



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Caracterización de litofacies y
ambiente deposicional del intervalo
conglomerático inferior de la
Formación Ixtapa, Chiapas.**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Federico Vázquez Toscano

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Berlaine Ortega Flores



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2023.



AGRADECIMIENTOS

La realización de esta tesis de licenciatura fue posible gracias al financiamiento de la UNAM-DGAPA a través del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) en el marco del proyecto: IA100320 “Evolución tectónica del sureste de México a partir del análisis sedimentológico y de estudios de procedencia en rocas clásticas cenozoicas del sur del Golfo de México”.

Agradezco a mi directora de tesis, la Dra. Berlaine Ortega Flores, por todo el apoyo que me brindó, por compartirme sus conocimientos, por su paciencia y tolerancia, por confiar en mí, por su amistad.

Agradezco las revisiones y comentarios hechos por mis sinodales: Dr. Michelangelo Martini, Dr. Luigi A. Solari, Dr. Carlos Ortega Obregón y M. en C. Bernardo Ignacio García Amador, los cuales ayudaron a mejorar el presente trabajo.

A mis padres, espero poder regresarles con actos todo lo que me han dado, me han demostrado que el amor no son palabras, son hechos, día a día me demuestran con sus actos el amor que me tienen. Gracias por sus sacrificios y gracias por ser los mejores ejemplos. Muchas gracias por su paciencia, por nunca dejarme solo, por perdonar mis errores y enaltecer mis logros, he encontrado en ustedes un refugio.

A mi hermana Lucy, gracias por todos los momentos, por ser mi amiga, por apoyarme en todo.

A mis abuelos, Julia, Severiano y Fidelina, gracias por siempre consentirme y arroparme cuando lo necesitaba.

A mi tía July, mi segunda mamá, gracias por sus apapachos, por sus palabras de orgullo, por todo el amor que me ha dado.

A mi tío Melecio, por todas sus pláticas, por ayudarme a encontrar un camino que debía seguir, por siempre tener en usted a un abuelo y a un asesor de vida inigualable.

A mis amigos Elisa, Marco, Sergio, Alejandro, Marlen y a mi tío Harvey, me ha cambiado la vida después de conocerlos, gracias por todas las vivencias, gracias por apoyarnos, en los momentos más difíciles sin decirnos nada, sin hablar de eso sabía que ustedes estaban, se han convertido en mis héroes... “y me enfadaba si preferían, el aula a mi compañía”.

A la Dra. Mildred Zepeda, porque por tus enseñanzas comencé a amar la geología, por tu amistad, por tu confianza.

A mis primos, Luis Fernando, Alan, Edgar, Daniel, José Ángel, Jesús, Ulises, Nazim, Carlos, Alberto y Gustavo.



Tabla de contenido

| | |
|--|-----------|
| RESUMEN | 1 |
| CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN | 3 |
| CAPÍTULO II. PROBLEMÁTICA, OBJETIVOS E HIPÓTESIS | 5 |
| 2.1 PROBLEMÁTICA | 5 |
| 2.2 OBJETIVOS | 6 |
| 2.2.1 OBJETIVO GENERAL | 6 |
| 2.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS | 6 |
| 2.3 HIPÓTESIS | 7 |
| CAPÍTULO III. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO | 7 |
| CAPÍTULO IV. ANTECEDENTES | 8 |
| 4.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL | 8 |
| 4.2 GEOLOGÍA Y TECTÓNICA DEL GRABEN DE IXTAPA | 10 |
| 4.2.1 FORMACIÓN SIERRA MADRE | 12 |
| 4.2.2 FORMACIÓN JOLPABUCHIL | 12 |
| 4.2.3 FORMACIÓN ANGOSTURA | 12 |
| 4.2.4 FORMACIÓN SOYALÓ | 13 |
| 4.2.5 FORMACIÓN EL BOSQUE | 13 |
| 4.2.6 FORMACIÓN SAN JUAN | 14 |
| 4.2.7 GRUPO RÍO HONDO | 14 |
| 4.2.7.1 Conglomerado Zapotillo | 14 |
| 4.2.7.2 Lutita Zapotal Viejo | 14 |
| 4.2.7.3 Formación Ixtapa | 14 |
| 4.3 FORMACIÓN IXTAPA (ANTECEDENTES) | 16 |
| CAPÍTULO V. METODOLOGÍA | 18 |
| 5.1 MEDICIÓN DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA | 18 |
| 5.2 CARACTERIZACIÓN DE COMPONENTES | 20 |
| 5.3 RECONOCIMIENTO DE LAS LITOFACIES | 20 |
| 5.4 COLECTA DE MUESTRAS PARA PETROGRAFÍA Y GEOCRONOLOGÍA | 21 |
| 5.5 PETROGRAFÍA DE ARENISCAS Y CLASTOS DE CONGLOMERADO | 22 |
| 5.6 GEOCRONOLOGÍA DE U-Pb EN ARENISCA Y CLASTO DE CONGLOMERADO | 22 |
| CAPÍTULO VI. RESULTADOS | 25 |



