunos exhiben la exfoliación típica en dos direcciones.

La biotita es marrón, fuertemente pleocroica y con formas subhedrales y a veces anhedrales. Con frecuencia se observa alteración a clorita y segregación de opacos en los bordes. Puede encontrarse en hábito fibroso o plegada rodeando los porfiroblastos.

La clorita muestra coloración verde con pleocroísmo de verde claro a verde-amarillento. Sus colores de interferencia son grises (de primer orden), verde o azul Berlín (anómalo).

Las piscinas de feldespato alcalino, mencionadas previamente, son microestructuras que se interpretan como fundido cristalizado, al igual que los pequeños parches de cuarzo y feldespato, que exhiben forma de esquirlas y se encuentran entre los poros de plagioclasa y cuarzo. Las inclusiones redondeadas de los feldespatos representan las fases reaccionantes para la formación del fundido.

Por otro lado, los **leucosomas** composicionalmente corresponden a granodioritas de biotita o de hornblenda. Las asociaciones minerales son Qtz+Pl+Kfs+Bt y Qtz+Pl+Kfs+Hbl ±Bt, respectivamente. Como fases accesorias se encuentran apatito, titanita, circón, allanita y opacos, y como secundarias la clorita y la sericita.

La mayoría de **leucosomas** en estas migmatitas están foliados con estructura gneisosa y eventualmente, enseñan porfiroclastos. Los menos deformados, como la muestra PEZ-46, son holocristalinos, a veces equigranulares. En esta muestra domina un esqueleto, con poco espacio intergranular, constituido por cristales anhedrales de plagioclasa, cuarzo, y hornblenda. En general exhiben formas equidimensionales, a excepción de la hornblenda que tiene hábito tabular, esporádicamente subhedral. Los poros de la roca han sido rellenados por hojuelas de biotita, agregados finos de cuarzo y parches o piscinas de feldespato alcalino pertítico o cuarzo con terminaciones en forma de cúspide. Los contactos entre piscinas de feldespato alcalino y hornblenda son rectos; con la plagioclasa son ondulados o difusos. Estos últimos se observan en sitios donde hay desarrollo de mirmequita en los bordes de la plagioclasa. Adicionalmente, el cuarzo se presenta como inclusiones redondeadas en las piscinas de feldespato.

Los otros **leucosomas** están constituidos por cristales, en su mayoría anhedrales, de plagioclasa y cuarzo con algunos subhedrales de hornblenda, biotita y allanita. No obstante, los cristales de titanita y apatito se muestran euhedrales eventualmente. El feldespato alcalino forma piscinas con pertitización moderada y contactos lobulados con los minerales del armazón, salvo la plagioclasa con quien tiene contactos *interlocking* (Figura 16 f).

Los cristales de cuarzo están elongados y orientados, con extinción ondulante y formación de subgranos. Localmente, exteriorizan recristalización por migración de bordes.

Los feldespatos exhiben texturas granofíricas, poco desarrolladas, diseminadas tanto en el armazón como en las piscinas; la mirmequita se observa solo en los márgenes de los cristales. La plagioclasa también se presenta como porfiroclastos con macla de deformación y sericitización incipiente; a su alrededor se observan agregados finos de cuarzo y feldespato alcalino recristalizados y, ocasionalmente, biotita con hábito fibroso.

Por último, algunas de las **venas leucocráticas** en este tipo de rocas (p.ej. PEZ-38-C), son equigranulares de tamaño grueso constituidos casi exclusivamente por cuarzo (96 %) con plagioclasa (3%), biotita (1%) y opacos. El cuarzo es anhedral con formas aserradas y tiene extinción ondulante o en ajedrez, con evidencia de migración de frontera de granos. La plagioclasa es anhedral y muestra sericitización intensa. La biotita es anhedral, con hábito localmente acicular y puede exteriorizar micropliegues incipientes.

6.1.2.3. *Metatexitas parchadas*

De las secciones delgadas seleccionadas para este estudio, las muestras PEZ-08, PEZ-42-B y PEZ-59-A pertenecen a las clasificadas como metatexitas parchadas.

La muestra PEZ-08 pertenece a un **mesosoma** o **paleosoma** de las metatexitas parchadas (Figura 12 a). Se trata de un gneis de hornblenda y plagioclasa con foliación espaciada, definida por hornblenda y biotita (marrón) con microlitones de plagioclasa y cuarzo y feldespato alcalino. Exhibe porfiroblastos anhedrales de plagioclasa con inclusiones de biotita, clorita y cuarzo redondeado. Esta clorita es secundaria, formada a partir de biotita. También se muestran agregados finos de plagioclasa con textura mirmequítica en contacto con el cuarzo. Se observa macla de deformación en plagioclasa y recristalización por migración de bordes y rotación de subgranos en el cuarzo.

Los **paleosomas** más deformados de las metatexitas parchadas (p. Ej. PEZ-42-B) pueden tener porfiroclastos de plagioclasa y cuarzo, al igual que agregados finos de cuarzo recristalizado y hojuelas de biotita con deflexión (Figura 16 c). La biotita puede estar como aglomeraciones alrededor de porfiroclastos, o como granos individuales diseminados. Por su parte, los agregados de cuarzo recristalizado son abundantes, se muestran elongados, orientados y con extinción ondulante suave. El mecanismo de recristalización que predomina es el de rotación de subgranos, pero también se observa bulging en proporciones bajas.

Los **leucosomas** al igual que los **mesosomas**, pueden enseñar microestructuras porfiroblásticas. La foliación está definida principalmente por hornblenda.

Los cuarzos ilustran formas anhedrales, irregulares o redondeadas. Los de formas redondeadas tienen extinción recta, los demás extinción ondulante. La plagioclasa exhibe textura mirmequítica en los bordes y el feldespato alcalino presenta flama. En estas rocas la plagioclasa, el cuarzo y el feldespato alcalino constituyen una matriz que ha sido rellenada por piscinas anhedrales de feldespato alcalino, algunas con terminaciones en forma de cúspide y otras extensiones más alargadas alrededor de los granos (Figura 16 e). Eventualmente, las piscinas muestran delgadas películas de feldespato alcalino alrededor de los granos de la matriz (Figura 16 e). Tanto las piscinas como las películas son evidencias de fusión parcial y se interpretan como fundido cristalizado. Los cristales de la matriz pueden describir formas redondeadas en contacto con el fundido por corrosión de los minerales reaccionantes (Figura 16 d).

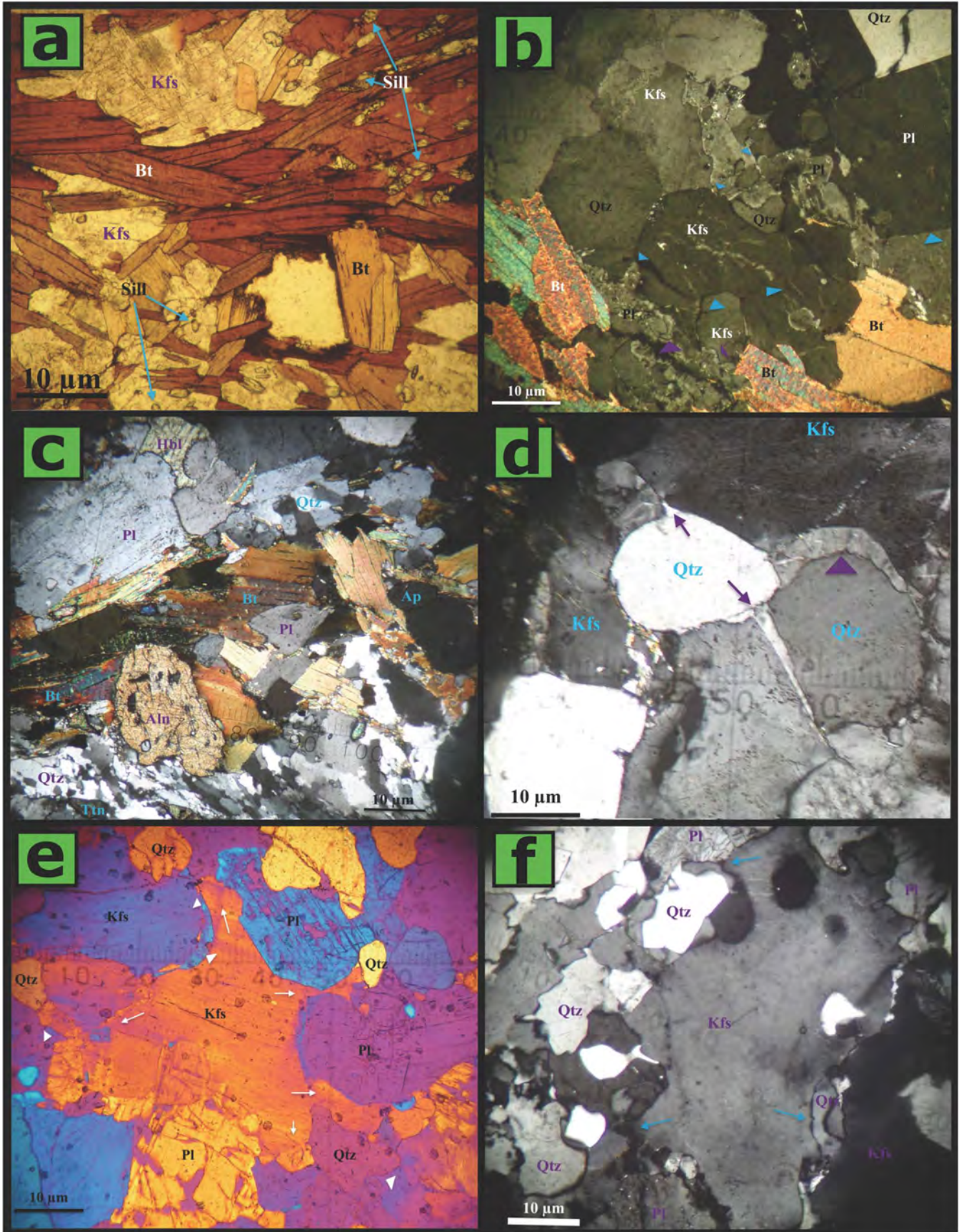


Figura 16: a) microfotografía en PPL de la muestra PEZ-03-C donde se observa un melanosoma rico en biotita y sillimanita. b) microfotografía de PEZ-03-Cm, en XPL, mostrando el contacto entre melanosoma (rico en biotita) y leucosoma. Las flechas azules señalan los contactos que desarrollaron los feldespatos alcalinos con las otras fases. Las flechas moradas señalan delgadas películas de feldespato alcalino interpretadas como fundido. c) microfotografía del paleosoma de una metatexita parchada (PEZ-42-B), en XPL, mostrando biotita orientada y ligeramente plegada, agregados de cuarzo recristalizado por rotación de subgranos, rotación de un porfiroblasto de allanita, entre otras texturas. d) microfotografía en XPL de la muestra PEZ-59-A, en la que se observan microestructuras de fusión parcial tales como cuarzos redondeados con bordes de fundido con extremos alargados en uniones triples (flechas moradas) y películas delgadas de fundido entre cuarzo y feldespato del armazón (triángulo morado). e) Microfotografía de PEZ-59-A, tomada con el compensador de λ , en la que se observa una piscina de fundido con formas de cúspide y otras extensiones alargadas entre las fases del armazón. f) fotografía en XPL de la muestra PEZ-48-A en la que se observa una piscina de feldespato alcalino cristalizado a partir de fundido. Las flechas azules señalan fundido intragranular y películas de cuarzo entre la piscina y los minerales del armazón. Abreviaturas: allanita (Aln), apatito (Ap), biotita (Bt), cuarzo (Qtz), feldespato alcalino (Kfs), plagioclasa (Pl) y titanita (Tm).

6.2. Otras litologías

La muestra PEZ-06-A es un **esquistó** que podría corresponder a un **paleosoma**. Está constituido por cuarzo, biotita, ortoclasa y plagioclasa, con opacos, apatito y circón como accesorios. Exterioriza textura foliada esquistosa de grano medio. La foliación es espaciada, con microlitones de cuarzo y plagioclasa y dominios de clivaje constituidos por biotita (marrón). Localmente, exhibe una textura más gruesa, de apariencia gneisosa con porfiroblastos de feldespato alcalino. En estos dominios se reconoce la asociación mineral de ortoclasa, cuarzo y biotita.

Los porfiroblastos de feldespato alcalino son anhedrales y alargados y contienen inclusiones de biotita y óxidos de hierro. Algunos de ellos muestran su corte basal con exfoliación a 90° (Figura 17). Los cuarzos son anhedrales, con extinción ondulante y ocasionalmente en ajedrez. También pueden tener subgranos y recristalización incipiente, por migración de fronteras. En algunos sectores se presentan como agregados finos con extinción recta.

La biotita es de color pardo, ligeramente amarillento, con pleocroísmo fuerte, formas subhedrales y exfoliación en una dirección. En algunos sectores se observa alteración incipiente a clorita. La plagioclasa es anhedral y puede mostrar macla polisintética y sericitización incipiente. Adicionalmente, puede contener inclusiones de biotita subhedral y cuarzo redondeado.