| | |
|---|------------------|
| 6.1 LITOFACIES Y ASOCIACIONES DE LITOFACIES | 25 |
| 6.1.1 LITOFACIES | 25 |
| 6.1.2 ASOCIACIONES DE LITOFACIES | 33 |
| 6.2 PETROGRAFÍA DE CLASTOS Y ARENISCAS | 34 |
| 6.2.1 PETROGRAFÍA DE LOS CLASTOS | 34 |
| 6.2.1.1 Clastos de origen metamórfico | 35 |
| 6.2.1.2 Clastos de origen ígneo. | 39 |
| 6.2.1.3 Clastos de origen sedimentario. | 43 |
| 6.2.2 PETROGRAFÍA DE ARENISCAS | 44 |
| 6.3 GEOCRONOLOGÍA DE U-Pb. | 47 |
| | |
| <u>CAPÍTULO VII. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES</u> | <u>51</u> |
| | |
| 7.1 AMBIENTE DEPOSICIONAL DEL MIEMBRO CONGLOMERÁTICO INFERIOR DE LA FORMACIÓN IXTAPA | 51 |
| 7.2 EDAD DEL CONGLOMERADO Y PROCEDENCIA | 54 |
| 7.3 CONCLUSIONES | 56 |
| | |
| <u>VIII. REFERENCIAS</u> | <u>57</u> |
| | |
| <u>ANEXO 1</u> | <u>65</u> |



RESUMEN

La Formación Ixtapa es una sucesión conglomerática cuyo depósito ha sido asociado al levantamiento de bloques corticales mediante fallas transtensivas activas durante el Mioceno. Su gran espesor, mayor a 6 km, también ha permitido sugerir que su fuente de aporte debió tener una rápida exhumación y erosión, depositándose en una cuenca proximal. La Formación Ixtapa ha sido dividida en tres miembros litoestratigráficos informales: 1) miembro conglomerático inferior, el cual fue depositado en un ambiente de abanicos aluviales proximales y de edad Mioceno tardío; 2) miembro arenoso intermedio, depositado en un ambiente lacustre; y 3) miembro conglomerático superior, el cual fue depositado en un dominio fluvial trenzado. Tanto el miembro intermedio como el superior han sido considerados anteriormente como del Plioceno.

El presente trabajo se enfocó en el estudio del miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa, a través de una caracterización detallada de las litofacies en una columna estratigráfica medida en las cercanías del poblado Nueva Jerusalem en Ixtapa, Chiapas. Así mismo, se llevaron a cabo análisis petrográficos y geocronológicos de U-Pb en clastos y areniscas interestratificadas de este miembro conglomerático inferior, con el objetivo de conocer su carácter composicional y su edad máxima de depósito.

Se reconocieron siete litofacies, las cuales se agruparon en cuatro asociaciones de litofacies: a) flujos de detritos, b) dunas 2D, c) dunas 3D y d) depósitos de tormenta. Con base en esto, se propone que el depósito de este miembro conglomerático inferior se llevó a cabo en un ambiente de abanico delta, sujeto a influencia marina. A través de los análisis petrográficos se determinó que los clastos de conglomerados más abundantes son derivados de gneises, seguidos por metagranitos, esquistos, rocas intrusivas, rocas volcánicas y rocas sedimentarias detríticas y, en menor proporción, de calizas. La composición de las areniscas interestratificadas en este miembro conglomerático es similar a los conglomerados, siendo ricas en líticos metamórficos hacia la base del miembro conglomerático inferior, mientras que se van enriqueciendo en líticos volcánicos hacia la cima de



éste. Se determinó una edad máxima de depósito que fue calculada en 15.79 ± 0.42 Ma (con una media de las desviaciones ponderadas, $MSWD = 0.9$, $n=3$) (Mioceno medio). Se calculó la edad representativa de un clasto de metagranito, resultando una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 253.15 ± 0.85 Ma, la cual es interpretada como la edad de cristalización de este metagranito.