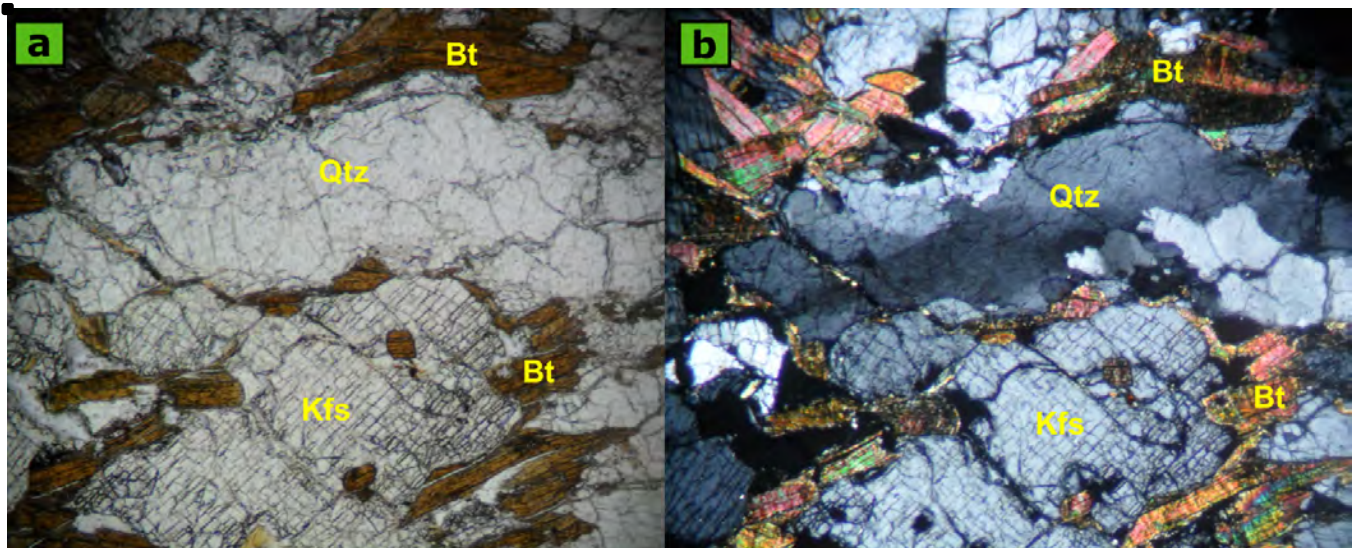


Figura 17: microfotografía de un esquistó biotítico cuarzofeldespático, correspondiente a la muestra PEZ-06-A, tomada con el objetivo de 5x en PPL a) y XPL b). Se observa el cuarzo (Qtz) deformado con extinción ligeramente ondulante, con biotita (Bt) orientada y plegada y feldespato alcalino (Kfs) cortado en su sección basal.

7. Geocronología

Para la determinación de las edades de migmatización asociadas a los eventos de deformación dúctil, se trabajaron seis muestras de posibles leucosomas y venas leucocráticas. Casi en su totalidad corresponden a leucosomas extraídos de migmatitas metatexiticas, a excepción de la muestra PEZ-03-E, representativa de un melanosoma-mesosoma proveniente de una migmatita estromática del área de Puerto Escondido (Estación PEZ-03; Figura 2).

De estas muestras, PEZ-03-C, PEZ-08 y PEZ-42-C corresponden a neosomas de migmatitas que fueron afectadas por las firmas estructurales mostradas en las figuras 13 y 14. Los datos analíticos de estas muestras se encuentran en el Anexo 3.

El leucosoma **PEZ-03-C** (Figura 9 e), fue cuidadosamente separado de su respectivo melanosoma y mesosoma razón por la cual resulta ser una muestra muy homogénea. La mayoría de los cristales (13 circones, 15 datos entre núcleos y bordes) presentan edades del Oligoceno (25.6 Ma-32.5 Ma) con esporádicas intervenciones de circones del Paleoceno (62.8 Ma) y Eoceno (42 y 53.6 Ma; Figura 18 a y c). Los cristales son predominantemente alargados y subhedrales, algunos con esquinas redondeadas y, ocasionalmente, prismáticos euhedrales e incluso anhedrales ovalados (Figura 18 b). En general no se observa zonación en la catodoluminiscencia. No obstante, algunos de ellos exhiben delgados bordes de recristalización. En esta muestra, las relaciones Th/U son menores de 0.1 (Figura 19), lo que sugiere que son circones formados en un ambiente metamórfico según Rubatto (2002).

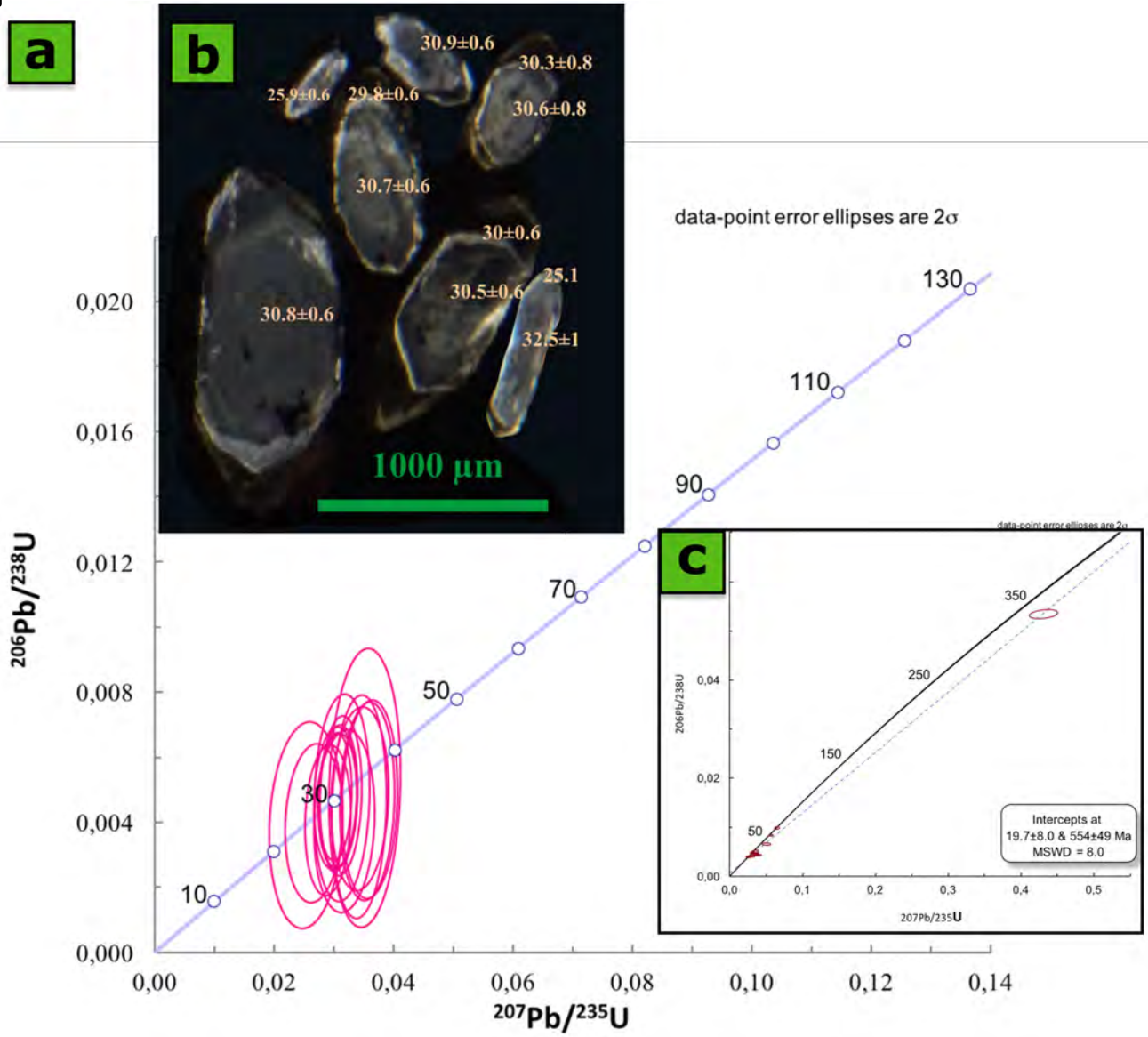


Figura 18: circones de la muestra PEZ-03-C. a) gráfica de concordia mostrando los datos de los circones del Oligoceno. b) imagen de catodoluminiscencia de algunos circones pre-ablación en donde se observan sus edades en Ma. c) gráfica de concordia de la muestra general.

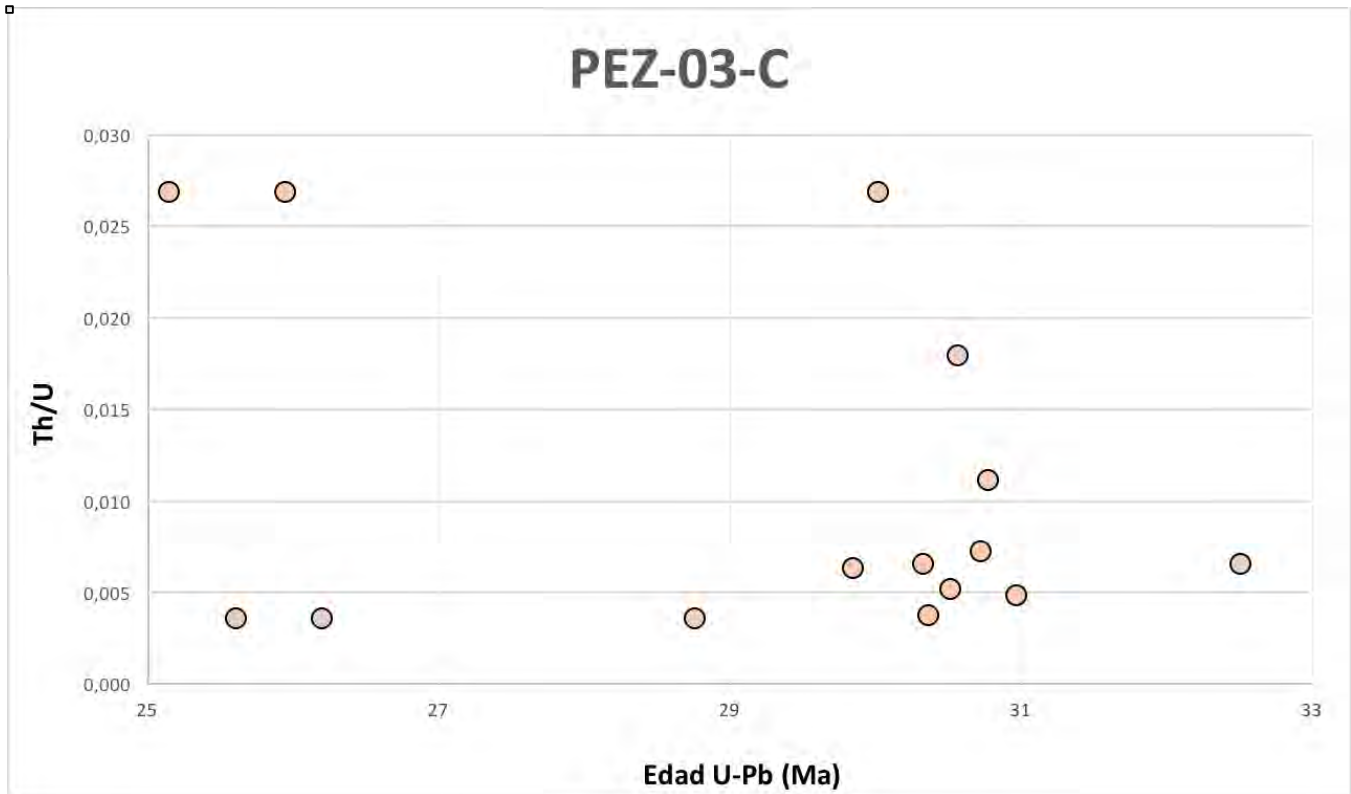


Figura 19: gráfica Th/U vs edad del leucosoma PEZ-03-C. Aunque la mayoría de los puntos representan circones del Oligoceno, los colores de cada uno coinciden con los de la tabla del tiempo geológico (International stratigraphic chart) de la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas (IUGS por sus siglas en inglés).

En general, los cristales de la muestra **PEZ-03-E** son anhedrales, subredondeados y, en menor proporción, subhedrales, alargados (Figura 20 b). Ocasionalmente exhiben zonación incipiente, pero en la mayoría no se observa. Esta mezcla de melanosoma-mesosoma presenta edades muy variadas (766 Ma-104.6 Ma), pues incluye circones del Neoproterozoico, Paleozoico y Mesozoico (Figura 20 a). Además, el circón más joven encontrado pertenece al Eoceno (47.1 Ma; Figura 20 c); no obstante, podría corresponder a un residuo del leucosoma. Algunos de los circones jóvenes que se ven en la Figura 20 a, han sido excluidos porque exceden el rango de discordancia utilizado en este estudio.

Sin embargo, se puede reconocer un grupo de cinco circones concordantes con edades del Ordovícico al Silúrico (481.2 Ma-426.1 Ma; de color turquesa y verde menta, respectivamente, en la Figura 20 c), con morfologías alargadas y con zonamiento sectorial. También se observa un circón jurásico concordante, con edades de 169.1 Ma en el núcleo y 166.7 Ma en el borde.

Adicionalmente, los circones de PEZ-03-E presentan recristalización moderada en los bordes y relaciones Th/U menores de 0.1 a excepción de tres circones: uno del Cretácico tardío de 104.6 Ma, uno pérmico de 274.2 Ma y uno del Carbonífero de 359.1 Ma que muestran valores superiores a 0.5 (Figura 20 c).

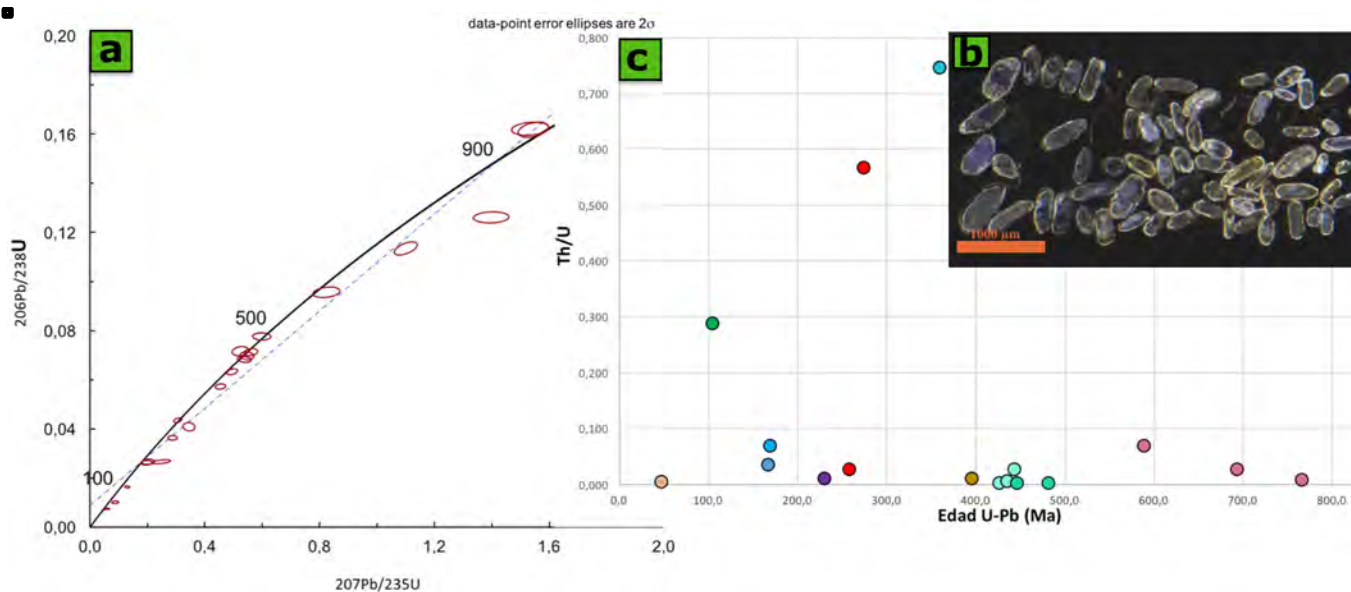


Figura 20: muestra PEZ-03-E: a) gráfica de concordia general b) imagen de catodoluminiscencia de circones pre-ablación y c) relaciones Th/U en la cual se observan circones heredados en el mesosoma-melasoma de la migmatita estromática. Los colores de b) corresponden con los de la tabla de tiempo geológico.

La muestra **PEZ-08** es un neosoma proveniente de una migmatita parchada (Figura 12 a), localizada al sur de la Falla de San Pedro, a los alrededores de la localidad El Salitre (Figura 2). En esta muestra se encontraron dos grupos de circones, el más antiguo presenta edades del Pérmico (ver Anexo 3, Muestra PEZ-08) y el más joven del Eoceno-Oligoceno (Figura 21 a). El primer grupo se caracteriza por presentar cristales subhedrales, cortos, con zonación moderada, parcialmente regular, y recristalización leve (Figura 21 c). Según estas características podrían corresponder a circones metamórficos de alta temperatura (Corfu *et al.*, 2003), a partir de cristales euhedrales que posteriormente fueron recristalizados. Los puntos de los análisis fueron tomados en núcleos y bordes, presentando edades entre 268 y 296 Ma (Anexo 3, Muestra PEZ-08).

El segundo grupo exhibe cristales euhedrales y subhedrales alargados y, esporádicamente, algunos anhedrales subredondeados con zonación oscilatoria hacia el centro. Presentan recristalización local y sus edades están entre 24.1 Ma y 42.4 Ma. La mayoría de estos circones tienen relaciones Th/U entre 0.55 y 0.86 (Figura 21 b), por lo que corresponderían a cristales magmáticos (Th/U ≥ 0.5) según Hoskin y Schaltegger (2003). No obstante, se presenta un circón con la relación Th/U < 0.1 que caracteriza a los circones metamórficos (Rubatto, 2002) y otros tres circones con valores muy cercanos a este (Figura 21 b).

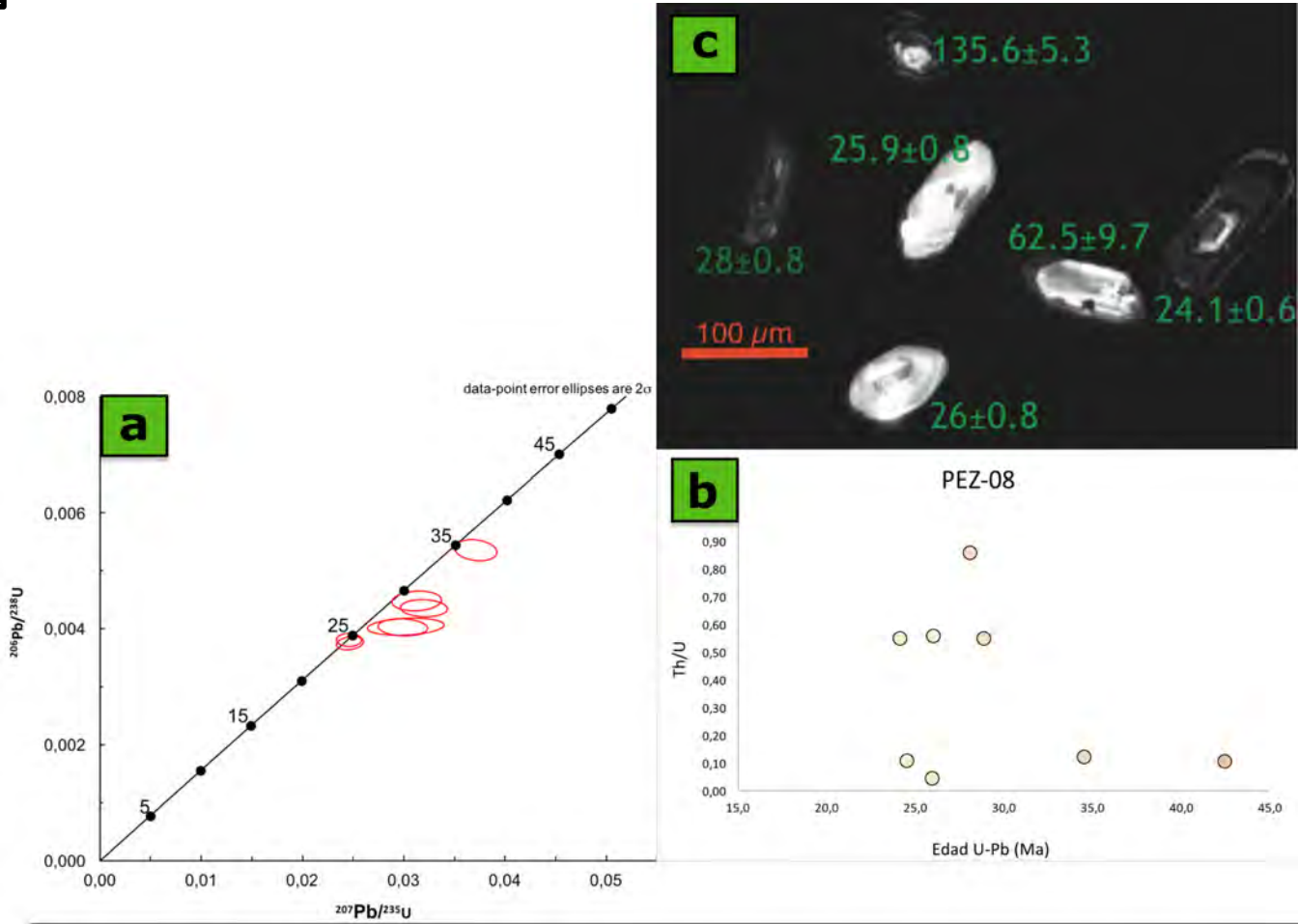


Figura 21: muestra **PEZ-08:** a) gráfica de concordia y b) relaciones Th/U vs edad de los datos correspondientes al Cenozoico. En estas dos figuras se excluyen los datos más antiguos. c) imagen de catodoluminiscencia (post-ablación) de algunos de los circones datados (las edades están en Ma).

La muestra **PEZ-27-C** fue obtenida de un conjunto de venas leucocráticas bifurcadas albergadas en un mesosoma ortognésico (Figura 2). Presenta un grupo de circones heredados, recrystalizados a partir de cristales euhedrales, con zonación homogénea y edades del Mesoproterozoico (1315 Ma) y Jurásico (163.5 Ma) en el núcleo, y del Paleoceno en los bordes (Figura 22 a). Sin embargo, la gran mayoría de circones corresponden a un grupo que exhibe morfologías euhedrales, con zonación homogénea continua y recrystalización muy leve (Figura 22 b). En este grupo, los análisis tomados en los núcleos muestran edades muy similares a las de los bordes y cubren un rango desde el Paleoceno hasta el Eoceno (59.5-49.1 Ma). Gran parte de estos cristales tienen relaciones Th/U ≥ 0.5 (Figura 22 c), por lo que podrían corresponder a cristales ígneos (Hoskin y Schaltegger, 2003) recrystalizados o metamórficos de alta temperatura (Varva *et al.*, 1999; Carson *et al.*, 2002; Kelly y Harley 2005; Harley *et al.*, 2007); en menor cantidad presentan relaciones inferiores a 0.1, correspondientes a circones metamórficos (Rubatto, 2002).

Adicionalmente, en el diagrama de concordia se observa un circón concordante con edad oligocénica, no obstante, es probable que sea de otra muestra por contaminación en el proceso de montaje de los granos.

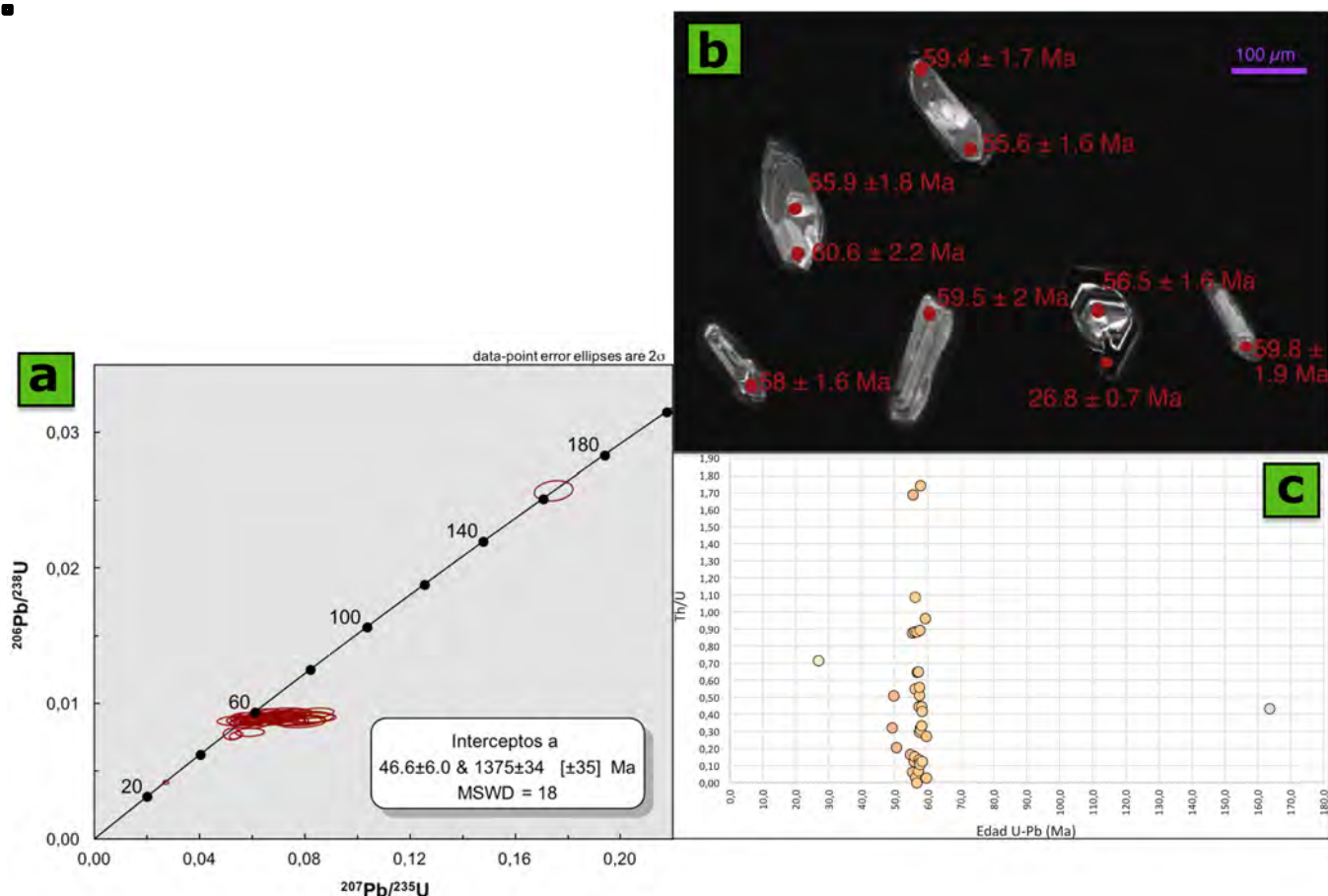


Figura 22: a) gráfica de concordia b) imagen de catodoluminiscencia post-ablación y c) relaciones Th/U vs edad de los circones de la muestra PEZ-27-C. Los colores de b) corresponden con los de la tabla de tiempo geológico.