Capítulo I. INTRODUCCIÓN

La evolución tectónica del sureste de México es el resultado de la interacción de tres placas tectónicas: Norteamérica, Caribe y Cocos, cuya actividad ha dado como resultado el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra de Chiapas (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009), así como el desarrollo de sistemas de fallas transcurrentes, el sistema Motagua-Polochic, que limita a las placas de Norteamérica y del Caribe (Guzmán-Speciale y Meneses-Rocha, 2000). La deformación por fallas de transcurrencia no solo se concentra en el límite entre estas placas tectónicas, sino que se ha transmitido hacia el interior del continente, dentro del estado de Chiapas, donde se ha relacionado con la formación de cuencas de tipo *pull-apart* (transtensivas) como lo es el graben de Ixtapa (Meneses-Rocha, 1991; 2001). El graben de Ixtapa es una estructura con orientación NW-SE limitada al sur por la falla Malpaso-Aztlán y al norte por la falla Chicoasén-San Cristóbal. El relleno sedimentario del graben consiste en una sucesión estratigráfica que incluye a unidades desde el Paleoceno hasta el Plioceno, destacando la presencia de grandes espesores de conglomerados que han asignado a la Formación Ixtapa, del Mioceno medio-Plioceno (González-Alvarado, 1965; Meneses-Rocha, 1991).

La Formación Ixtapa es una sucesión conglomerática cuyo origen ha sido asociado al levantamiento y erosión de bloques corticales por fallas activas durante el Mioceno. Su gran espesor, mayor a 6 km, también ha permitido sugerir que su fuente de aporte debió tener una rápida exhumación y erosión, depositándose en una cuenca continental proximal. Esta formación ha sido dividida en tres miembros (Langenheim y Frost, 1963; Langenheim et al., 1965), que de la base a la cima corresponden con: 1) miembro inferior conglomerático, 2) miembro intermedio arenoso-tobáceo, y 3) miembro superior conglomerático. De estos tres miembros, el intermedio es el más estudiado por su contenido fosilífero (Langenheim y Frost, 1963; Langenheim et al., 1965; Martínez-Hernández, 1992; Hernández-Villalva et al., 2013; Cantalice y Alvarado-Ortega, 2019). Sin embargo, los miembros conglomeráticos han sido poco estudiados, salvo el reconocimiento general de facies hecho por Meneses-Rocha (1991).



Para detallar y afinar el ambiente sedimentario en el cual se depositaron estos conglomerados, en este trabajo se hace un análisis sedimentológico y petrológico a detalle de las litofacies y de clastos de conglomerados y areniscas del Miembro Conglomerático Inferior de la Formación Ixtapa. El objetivo primordial de la investigación es llegar a un conocimiento e interpretación del ambiente deposicional, así como reconocer la procedencia de los clastos del conglomerado y de las areniscas interestratificadas. Así mismo, a partir de análisis de U-Pb en zircones detríticos, se reportan nuevas edades máximas de depósito para este miembro. El estudio contribuye a los trabajos realizados por Meneses-Rocha (1991; 2001) en el cual describe la sedimentología y la evolución tectónica del graben de Ixtapa, donde se depositó la Formación Ixtapa.



Capítulo II. PROBLEMÁTICA, OBJETIVOS E HIPÓTESIS

2.1 Problemática

La Formación Ixtapa (González-Alvarado, 1965) es una unidad clástica cenozoica que está constituida predominantemente por conglomerados heterolíticos. Por su naturaleza granulométrica, que marca un cambio abrupto con la unidad a la cual sobryace (Lutita Zapotal Viejo del Grupo Río Hondo; Heuer (1965) y Meneses-Rocha (1991)), ha sido interpretada como un ambiente puramente continental (Quezada-Muñetón, 1987; Meneses-Rocha, 1991) en contraste con la Lutita Zapotal Viejo que se ha interpretado como de un ambiente salobre a marino somero (Langenheim, 1974). Además del cambio en el tamaño del grano entre estas dos unidades, la disposición estructural de sus respectivos estratos ha llevado a proponer una discordancia entre el Mioceno medio más temprano y el Mioceno tardío (Heuer, 1965; Meneses-Rocha, 1991).