Al norte de la zona de estudio se extrajo la muestra PEZ-42-C (Figura 2), la cual constituye un leucosoma de una metatexita estromática (Figura 11 b y d). De la briqueta preparada se seleccionaron 35 puntos de núcleos y bordes de cristales de diferentes formas y tamaños y se encontraron tres grupos de circones: El más antiguo está conformado por cristales probablemente heredados, exhiben zonación oscilatoria bien desarrollada y recristalización local. En general son euhedrales y alargados, pero también hay anhedrales redondeados que solo conservan el núcleo (Figura 23 a). El análisis de estos circones reporta núcleos con edades proterozoicas entre 649 y 1225 Ma, y bordes del Cenozoico (Figura 23 b).

El segundo grupo son circones recristalizados con núcleos heredados; presentan formas subhedrales y zonación moderada en los extremos. En estos circones se encuentran edades pérmicas, que varían entre 252.4 y 274.8 Ma.

El último grupo enseña las edades más jóvenes (22-27 Ma), entre el Oligoceno y Mioceno, siendo predominantes las primeras (Figura 24 a). Se caracteriza por presentar cristales alargados, prismáticos, en su mayoría euhedrales con tamaños entre 180 y 200 μm (Figura 23 a); la zonación es escasa o inexistente, pero muestran recristalización. Existe también una minoría de circones anhedrales con zonación, que parecen corresponder a los núcleos. Los especímenes zonados tienen relaciones Th/U entre 0.69 y 0.88 (Figura 24 b), es decir que coinciden con el criterio para discriminar circones magmáticos (Hoskin y Schaltegger, 2003). En los euhedrales esta relación varía entre 0.17 y 0.35 (Figura

23 c), por lo cual, podría decirse que son cristales metamórficos, recristalizados de alta temperatura (Varva *et al.*, 1999; Carson *et al.*, 2002; Kelly y Harley, 2005; Harley *et al.*, 2007).

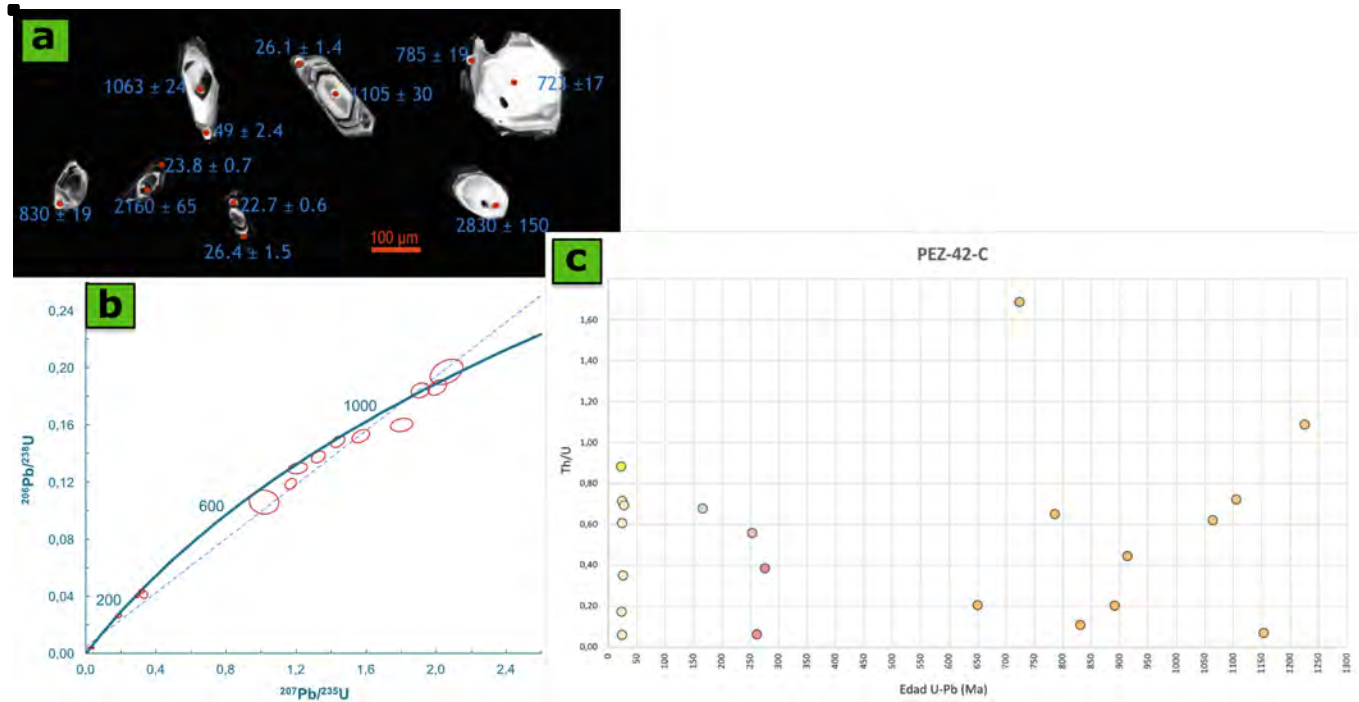


Figura 23: muestra PEZ-42-C: a) imagen de catodoluminiscencia de circones post-ablación (las edades están dadas en Ma); b) gráfica de concordia general y c) relaciones Th/U de los datos seleccionados con colores según la tabla del tiempo geológico.

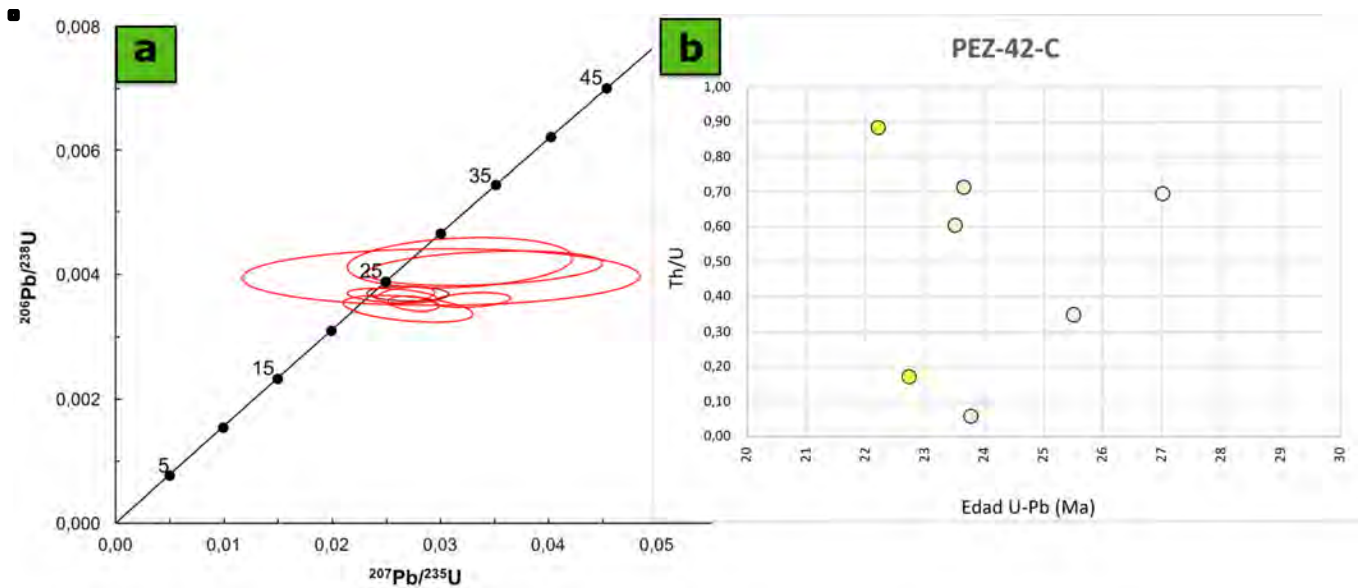


Figura 24: muestra PEZ-42-C: a) gráfica de concordia de los circones cenozoicos y b) relaciones Th/U de los circones cenozoicos seleccionados. Los colores de b) según la tabla del tiempo geológico.

El neosoma analizado **PEZ-43-B** pertenece a una migmatita con morfología estromática localizada a los alrededores de San Gabriel Mixtepec (Figura 2). Esta muestra está conformada por dos grupos de circones (Figura 25 a). El grupo de los cristales más antiguos exhibe predominantemente morfologías anhedrales, alargadas, con recristalización intensa y zonación poco evidente en catodoluminiscencia. Corresponden a circones heredados con edades que abarcan gran parte del Proterozoico, desde 1488 Ma hasta 1075 Ma.

El grupo más abundante en esta muestra reporta edades del Jurásico (Figura 25 b y c) y se caracteriza por presentar cristales anhedrales, cortos, algunas veces rotos y predominantemente oscuros en catodoluminiscencia (Figura 25 d); no están zonados, pero se observa recristalización local. Adicionalmente, se encuentran esporádicos circones alargados y subhedrales de esta misma edad.

Las relaciones Th/U de los circones proterozoicos varían principalmente entre 0.1 y 0.4 (Figura 25 c), sugiriendo que posiblemente corresponden a circones recristalizados (Varva *et al.*, 1999; Carson *et al.*, 2002; Kelly y Harley, 2005; Harley *et al.*, 2007). Por su parte, algunos de los circones Jurásicos entran en el rango de los circones metamórficos (<0.1; Rubatto, 2002), pero la mayoría tienen relaciones Th/U < 0.35, por lo que podrían ser magmáticos aunque no cumplen el criterio de Hoskin y Schaltegger (2003) $Th/U \geq 0.5$.

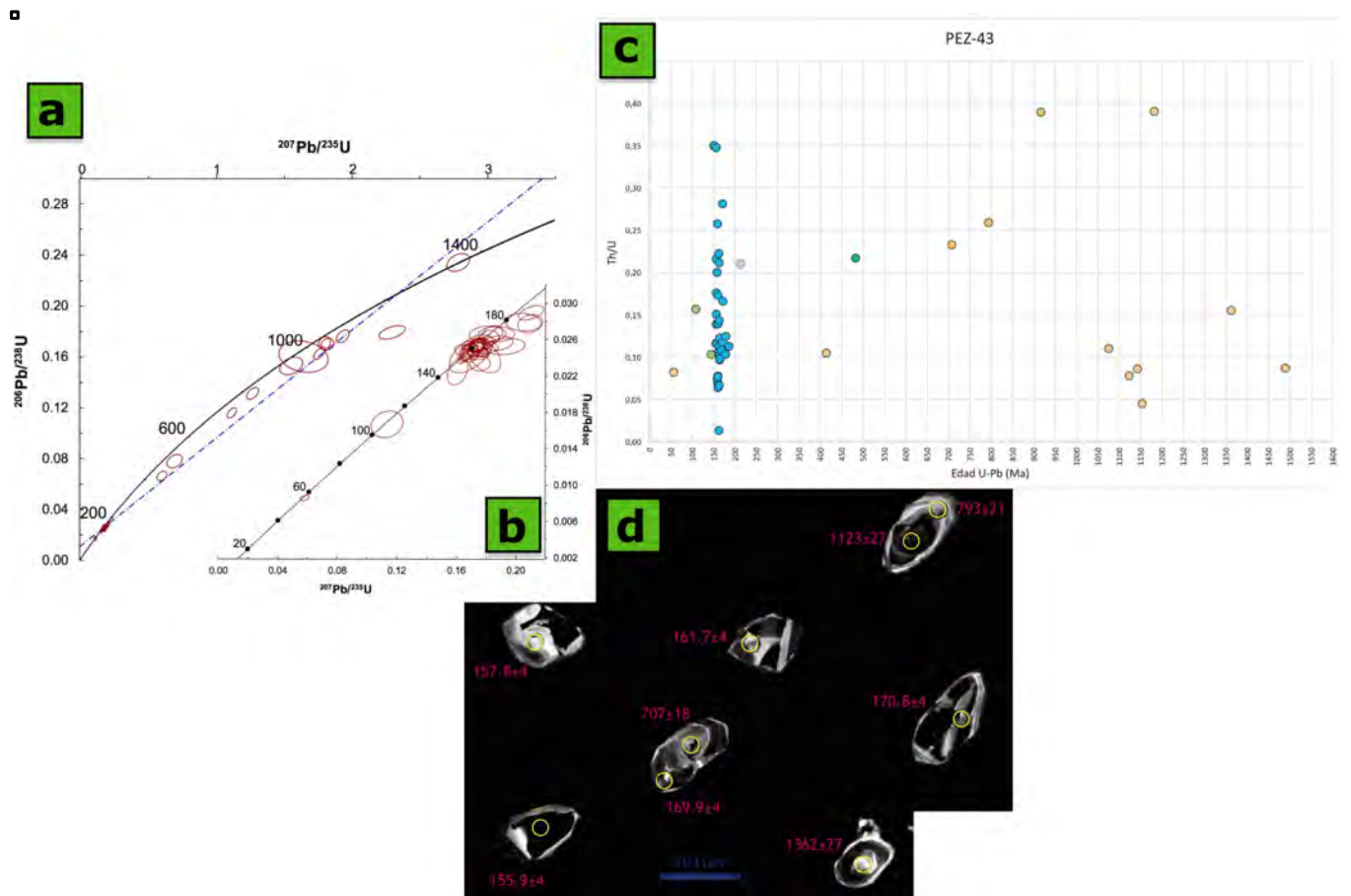


Figura 25: Muestra **PEZ-43-B** (imágenes modificadas de Peña-Alonso *et al.*, 2017: a) gráfica de concordia general; b) gráfica de concordia de los circones más jóvenes; c) relaciones Th/U vs edad de los circones; d) imagen post-ablación de algunos de los circones analizados. Las edades están dadas en millones de años.

8. Discusión

Las rocas del Complejo Xolapa encontradas entre San Gabriel Mixtepec y Puerto Escondido, Oaxaca, presentan diversas litologías y múltiples estados de deformación y anatexis. A través del análisis de los datos estructurales y las relaciones de campo, se identificaron cuatro firmas estructurales en toda la extensión de la zona de estudio, que podrían corresponder a diferentes eventos de deformación de carácter regional.

Es importante recordar que la estimación de las fracciones de fundido en las migmatitas se realizó de una forma cualitativa, teniendo en cuenta proporciones subjetivas de neosoma (leucosoma), con respecto a las del paleosoma.

La dificultad para definir el grado de fusión parcial en las migmatitas radica principalmente en la naturaleza de los protolitos, ya que gran parte de ellos corresponden a cuerpos intrusivos y metaígneos de composición granítica y muchos provienen de migmatitas de eventos más antiguos respecto al que se estudia en el presente trabajo. En el caso de los protolitos graníticos, la composición mineralógica no varía notablemente con relación al neosoma y esto dificulta diferenciarlo del paleosoma. En el segundo caso, el problema reside en que no siempre es posible, o fácil, diferenciar las mesoestructuras de cada evento de migmatización.

8.1. Edad de la anatexis y deformación

En general, las muestras de migmatitas que se tomaron para el análisis geocronológico se caracterizan por ser leucosomas formados *in situ* y con mesoestructuras que se generan bajo regímenes de deformación coetánea con la anatexis (Figura 3 b). Por lo tanto, la edad de migmatización delimitaría la edad del último evento de deformación; en este caso la deformación sin-anatética pertenece al Oligoceno.

Los leucosomas de metatexitas que reportan edades del Oligoceno, están distribuidos en toda la zona y pertenecen a diferentes protolitos. Así, la parte sur del área de estudio está representada por la muestra PEZ-03-C, extraída de Puerto Escondido cuyo protolito corresponde a una metapelita que, según la asociación mineral Bt+Sill+Grt+Qtz+Pl+Kfs, podría haber alcanzado facies granulita baja (p.ej. Miyashiro, 1973; Sawyer, 2008) durante la anatexis. En este leucosoma cristalizaron los circones más antiguos del Oligoceno con edades concordantes, entre 32.5 y 25.6 Ma y bajas relaciones Th/U, que se explicarían por la formación de monacita previa a la de los circones (Harley *et al.*, 2007).

Por otro lado, los circones de las migmatitas del área central (PEZ-08) y norte (PEZ-42-C), formadas a partir de gneises de Hbl+Pl+Bt+Qtz e intrusivos cuarzofeldespáticos, respectivamente, exhiben edades más jóvenes con tendencia hacia el norte (San Gabriel Mixtepec). En la muestra PEZ-08, con edades entre 28.8 y 24.11 Ma, la mayoría de los cristales presentan características morfológicas y relaciones Th/U propias de los circones magmáticos ($Th/U \geq 0.5$; según Hoskin y Schaltegger, 2003). En contraste, las edades oligocénicas concordantes, que se prolongan hasta principios del Mioceno (27-22.2 Ma), de PEZ-42-C se reportan en bordes de circones heredados del Proterozoico y el Pérmico, que muestran relaciones Th/U tanto de condiciones metamórficas como magmáticas. Esto podría sugerir que los

circones recrystalizaron bajo condiciones de metamorfismo en equilibrio con fundido anatético (Vavra *et al.*, 1999; Hoskin y Schaltegger, 2003; Harley *et al.*, 2007).

8.2. Etapas de deformación durante el evento de anatexis del Oligoceno

A partir de la caracterización de afloramientos y los estereogramas, se encontró que las diatexitas de la zona poseen una tendencia estructural notablemente diferente a la que exhiben las metatexitas y demás litologías seleccionadas para este estudio. Por esta razón, podría decirse que el último evento de fusión parcial y deformación se llevó a cabo en dos etapas: una primera etapa (etapa 1) en la que se generaron las fábricas magmáticas, seguida por una etapa que dio lugar a fábricas fuertemente desarrolladas (etapa 2).

La primera etapa (etapa 1) del evento de deformación se evidencia al sur del área de estudio, donde se encuentra afectando a las diatexitas de Puerto Escondido. Allí, los datos estructurales de las diatexitas muestran una tendencia general que podría pertenecer a un sistema de pliegues, donde los planos de los flancos se inclinan principalmente hacia el SW y el E y las lineaciones se concentran en el sur y en el oriente, respectivamente. La segunda etapa (etapa 2) de deformación se distribuye en gran parte del área, de norte a sur, y se observa principalmente en fábricas de estado sólido encontradas en las metatexitas y sus paleosomas.

A esta etapa también corresponderían los elementos cinemáticos encontrados en toda la extensión de estas migmatitas, tales como sigmoides, budines y balsas deformadas que evidencian una cizalla izquierda contemporánea con la anatexis.

8.2.1. Etapa 1: Flujo magmático y microestructuras de fusión parcial en diatexitas

A escala de afloramiento, las diatexitas podrían fácilmente confundirse con cuerpos intrusivos, algunos de ellos deformados. Sin embargo, exhiben las distintas mesoestructuras típicas de las migmatitas de alto grado de fusión parcial (masivas, *schollen* y *schlieric*) y, localmente, parchecitos leucocráticos irregulares de fundido fraccionado o residual y algunas venas leucocráticas de neosoma (Sawyer, 2008).

En el proceso de anatexis para la formación de las diatexitas de Puerto Escondido se desarrollaron las fábricas que definen la primera etapa de deformación del Oligoceno. Así, la foliación magmática, la disposición paralela de cristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa, la elongación de enclaves máficos y las estructuras *schlieren* se originaron como consecuencia del flujo magmático generado durante la cristalización de los minerales, pero antes del enfriamiento total de la roca (Vernon, 2000; Passchier y Trouw, 2005).

Aparte de la foliación magmática, la evidencia de fusión parcial más destacada en las diatexitas de Puerto Escondido se observa en los fenocristales euhedrales de plagioclasa que conforman el armazón, en donde el desarrollo de caras cristalinas rectas en contacto con el cuarzo de la matriz sucedió durante la

cristalización de fundido anatético (Sawyer, 1998, 2008). Esta microestructura es muy común en las rocas con enriquecimiento de fundido (Sawyer, 1998, 2008). Adicionalmente, se presentan parches de fundido, algunos irregulares, característicos de la fusión parcial y otros con contornos en forma de bloque (*blocky*) que se formaron en el proceso de cristalización (Sawyer, 2008).

8.2.2. Deformación en diatexitas

Al igual que ocurre en muchos cuerpos intrusivos, la deformación en estado sólido (etapa 2) se ha sobreimpuesto al flujo magmático (Vernon, 2000; Passchier y Trouw, 2005) y por ello algunos de los criterios de flujo magmático a escala microscópica se observan acompañados de microestructuras de deformación. De esta manera, las plagioclasas generaron lamelas de deformación y maclas mecánicas, los feldespatos alcalinos desarrollaron pertitas flama o maclas de enrejado (en la microclina) y los cuarzos, por dislocación intracrystalina, formaron extinción ondulante y subgranos. De los mecanismos de deformación deducidos a partir del microscopio petrográfico, el que predomina es el de recristalización observado especialmente en biotita y en los agregados finos de cuarzo generados por migración de bordes y rotación de subgranos.

Otras microestructuras de deformación se presentan en las diatexitas *schlieric* (p. ej. PEZ-53-A), las cuales exhiben cuarzo con extinción en ajedrez ($T > 700^{\circ}\text{C}$) y plagioclasas con formas lobuladas características de recristalización por migración de bordes a alta temperatura, lo cual ocurre en esta fase a aproximadamente 850°C o más y en presencia de fundido (Lafrance *et al.*, 1996, 1998; Passchier y Trouw, 2005). Sin embargo, según Rosenberg y Stünitz (2003) la recristalización de la plagioclasa en facies anfibolita, se da a temperaturas entre 580 y 670°C . En estas diatexitas la deformación habría ocurrido a presiones altas (pertita flama) y temperaturas entre 600 y 850°C según las microestructuras en cuarzos y feldespatos. La presencia menor de recristalización de cuarzo por *bulging* y la formación de la mirmequita probablemente indica una deformación tardía (Passchier y Trouw, 2005) que pudo haber ocurrido durante el metamorfismo retrógrado de las diatexitas (Vernon, 2004).

8.2.3. Etapa 2: deformación en estado sólido en metatexitas y microestructuras de fusión parcial en metatexitas

Microscópicamente, las metatexitas de la zona evidencian deformación en estado sólido a través de la extinción ondulante de los cuarzos, la macla de enrejado en la microclina, la formación de pertita flama en algunos feldespatos alcalinos así como remplazamiento de mirmequita en los bordes de los cristales y las lamelas de deformación y maclas mecánicas en las plagioclasas. La extinción ondulante se presenta como un proceso de recuperación leve, a nivel cristalográfico para acomodar la dislocación y así la energía interna de deformación del cuarzo (Passchier y Trouw, 2005). También se observan procesos de recristalización a manera de *bulging* y agregados de cuarzo, y evidencias de fusión parcial como piscinas de leucosoma, relleno intersticial con formas de cúspide y pequeñas películas de fundido alrededor de granos reaccionantes (Sawyer, 1998, 2008).

8.3. Generación de las diferentes morfologías de las migmatitas

8.3.1. Inicio de fusión parcial y formación de metatexitas

Bajo la premisa de que las migmatitas con muy baja fracción de fundido exhiben mesoestructuras parchadas con predominio del paleosoma (Sawyer, 2008), aquellos sitios donde tentativamente habría podido iniciar el proceso de anatexis se encuentran, localmente, a los alrededores de San Gabriel Mixtepec y San Pedro Mixtepec, en las estaciones PEZ-42, 59 y PEZ-08. Allí, los afloramientos están constituidos por paleosomas ortognéisicos, con esporádicos parches de neosoma.

A escala microscópica (p. ej. muestra PEZ-59-A), se observan evidencias del inicio de la fusión parcial mediante minerales reaccionantes con formas redondeadas (más evidente en el cuarzo), a veces rodeadas de películas delgadas de fundido, en piscinas de feldespatos alcalinos (Sawyer, 1998, 2008).

Desde la zona norte donde se generaron las mesoestructuras y microestructuras previamente mencionadas, gracias a los esfuerzos diferenciales el fundido migró hacia lugares dilatantes o se localizó entre capas refractarias formando leucosoma estromático paralelo a la foliación tectónica de los paleosomas (Sawyer, 2008). Un ejemplo del primer caso, se observa en la estación PEZ-42, en donde el leucosoma ocupa los sitios de menor presión dejados por la crenulación; el segundo caso se ve en la mayoría de las metatexitas de la zona, como en la estación PEZ-03. Localmente, algunos de los afloramientos también exhiben lugares donde el leucosoma ha sido segregado del melanosoma, formando sus dos orillos máficos que caracterizan al fundido formado *in situ* (Sawyer, 1999, 2008).

Además, en las migmatitas estromáticas de toda la zona, es común encontrar conjuntos de venas y vetillas que están asociadas a las bandas de leucosoma estromático, en donde el fundido ha migrado distancias considerables desde su fuente dando lugar a leucosomas sin bordes melancráticos, que se conocen como venas leucocráticas (Sawyer, 2008). Ese desplazamiento de los leucosomas con respecto a su fuente, así como la presencia de la foliación en los paleosomas, implica que en la zona se generaron fracciones altas de fundido que migraron rápidamente sin destruir las estructuras previas a la anatexis (Sawyer, 1999). Por otro lado, como se mencionó previamente, la formación de esos conjuntos de venas que atraviesan la foliación y cortan los paleosomas y melanosomas de las estromáticas, han dado lugar a la formación de las mesoestructuras en red (por ejemplo en PEZ-42).

8.3.2. Zonas de transición entre metatexitas y diatexitas

Las zonas de transición entre metatexitas y diatexitas se observan en el área de San Pedro y en Puerto Escondido y son evidenciadas por mesoestructuras *schollen* (Solar y Brown, 2001; Sawyer, 2008), encontradas a continuación de metatexitas estromáticas sin contactos definidos (p. ej. estación PEZ-61), en las cuales las balsas presentan la misma composición que las metatexitas.

En ocasiones, también se observan *schollen* o balsas, con estructuras estromáticas internas, embebidas en neosomas de las diatexitas *schlieric* (estación PEZ-03) debido posiblemente al aumento en la fracción de fundido que favorece el flujo magmático y segrega el residuo como estructuras *schlieren* (Sawyer,

1998; 2008). No obstante, las estructuras estromáticas de las balsas debieron formarse en un evento de anatexis anterior al de las diatexitas *schlieric*.

De esta manera, en algunos de los afloramientos se puede apreciar el gradual cambio de metatexitas estromáticas, pasando por *schollen*, hasta las diatexitas *schlieric*, conforme aumenta la fusión parcial de la roca (Sawyer, 2008). El notable cambio de coloración que se observa a nivel local, entre metatexitas estromáticas y diatexitas, se debe posiblemente a la inyección de fundido, que a su vez es evidenciada por la existencia de venas y vetillas que alimentan algunos leucosomas.

8.4. Interpretación especulativa de los datos geocronológicos en la evolución geológica del Complejo Xolapa

La muestra PEZ-03-E constituye una mezcla de melanosoma y mesosoma de una metatexita estromática cuyo protolito corresponde a una metapelita. Ya que es raro el crecimiento y sobrecrecimiento de circones en melanosomas por la desfavorable solubilidad del circonio (Vavra *et al.*, 1999; Hoskin y Schaltegger, 2003), los cristales de este mineral en PEZ-03-E son heredados del protolito. Por lo anterior, los circones encontrados exhiben una amplia gama de edades y variedad en la morfología de los cristales (Figura 20), lo que a la vez sugiere diferentes fuentes para dichos granos.

De esta manera, los circones más antiguos sugieren un componente cortical del Proterozoico, con edades entre 766 Ma y 598 Ma, para el Complejo Xolapa, como también lo reportan otros autores (p. ej. Herrmann *et al.*, 1994) y los circones heredados de las muestras PEZ-42-C (1225-649 Ma; Figura 23 y PEZ-43-B (1488-1075 Ma; Figura 25). Por su parte, el grupo de circones concordantes ordovícico-silúricos, al igual que los otros paleozoicos, podrían ser aportes del Complejo Oaxaqueño y/o del Acatlán como lo indican Talavera-Mendoza *et al.* (2013) para rocas metasedimentarias del estudio de proveniencia del Complejo Xolapa.

Anteriormente, las edades más antiguas del Complejo Xolapa se habían encontrado en ortogneises y pertenecían al Pérmico (p. ej. Ducea *et al.*, 2004a; Talavera-Mendoza *et al.*, 2013). PEZ-03-E contiene dos circones del Pérmico, uno de los cuales por su alta relación Th/U (> 0.5) podría ser ígneo y registrar el evento magmático que reporta Ducea *et al.*, (2004a) en circones de un gneis tonalítico, al norte de Puerto Escondido. Si bien los circones magmáticos son escasos en esta muestra como para ser estadísticamente confiables, permiten ilustrar los aportes de diferentes protolitos a la unidad metapelítica. No obstante, se necesitan más análisis de circones y estudios de proveniencia para hacer una interpretación más correcta.

Un segundo evento magmático podría estar representado en esta roca (PEZ-03-E), a través de un circón zonado con dos edades concordantes del Jurásico. Este magmatismo de arco intenso del Jurásico (p.ej. Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009a; Talavera-Mendoza *et al.*, 2013) también se encuentra registrado en los circones de PEZ-43-B, en la cual son interpretadas por Peña-Alonso *et al.* (2017) como edades del protolito. Posteriormente, durante el Cretácico habría ocurrido el evento de migmatización más importante del Complejo Xolapa, que se relaciona con la colisión con el Bloque Chortís al oeste de México (p. ej. Corona-Chávez *et al.*, 2006; Solari *et al.*, 2007; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009a; Estrada-Carmona *et al.*, 2016).

Un pulso magmático del Paleoceno-Eoceno, como el reportado por otros autores (p. ej. Ducea *et al.*, 2004a; Solari *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2014; Estrada-Carmona *et al.*, 2016), se encuentra representado en circones concordantes, con altas relaciones Th/U, de la muestra PEZ-27-C. Asimismo, registran un evento de anatexis que Peña-Alonso *et al.* (2017) atribuyen a un proceso de exhumación del Complejo Xolapa.

En el contexto tectónico, a principios del Cenozoico el margen suroccidental de México estaba dispuesto de forma aproximadamente paralela a la trinchera bajo un régimen convergente, que con el tiempo produjo truncamiento con el arco magmático debido a la subducción de la placa de Farallon bajo la placa de Norteamérica y, por tanto, al desplazamiento del Bloque Chortís (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 2000; Ducea *et al.*, 2004a). Luego, se da la transición a un régimen de margen transformante, seguido de subducción oblicua y extinción del magmatismo a finales del Oligoceno (Morán-Zenteno *et al.*, 2000; Ducea *et al.*, 2004a; Tolson, 2005; Ferrari *et al.*, 2014).

De esta manera, el evento de deformación y anatexis del Xolapa durante el Oligoceno podría estar relacionado al despegue del Bloque Chortís y su traslación hacia el oriente, así como al proceso de exhumación del complejo. Según algunos autores, la migración desde Zihuatanejo, Guerrero, donde se localizaba el extremo NW del bloque, habría iniciado en el Cretácico Tardío-Paleoceno y su paso por Puerto Escondido habría ocurrido entre el Eoceno tardío y principios del Oligoceno (p. ej. Schaaf *et al.*, 1995; Mann, 2007; Ferrari *et al.*, 2014).

La aproximación del Bloque Chortís a la costa de Puerto Escondido, daría lugar al plegamiento de la corteza en la parte inicial de la etapa 1 de deformación. Tras el paso del bloque, se podría generar fusión parcial del Complejo Xolapa por descompresión adiabática y, por tanto, la formación de las migmatitas (p. ej. Jamieson *et al.*, 2011; Estrada-Carmona *et al.*, 2016). Posteriormente, ya que el fundido generado por anatexis tiene menor densidad que su protolito y mayor movilidad (Sawyer *et al.*, 2011), se daría el ascenso del mismo hacia las charnelas donde empezaría la cristalización de las diatexitas y su flujo magmático hacia el sur generando las fábricas de la etapa 1. Esto precedería el desarrollo de las mesoestructuras de metatexitas estromáticas y las otras fábricas de deformación relacionadas a cizalla izquierda (etapa 2), que estarían ligadas al mismo régimen que conduciría al Bloque Chortís hacia el sureste para llegar a su posición actual.

Después del paso del Chortís, comenzaría la rápida exhumación del Complejo Xolapa entre 27 y 18 Ma seguida por enfriamiento lento a partir de 17 Ma en Puerto Escondido (Ducea *et al.*, 2004 b).

9. Conclusiones

Como puede notarse a partir de las descripciones de los afloramientos de las rocas del último evento y de la cartografía preexistente (por ej. Corona-Chávez *et al.*, 2006; Peña-Alonso *et al.*, 2017), las migmatitas diatexíticas están reunidas en la zona costera, mientras que las metatexitas están ampliamente difundidas en la zona de estudio, especialmente en el norte, presentándose desde San Gabriel Mixtepec hasta algunos sectores de Puerto Escondido.

El inicio de la fusión parcial (Sawyer, 1999) en el evento de anatexis más reciente del Complejo Xolapa pudo haber ocurrido en la parte norte y central, en cercanías de San Gabriel Mixtepec y San Pedro

Mixtepec, en un sistema dinámico abierto desde donde aumentaría el grado de fusión parcial progresivamente hacia el sur. Sin embargo, el orden geocronológico de las muestras datadas, ubica a los circones más antiguos en el sur y los más recientes en el norte.

Además, la presencia de las morfologías estromáticas, *schlieric*, y las dilatantes muy locales, indican que las migmatitas fueron deformadas durante el proceso de anatexis (Sawyer, 2008) y debido a los análisis de U-Pb en circones de los leucosomas PEZ-42-C, PEZ-03-C y PEZ-08, se sabe que este evento ocurrió principalmente en el Oligoceno.

La deformación que afectó a las metatexitas y causó la migración de fundido, dio origen a un sistema de pliegues asimétricos que se observa en casi toda la extensión de la zona, en cambio la firma estructural de las diatexitas muestra inclinación en los planos hacia el SW y el E cuyas líneas sugieren una cinemática predominantemente hacia el sur.

Por lo anterior, se podría decir que existió una tendencia hacia el sur en la concentración de fundido producido durante el evento migmatítico del Oligoceno la cual es contemporánea con la deformación mostrada por la foliación tectónica y magmática de las diatexitas.

10. Bibliografía

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A.F., y Ortega-Gutiérrez, F. (1994): Structural evolution of Sierra Juárez mylonitic complex, State of Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11 (2), 147-156.

Alaniz-Álvarez, S. A., y Ortega-Gutiérrez, F. (1997): Geología y Petrología del Complejo Xolapa en la Barranca de Xolapa. *Estado de Guerrero. Boletín de Mineralogía*, 13(1), 3-32.

Ángeles-Moreno, E. (2006): Petrografía, geología estructural y geocronología del borde noroccidental del terreno Cuicateco, Sierra Mazateca, Estado de Oaxaca, México. México DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 219 p.

Arzate-Flores, J. A., Molina-Garza, R., Corbo-Camargo, F., & Márquez-Ramírez, V. (2016): Low angle contact between the Oaxaca and Juárez terranes deduced from Magnetotelluric data. *Pure and Applied Geophysics*, 173(10-11), 3357-3371.

Basañez, M. A., y Amezcua, N. (2006): Léxico Estratigráfico de México. *Servicio Geológico Mexicano*. Recuperado de <http://mapserver.sgm.gob.mx/lexico>.

Blenkinsop, T. G. (2002): Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. *Kluwer Academic Publishers*, 163pp.

Brown, M., Averkin, Y. A., McLellan, E. L., & Sawyer, E. W. (1995): Melt segregation in migmatites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B8), 15655-15679.

- Brown, M., Korhonen, F. J., & Siddoway, C. S. (2011): Organizing melt flow through the crust. *Elements*, 7(4), 261-266.
- Campa, M. F., y Ramirez, J. E. (1979): La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero. *Serie técnico Científica*, 1, 84 p.
- Campa, M.F., & Coney, P.J. (1983): Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040–1051.
- Campa, M. F. (1984): Interpretación tectónica continental de la región mixteca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 45 (1–2), 1–113.
- Carson, C. J., Ague, J. J., & Coath, C. D. (2002): U–Pb geochronology from Tonagh Island, East Antarctica: implications for the timing of ultra-high temperature metamorphism of the Napier Complex. *Precambrian Research*, 116(3), 237-263.
- Carfantán, J. C. (1981): Evolución estructural del sureste de México, Paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 5(2), 207-216.
- Carfantán, J.C. (1986): Du système cordillera nord-américain au domaine Caraibe. Étude géologique du Mexique meridional. Savoie, France, Chambéry Université de Savoie, thèse de doctorat, 298 p.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., & Ortega-Gutiérrez, F. (1993): Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21(5), 419-422.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M., & Talavera-Mendoza, O. (2008): The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Geological Society of America Special Papers*, 436, 279-308.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., & Kinny, P. (2003): Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 469-500.
- Corona-Chavez, P., Poli, S., & Bigioggero, B. (2006): Syn-deformational migmatites and magmatic-arc metamorphism in the Xolapa Complex, southern Mexico. *Journal of Metamorphic Geology*, 24(3), 169-191.
- Coney, P. J. (1989): Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), 107-125.
- Dengo, G. (1969): Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 19, 311-320.
- De Cserna, Z. (1957): Excursión A-9 y C-12. Geología a lo largo de la carretera entre México, D.F. y Acapulco, Guerrero, vía Taxco, Gro. y Chilpancingo, Gro. Geología de los alrededores de Acapulco,

Guerrero. Loa yacimientos de El Ocotito, Guerrero. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 9 (5-6), 281-433.

De Cserna, Z. (1965): Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, estado de Guerrero. *Boletín del Instituto de Geología*, *Boletín* 62, 76 p.

Dickinson, W. R., & Lawton, T. F. (2001): Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113(9), 1142-1160.

Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Shoemaker, S., Ruiz, J. Valencia, V.A. (2004a): Geological evolution of the Xolapa Complex, Southern Mexico. Evidence from U-Pb zircon geochronology: *Geological Society of America Bulletin*, 116, 1016-1025.

Ducea, M. N., Valencia, V. A., Shoemaker, S., Reiners, P. W., DeCelles, P. G., Campa, M. F., ... y Ruiz, J. (2004b): Rates of sediment recycling beneath the Acapulco trench: Constraints from (U-Th)/He thermochronology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109 (5), 665-672.

Elías-Herrera, M., & Ortega-Gutiérrez, F. (2002): Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications. *Tectonics*, 21(3), 1013, (4)1-18.

Estrada-Carmona, J., Solari, L. A., & Ortega-Obregón, C. (2016): Petrochronology of the migmatization event of the Xolapa Complex, Mexico, microchemistry and equilibrium growth of zircon and garnet. *International Geology Review*, 58(11), 1382-1397.

Ferrari, L., Bergomi, M., Martini, M., Tunesi, A., Orozco-Esquivel, T., & López-Martínez, M. (2014): Late Cretaceous-Oligocene magmatic record in southern Mexico: The case for a temporal slab window along the evolving Caribbean-North America-Farallon triple boundary. *Tectonics*, 33(9), 1738-1765.

Gose, W. A. (1985): Paleomagnetic results from Honduras and their bearing on Caribbean tectonics. *Tectonics*, 4(6), 565-585.

Harley, S. L., Kelly, N. M., & Möller, A. (2007): Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements*, 3(1), 25-30.

Hernández-Pineda, G. A., Solari, L., & Torres-de León, R. (2006): Geochronology of granitoids in the Tierra Colorada area, Guerrero: its significance in the tectonic evolution of southern Mexico. In *V South American Symposium on Isotope Geology*, 108-112.

Hernández-Santana, J. R., Ortiz Pérez, M. A., y Zamorano Orozco, J. J. (1995): Regionalización morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, México. *Investigaciones Geográficas*, (31), 45-67.

Herrmann, U. R., Nelson, B. K., & Ratschbacher, L. (1994): The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico). *Tectonics*, 13(2), 455-474.

Hoskin, P. W., & Schaltegger, U. (2003): The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 27-62.

Jamieson, R. A., Unsworth, M. J., Harris, N. B., Rosenberg, C. L., & Schulmann, K. (2011): Crustal melting and the flow of mountains. *Elements*, 7(4), 253-260.

Kelly, N. M., & Harley, S. L. (2005): An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149(1), 57-84.

Keppie, J. D., Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B., & González-Torres, E. (2009): Synchronous 29-19 Ma arc hiatus, exhumation and subduction of forearc in southwestern Mexico. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 169-179.

Keppie, D. F., Hynes, A. J., Lee, J. K., & Norman, M. (2012): Oligocene-Miocene back-thrusting in southern Mexico linked to the rapid subduction erosion of a large forearc block. *Tectonics*, 31(2).

Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.

Lafrance, B., John, B. E., & Scoates, J. S. (1996): Syn-emplacement recrystallization and deformation microstructures in the Poe Mountain anorthosite, Wyoming. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122(4), 431-440.

Lafrance, B., John, B. E., & Frost, B. R. (1998): Ultra high-temperature and subsolidus shear zones: examples from the Poe Mountain anorthosite, Wyoming. *Journal of Structural Geology*, 20(7), 945-955.

Maldonado-Villanueva, R. (2011): Petrología metamórfica de la porción central del Complejo Xolapa: región de Cacahuatpec-Amuzgos, Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 164 p.

Mann, P. (2007): Overview of the tectonic history of northern Central America. *Geological Society of America Special Papers*, 428, 1-19.

Martiny, B., Martínez-Serrano, R. G., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., y Ayuso, R. A. (2000): Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics*, 318(1), 71-98.

Mehnert, K. R. (1968). Migmatites and the origin of granitic rocks. *Elsevier Publishing Company, New York*, 1, 405 pp.

Miyashiro, A. (1973): Metamorphism and metamorphic belts. *George Allen & Unwin Ltd. London*, 1, 482 pp.

Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B., Tolson, G., Solís Pichardo, G., Alba Aldave, L., Hernández-Bernal, M. D. S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R. G., Schaaf, P., Silva-Romo, G. (2000): Geocronología y

características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 56 (1), 27-58.

Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., y Keppie, J. D. (2005): La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 319-341.

Morán-Zenteno, D. J., Keppie, D. J., Martiny, B., & González-Torres, E. (2009): Reassessment of the Paleogene position of the Chortis block relative to southern Mexico: hierarchical ranking of data and features. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 177-188.

Mori, L., D. J. Morán-Zenteno, B. M. Martiny, E. A. González-Torres, M. Chapela-Lara, B. A. Díaz-Bravo, and J. Roberge (2012): Thermomechanical maturation of the continental crust and its effects on the late Eocene–early Oligocene volcanic record of the Sierra Madre del Sur Province, southern Mexico, *Int. Geol. Rev.*, 54 (13), 1475–1496.

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., y Ortega-Gutiérrez, F. (1995): Estructura interna de la falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12(1), 1-8.

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M. H., & Mendoza-Rosales, C. C. (2006): Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures. *Geological Society of America Bulletin*, 118(1-2), 238-252.

Ordóñez, E. (1941): Las provincias fisiográficas de México. *Revista Geográfica*, 1(2/3), 133-181.

Ortega-Gutiérrez, F. (1978): Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca baja, estados de Puebla y Oaxaca. *Boletín del Instituto de Geología*, 2 (2), 112-131.

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

Ortega-Gutiérrez, F., y Corona-Esquivel, R. (1986): La Falla de Chacalapa: Sutura críptica entre los terrenos Zapoteco y Chatino (*Resumen*). en *Reunión Anual 1986 de la Unión Geofísica Mexicana, GEOS, núm. extraordinario*.

Ortega-Gutiérrez, F. Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G., & De La Fuente, M. (1990): North American Continent-Ocean Transect Program, Transect H-3 Acapulco Trench to the Gulf of Mexico across southern Mexico, *Geological Society of America, Decade of North American Geology Program, scale 1:500.000, (México)*.

Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., & Speed, R. C. (1994): Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions. *Geological Society of America*,

Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transects Series, 265-303.

Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005): *Microtectonics*, 2, 366 pp.

Peña-Alonso, T. A., Estrada-Carmona, J., Molina-Garza, R. S., Solari, L., Levresse, G., & Latorre-Correa, C. I. (2017): Lateral spreading of the middle to lower crust inferred from Paleocene migmatites in the Xolapa Complex (Puerto Escondido, Mexico): Gravitational collapse of a Laramide orogen?. *Tectonophysics*, 706, 143-163.

Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Martens, U. (2009a): Mesozoic geologic evolution of the Xolapa migmatitic complex north of Acapulco, southern Mexico: implications for paleogeographic reconstructions. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (1), 201-221.

Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., y Valencia, V. A. (2009b): El terreno Cuicateco: ¿cuenca oceánica con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 26(1), 222-242.

Pindell, J., Maresch, W. V., Martens, U., y Stanek, K. (2012): The Greater Antillean Arc: Early Cretaceous origin and proposed relationship to Central American subduction mélanges: implications for models of Caribbean evolution. *International Geology Review*, 54(2), 131-143.

Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., y Frisch, W. (1991): Second look at suspect terranes in southern Mexico. *Geology*, 19(12), 1233-1236.

Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., y López-Martínez, M. (2009): The North American-Caribbean plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 219-293.

Riller, U., Ratschbacher, L., Frisch, W., (1992): Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 237-249.

Rogers, R., P. Mann, y P. Emmet (2007): Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data, in *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate in Northern Central America*, edited by P. Mann, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 428, 65–88.

Rosenberg, C. L., & Stünitz, H. (2003): Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology*, 25(3), 389-408.

Ross, M. I., y Scotese, C. R. (1988): A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155(1-4), 139-168.

- Rubatto, D. (2002): Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical geology*, 184(1), 123-138.
- Salinas-Prieto, J. C. (1984): Los límites tectónicos sur y occidental del terreno Mixteco. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 45(1/2), 73-86.
- Sawyer, E. W. (1994): Melt segregation in the continental crust. *Geology*, 22(11), 1019-1022.
- Sawyer, E. W. (1998): Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *Journal of Petrology*, 39(6), 1146-1167.
- Sawyer, E. W. (1999): Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24(3), 269-279.
- Sawyer, E. W. (2001): Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of metamorphic Geology*, 19(3), 291-309.
- Sawyer, E. W. (2008): Atlas of migmatites. *The Canadian Mineralogist*, 9, 369pp.
- Sawyer, E. W., & Brown, M. (2008): Working with migmatites. *Mineralogical Association of Canada*, 38, 168pp.
- Sawyer, E. W., Cesare, B., & Brown, M. (2011): When the continental crust melts. *Elements*, 7(4), 229-234.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., & Köhler, H. (1995): Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, 14 (6), 1339-1350.
- Shoemaker, S., Ducea, M., Reiners, P.W., Garver, J.I., and Campa, M.F., 2002: Cenozoic plate tectonic history of southwestern Mexico; constraints from low-temperature thermochronology. *Geotemas*, 4, 137–138.
- Sederholm, J. J. (1907): Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia. *Simelius*, 23, 1-110.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. (1993): Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 278, 1-153.
- Solari, L.A., Torres de León, R., Hernández-Pineda, G.A., Solé, J., Hernández-Treviño, T., & Solís-Pichardo, G. (2007): Tectonic significance of Cretaceous–Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 119, 1265-1279.

- 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*, 34(1), 5–18.
- Streckeisen, A. (1976): To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33.
- Talavera-Mendoza, O. (1994) : Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional). Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des cordillères mexicaines. *Géologie Alpine*, 70, 47-242.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Centeno-García, E. (2007): Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic. *Geological Society of America Bulletin*, 119, 1052–1065.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Corona-Chavez, P., Gehrels, G. E., Sarmiento-Villagrana, A., García-Díaz, J. L., & Salgado-Souto, S. A. (2013): Origin and provenance of basement metasedimentary rocks from the Xolapa Complex: New constraints on the Chortis–southern Mexico connection. *Earth and Planetary Science Letters*, 369, 188-199
- Tolson, G. (2005): La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 111-122.
- Torres-de León, R., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., y Martens, U. (2012): The Chortís Block—southwestern México connections: U-Pb zircon geochronology constraints. *American Journal of Science*, 312(3), 288-313.
- Vavra, G., Schmid, R., y Gebauer, D. (1999): Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(4), 380-404.
- Vernon, R. H. (1999): Quartz and feldspar microstructures in metamorphic Rocks. *The Canadian Mineralogist*, 37, 513-524.
- Vernon, R. H. (2000): Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Visual Geosciences*, 5(2), 1-23.
- Vernon, R. H. (2004): A practical guide to rock microstructure. *Cambridge university press*, 655pp.
- White, R. W., Pomroy, N. E., y Powell, R. (2005): An in situ metatexite–diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(7), 579-602.
- Whitney, D. L., y Evans, B. W. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187.

Yañez, P., Ruíz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G.E. (1991): Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: Implications for paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 817-828.

Anexo 1: ¿Qué son las migmatitas y cómo se clasifican?

Definición de migmatitas

De acuerdo con Sawyer (2008), las migmatitas son rocas heterogéneas con propiedades tanto ígneas como metamórficas. En general, exhiben una alternancia de capas leucocráticas y melanocráticas, conformadas por minerales claros como cuarzo y feldespato, y por minerales oscuros como anfíbol o biotita, respectivamente. Su naturaleza heterogénea resulta de la fusión parcial (o anatexis) de una roca precursora cuando es expuesta a altas presiones y temperaturas. En este sentido, las capas leucocráticas son el producto de fusión parcial (leucosoma) y presentan texturas ígneas que indican que cristalizaron a partir un fundido. Por su parte, las capas melanocráticas presentan asociaciones minerales y texturas metamórficas, no ígneas.

Las migmatitas son rocas que han sufrido fusión parcial, la cual les confiere una diferenciación (a nivel de afloramiento y en sección delgada) entre la parte de la roca afectada por dicha fusión y lo que sobrevivió a ella (Sawyer, 2008). Ocurren en áreas que han sufrido metamorfismo regional de medio a alto grado, en facies anfibolita alta y granulita u hornfels-piroxeno y sanidinita en aureolas de contacto (Sawyer, 2008).

La expresión migmatita fue introducida por Sederholm en 1907 para describir una serie de rocas que consideraba habían sido generadas por una combinación de procesos, además de la fusión parcial (Sawyer, 2008).

Uno de los criterios importantes para identificar donde se ha formado fundido, es la presencia de capas o “parches” de melanosoma, así como la de leucosoma sugiere el sitio donde ha sido acumulado (Sawyer, 1998).

Terminología

La terminología acerca de las migmatitas ha sido tomada de Sawyer (2008) casi en su totalidad.

Diatexita: tipo de migmatita con alto grado de fusión parcial, que se manifiesta por la abundancia de neosoma. En algunas de ellas el paleosoma está ausente.

Diatexita *schlieric*: morfología de las diatexitas que se caracteriza por la presencia de estructuras *schlieren*. El paleosoma es escaso, pero puede encontrarse como balsas o *schollen*.

Diatexita masiva: termino de White *et al.*, (2005) acuñado para describir a las diatexitas sin morfologías *schlieric* o *schollen*, pero que tampoco cumplen las características de las nebulíticas. Se usa como sinónimo **diatexita** de la subdivisión de segundo orden morfológico de las migmatitas de Sawyer (2008), con el objetivo de evitar confusiones o repeticiones en la terminología (en español sería diatexita diatexita o diatexita diatexítica).

Neosoma: parte de la migmatita formada o modificada a partir del proceso de anatexis. Se divide en tres partes: una clara, llamada **leucosoma**, una oscura, llamada **melanosoma** y una intermedia, llamada **mesosoma**. No siempre se encuentran todas las partes en un afloramiento.

Leucosoma: parte clara del neosoma, formada por cristalización de fundido anatético que fue segregado de su residuo. Dependiendo de su cercanía a la fuente puede ser: ***in situ***, cuando permanece en donde se formó el fundido y está en contacto con su residuo; ***in-source***, cuando ha migrado de su lugar de origen, pero permanece en los confines de la capa fuente; o **vena leucocrática (dique)** cuando ha migrado de la fuente y se localiza en otra parte de la migmatita.

Mesosoma: es un término con diversos significados genéticos. En este trabajo se refiere a la parte del neosoma con coloración intermedia (mesocrática).

Melanosoma: parte oscura del neosoma. Constituye la fracción sólida residual tras la extracción parcial o total del fundido.

Metatexita: migmatita con bajo grado de fusión parcial. En estas rocas predomina el paleosoma sobre el neosoma.

Metatexita con estructura dilatante (*dilation-structured*): metatexita en la cual en neosoma, principalmente leucosoma, se localiza en sitios de dilatación tales como espacios entre budines, sombras de presión, fracturas etc. Se da en lugares muy restringidos.

Metatexita estromática: es un tipo de migmatita metatexítica con apariencia bandeada. Las capas que la conforman son llamadas estromas. Cuando el leucosoma se presenta en forma de capa o banda, puede recibir el nombre de **leucosoma estromático**.

Metatexita parche o parchada (*patch*): metatexita que exhibe una morfología en la cual el neosoma solo está presente como parches o manchas, de leucosoma generalmente, en un paleosoma casi intacto.

Metatexita con estructura en red (*net-structured*): metatexita que presenta morfología originada por venas de neosoma que encierran paleosoma o residuo, siguiendo un patrón que se asemeja a una red.

Migmatita con estructura plegada (*fold-structured*): migmatitas (diatexitas o metatexitas) con morfología

Migmatita con estructura en venas (*vein-structured*): migmatita que presenta una morfología en la que la roca contiene una o más generaciones de venas leucocráticas discordantes.

Schlieren: capas delgadas de minerales alineados. Estas estructuras se presentan en minerales con hábitos tabulares, laminares y prismáticos. El término usado para una sola capa es *schliere*.

Schollen (*raft-structured*): se refiere a una morfología de las migmatitas (metatexitas o diatexitas) en la cual fragmentos de paleosoma o melanosoma, se encuentran como “balsas” flotando en una matriz de neosoma. *Schollen* también se usa como sinónimo de balsa (*raft* en inglés).

Orillo máfico (*mafic selvage*) : borde fino y melanocrático rico en biotita u hornblenda, que se encuentra adyacente a leucosomas *in source* o venas leucocráticas. Aunque son un criterio de campo importante, no son exclusivos de las migmatitas.

Paleosoma: parte de la migmatita que no fue afectada por la fusión parcial.

Residuo: parte del neosoma que corresponde principalmente a la fracción sólida dejada después de la extracción de fundido, pero no hace referencia a algún color en específico. Es sinónimo de **restita**.

Anexo 2: estaciones seleccionadas (UTM)

<i>Estación</i>	<i>Latitud</i>	<i>Longitud</i>
PEZ-01	707560	1755274
PEZ-02	707567	1755272
PEZ-03	709396	1758504
PEZ-04	708691	1759900
PEZ-06	712884	1762640
PEZ-08	712884	1762640
PEZ-33	707473	1774256
PEZ-38	705518	1778999
PEZ-42	707024	1781168
PEZ-45	707051	1786098
PEZ-46	704247	1788139
PEZ-48	703751	1780172
PEZ-49	700112	1778870
PEZ-53	707220	1754367
PEZ-54	707806	1754125
PEZ-56	710927	1755678
PEZ-58	702217	1768473
PEZ-59	700407	1768638
PEZ-60	698502	1770088
PEZ-61	705676,96	175439,97
PEZ-62	704830	1754746

Anexo 3: Tablas de geocronología

MUESTRA PEZ-03-C

Circón	RELACIONES CORREGIDAS ²							EIDADES CORREGIDAS (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Best age (Ma)	±2σ	Disc %
PEZ-03-C	2770	10,04	0,0036	0,0492	0,0266	0,0040	0,0097	25,6	0,77	26,6	2	180	160	25,6	0,77	3,76
15	1318	35,5	0,0269	0,0588	0,0317	0,0040	0,0072	25,94	0,58	31,7	2,3	560	150	25,94	0,58	18,17
2	2770	10,04	0,0036	0,0503	0,0289	0,0041	0,0097	26,19	0,67	28,9	1,9	220	130	26,19	0,67	9,38
5	2770	10,04	0,0036	0,0539	0,0342	0,0045	0,0128	28,75	0,8	34,1	2,8	370	160	28,75	0,8	15,69
16	1257	8,04	0,0064	0,0577	0,0355	0,0046	0,079	29,84	0,65	35,4	2,5	530	120	29,84	0,65	15,71
27	1344	36,2	0,0269	0,0473	0,0305	0,0047	0,0192	30,01	0,64	30,5	1,6	60	120	30,01	0,64	1,61
11	507	3,35	0,0066	0,0561	0,036	0,0047	0,0127	30,32	0,78	35,9	2,5	420	150	30,32	0,78	15,54
PEZ-03-C_1	1200	4,53	0,0038	0,0531	0,0343	0,0047	0,0211	30,36	0,83	34,2	2,3	280	160	30,36	0,83	11,23
28	1676	8,76	0,0052	0,046	0,0302	0,0047	0,0036	30,51	0,59	30,2	1,8	50	140	30,51	0,59	-1,03
12	1166	21	0,0180	0,0485	0,0312	0,0048	0,0028	30,56	0,81	31,2	2,6	110	160	30,56	0,81	2,05
17	1249	9,13	0,0073	0,0466	0,0302	0,0048	0,00298	30,72	0,56	30,2	1,6	20	100	30,72	0,56	-1,72
29	2900	32,4	0,0112	0,0451	0,0307	0,0048	0,00182	30,77	0,57	30,7	1,8	-10	130	30,77	0,57	-0,23
14	791	3,88	0,0049	0,0473	0,0311	0,0048	0,0042	30,96	0,6	31,1	2	130	120	30,96	0,6	0,45
24	1348	8,87	0,0066	0,0508	0,0351	0,0051	0,0092	32,5	1	35	3,4	210	210	32,5	1	7,14
9	791	3,88	0,0049	0,0553	0,0503	0,0065	0,0316	42	1,3	49,8	4,7	420	250	42	1,3	15,66
25	1318	35,5	0,0269	0,0503	0,0569	0,0084	0,0103	53,59	0,77	56,1	2,1	203	87	53,59	0,77	4,47
21	1273	9,98	0,0078	0,0491	0,0648	0,0098	0,0202	62,8	1,2	63,7	2,5	157	91	62,8	1,2	1,41
4	1017	40,9	0,0402	0,0575	0,431	0,0534	0,0182	335,6	4,8	363	12	534	75	335,6	4,8	7,55

Muestra PEZ-03-E

Circón	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Mejor edad (Ma)	±2σ	Disc %
39	1471	7,77	0,0053	0,0553	0,0574	0,0073	0,0405	47,1	1,5	56,6	8,3	340	300	47,1	1,5	16,78
PEZ-03-E_1	927	267	0,2880	0,0552	0,1301	0,0164	0,0296	104,6	2	124,1	6,7	390	140	104,6	2	15,71
55	710	25,6	0,0361	0,0503	0,1960	0,0262	0,0088	166,7	4,3	182	13	260	190	166,7	4,3	8,41
56	568	39,3	0,0692	0,0521	0,2020	0,0266	0,0093	169,1	5	186	15	240	170	169,1	5	9,09
37	913	9,93	0,0109	0,0546	0,2880	0,0363	0,0219	230,1	5,1	257	10	440	110	230,1	5,1	10,47
32	1318	35,5	0,0269	0,0594	0,3450	0,0408	0,0209	257,6	8,5	301	13	600	130	257,6	8,5	14,42
50	372	211	0,5672	0,0534	0,3060	0,0435	0,0218	274,2	4,5	271	8,6	337	79	274,2	4,5	-1,18
54	343	256	0,7464	0,0545	0,4540	0,0573	0,0214	359,1	5,5	380	10	402	69	359,1	5,5	5,50
38	913	9,93	0,0109	0,0553	0,4940	0,0633	0,0207	395,4	5,6	407	10	424	53	395,4	5,6	2,85
34	2190	4,36	0,0020	0,0551	0,5370	0,0683	0,0231	426,1	6,1	436	13	409	83	426,1	6,1	2,27
46	1382	8,14	0,0059	0,0603	0,5470	0,0698	0,0285	434,9	7,8	443	13	605	81	434,9	7,8	1,83
33	1318	35,5	0,0269	0,0560	0,5600	0,0711	0,0216	443	7,3	451	12	441	74	443	7,3	1,77
45	1690	4,52	0,0027	0,0564	0,5230	0,0717	0,0238	446,1	8,8	426	15	460	92	446,1	8,8	-4,72
48	1580	4,54	0,0029	0,0590	0,5970	0,0775	0,0247	481,2	7,2	478	16	569	95	481,2	7,2	-0,67
59	568	39,3	0,0692	0,0586	0,8230	0,0956	0,0310	589	10	608	22	540	100	589	10	3,13
41	1344	36,2	0,0269	0,0723	1,0990	0,1135	0,0406	693	12	753	16	992	45	693	12	7,97
57	655	5,32	0,0081	0,0753	1,3980	0,1261	0,0432	766	10	888	22	1070	75	766	10	13,74

Muestra PEZ-08

Circón	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Mejor edad (Ma)	±2σ	Disc %
26	53,1	29,2	0,5499	0,0499	0,0247	0,0037	0,0013	24,11	0,6	24,6	1,1	229	66	24,11	0,6	2,78
30	437	47,3	0,1082	0,0479	0,0248	0,0038	0,0012	24,47	0,6	24,65	0,99	129	73	24,47	0,6	0,73
13	466	48,5	0,1041	0,0537	0,0299	0,0040	0,0039	25,91	0,78	30	2	536	76	25,91	0,78	13,63
26	90,66	46,04	0,5078	0,0554	0,0302	0,0040	0,0027	25,99	0,8	31,1	3,1	510	110	25,99	0,8	16,43
27	75,6	48,9	0,6468	0,0536	0,0320	0,0044	0,0019	28,03	0,78	31,9	1,9	489	67	28,03	0,78	12,13
31	437	47,3	0,1082	0,0519	0,0313	0,0045	0,0028	28,81	0,92	31,3	2	297	73	28,81	0,92	7,96
9	1078	115,1	0,1068	0,0504	0,0371	0,0054	0,0021	34,48	0,98	37	1,7	305	64	34,48	0,98	6,81
12	1818	118,1	0,0639	0,0528	0,0498	0,0066	0,0060	42,4	1,7	49,3	4,9	482	83	42,4	1,7	14,00
18	907	93,1	0,1026	0,0512	0,1490	0,0213	0,0134	135,6	5,3	140	11	549	92	135,6	5,3	3,14
25	106,7	64,6	0,6054	0,0515	0,3040	0,0425	0,0137	268	8,6	270	21	503	78	268	8,6	0,74
16	175,1	61,3	0,3501	0,0546	0,3180	0,0434	0,0146	273,8	8,1	283	18	468	88	273,8	8,1	3,25
14	486	48,5	0,1041	0,0583	0,3330	0,0445	0,0191	281	19	301	18	500	140	281	19	6,64
2	13700	2790	0,2036	0,0533	0,3290	0,0446	0,0147	281,5	8,7	285	27	449	93	281,5	8,7	1,23
1	3630	725	0,1997	0,0567	0,3520	0,0460	0,0183	290,1	8,6	305	18	460	110	290,1	8,6	4,89
6	1416	175,3	0,1238	0,0543	0,3460	0,0470	0,0165	296	11	299	18	623	91	296	11	1,00
22	54,56	48,25	0,8843	0,0549	0,3690	0,0485	0,0164	305,5	9,1	317	20	540	100	305,5	9,1	3,63

Muestra PEZ-42-C

Circón	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Mejor edad (Ma)	±2σ	Disc %
22	54,56	48,25	0,8843	0,0540	0,027	0,0035	0,0013	22,2	1,1	26,8	4,8	860	160	22,2	1,1	17,16
3	1330	228,4	0,1717	0,0564	0,028	0,0035	0,0011	22,72	0,63	27,5	1,9	500	100	22,72	0,63	17,38
20	106,7	64,6	0,6054	0,0522	0,026	0,0037	0,0011	23,5	0,62	25,6	3,3	380	170	23,5	0,62	8,20
23	75,6	54	0,7143	0,0593	0,027	0,0037	0,0012	23,64	0,71	26,8	2,1	619	95	23,64	0,71	11,79
5	1890	112,4	0,0595	0,0509	0,027	0,0037	0,0011	23,76	0,67	27	3	430	140	23,76	0,67	12,00
16	175,1	61,3	0,3501	0,0660	0,030	0,0040	0,0013	25,5	2,4	28	15	1540	390	25,5	2,4	8,93
19	116,3	80,8	0,6948	0,0594	0,032	0,0042	0,0015	27	2,1	31,7	8,1	580	170	27	2,1	14,83
34	371	252	0,6792	0,0509	0,185	0,0261	0,0144	165,9	6,1	175	13	338	77	165,9	6,1	5,20
35	109,7	61,1	0,5570	0,0525	0,289	0,0399	0,0180	252,4	6,2	257,8	8,6	327	54	252,4	6,2	2,09
21	906	54,7	0,0604	0,0572	0,331	0,0413	0,0269	261	14	292	13	483	48	261	14	10,62
33	62,2	23,96	0,3852	0,0533	0,318	0,0435	0,0151	274,8	6,9	280	10	340	59	274,8	6,9	1,86
28	149	30,5	0,2047	0,0694	1,018	0,1059	0,0322	649	41	713	41	914	40	649	41	8,98
6	1852	3129	1,6895	0,0715	1,169	0,1187	0,0334	723	17	786	12	965	25	723	17	8,02
7	110	71,5	0,6500	0,0684	1,209	0,1296	0,0380	785	19	814	19	897	41	785	19	3,56
14	493,8	52,8	0,1069	0,0697	1,327	0,1375	0,0415	830	19	860	14	922	26	830	19	3,49
26	291	59,1	0,2031	0,0700	1,438	0,1482	0,0433	891	19	904	13	942	28	891	19	1,44
29	898	400	0,4454	0,0741	1,570	0,1522	0,0481	913	20	957	16	1060	25	913	20	4,60
11	309	192	0,6214	0,0746	1,910	0,1841	0,0580	1089	23	1084	15	1063	24	1063	24	-0,46
9	172,4	124,3	0,7210	0,0785	2,060	0,1971	0,0519	1160	40	1134	29	1105	30	1105	30	-2,29
18	527	36,2	0,0687	0,0778	2,007	0,1861	0,0573	1100	24	1118	15	1153	21	1153	21	1,61
13	520	566	1,0885	0,0806	1,802	0,1599	0,0521	956	22	1048	20	1225	37	1225	37	8,78

Anexo 4: Estaciones de dataciones U-Pb en circón y trazas de fisión en apatito en el área de Puerto Escondido-San Gabriel Mixtepec de otros trabajos.

MUESTRA/LITOLOGÍA	LATITUD	LONGITUD	U/Pb			Trazas de fisión
			Cristalización	Heredadas	Heredadas	
M01-17/gneis tonalítico	15°54'55"	97°04'47"	272 ± 10 Ma	1100 Ma		27.9 Ma
M01-19/granodiorita	15°59'46"	97°04'46"	158 ± 8.1 Ma	1.1–1.2 Ga		15.5 Ma
M01-26/diorita	16°12'54"	97°08'10"	25.4 ± 2.9 Ma	1.1 Ga		
M01-27/leucotonalita	16°17'05"	97°08'41"	31.2 ± 1.5 Ma	1016 ± 28 Ma		16.2 Ma
M01-28/leucogranodiorita	15°51'28"	97°03'33"	29.6 ± 4.0 Ma	50–71 Ma	100–126 Ma	15.7 Ma
<i>Mu10/migmatita</i>	15°50'45"	97°05'46"	25 ± 11 Ma			
<i>Mx14/migmatita</i>	16° 06'16"	97°05'36"	131.8 ± 2.2 Ma	987± 93 Ma		

Las identificadas con “M01-” corresponden a muestras con edades U-Pb en circón y trazas de fisión Ducea *et al.* (2004a) y Shoemaker *et al.* (2002), respectivamente. Las dos restantes, son muestras U-Pb de Herrmann *et al.* (1994). En rojo se observa una coordenada errónea, sin embargo los autores mencionan que la muestra se localiza en Puerto Escondido (ver figura 1 en Herrmann *et al.*, 1994).