Desde sus primeras descripciones (Langenheim y Frost, 1963; Langenheim et al., 1965), la Formación Ixtapa ha sido dividida en tres miembros, que de la base a la cima corresponden con: 1) miembro inferior que incluye conglomerados, 2) miembro intermedio constituido por arenisca tobácea, caliza tipo mudstone, brechas tobáceas y menores cantidades de conglomerado, y 3) miembro superior compuesto de conglomerado intercalado con arenisca tobácea y con conglomerado con clastos de caliza. Por su parte, Meneses-Rocha (1991), con base en observaciones de campo, interpretó tres ambientes de depósito para la Formación Ixtapa. Así, la parte inferior de la Formación Ixtapa la asoció a un ambiente de abanico aluvial, la parte intermedia fue asociada a un ambiente lacustre y la parte superior la asoció a corrientes trenzadas (*braided*).

De estos tres miembros, el intermedio es el más estudiado por su contenido fosilífero, Martínez-Hernández (1992) ha caracterizado paleoambientalmente la



zona mediante un análisis palinológico (*Rhizophora spp.*, *Engelhardtia spp.*, *Pelliceria spp.*, entre otros); Hernández-Villalva, et al. (2013) con fósiles de flora ha inferido parámetros climáticos bajo los cuales se desarrolló la fauna Miocénica. Otros autores han podido determinar la edad de este miembro de acuerdo con su contenido fosilífero, Langenheim y Frost (1963) fecharon esta secuencia como miocénica tardía o pliocénica temprana gracias a la presencia de un molar de *Gomphotherium*; Ferrusquía-Villafranca (1990) primeramente con base en los trabajos de Langenheim y Frost le asignó a la fauna local una edad de Mioceno tardío, posteriormente, realizó una reevaluación de las evidencias paleontológicas y fechamientos radiométricos para asignar una edad comprendida entre el Mioceno medio-temprano y el Mioceno tardío-temprano; Cantalice y Alvarado-Ortega (2019) han establecido una edad miocénica por la presencia de un clado de peces denominado *Percomorphaceae*. Sin embargo, los miembros conglomeráticos han sido poco estudiados.

El presente trabajo se enfoca a caracterizar tanto sedimentológica como petrográficamente los depósitos de conglomerado del miembro inferior, así como las areniscas interestratificadas, para definir su ambiente deposicional a partir de la medición y descripción de una columna estratigráfica.

2.2 Objetivos

2.2.1 Objetivo General

El objetivo de esta investigación es determinar el ambiente deposicional a través de la caracterización de las litofacies del conglomerado en una columna estratigráfica medida en una cañada adyacente a la localidad de Nueva Jerusalem, Ixtapa.

2.2.2 Objetivos Específicos

- I. Hacer la medición de la columna estratigráfica para representarla gráficamente;
- II. Describir y caracterizar las litofacies sedimentológica y petrográficamente en el intervalo conglomerático inferior de la Formación Ixtapa;
- III. Realizar un análisis geocronológico de U-Pb en zircones presentes en rocas



detríticas que permitirán conocer la edad máxima de depósito de la zona de estudio;

- IV. Analizar los resultados obtenidos y hacer la interpretación del ambiente deposicional.

2.3 Hipótesis

A partir de la medición de una columna estratigráfica y del reconocimiento de las características sedimentológicas, junto con petrografía y geocronología en clastos y areniscas interestratificadas en el miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa, se espera obtener información para determinar el ambiente de depósito en el cual se desarrolló este conglomerado.

Capítulo III. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se ubica en el sureste de México (Figura 3.1a), en la porción noroeste del estado de Chiapas (Fig. 3.1b), específicamente en la cabecera municipal del municipio de Ixtapa (Fig. 3.1c). La carta topográfica E15-11 publicada por el INEGI (2020) expresa el área de estudio limitada por las coordenadas $93^{\circ}01'14.16''$ a $92^{\circ}48'39.96''$ longitud oeste y $16^{\circ}41'04.56''$ a $16^{\circ}55'50.52''$ latitud norte.

El acceso a la zona es por la carretera internacional 190 que comprende el tramo Tuxtla Gutiérrez-San Cristóbal de las Casas. Con dirección a esta última, posteriormente se toma una desviación a la altura del poblado El Escopetazo para acceder a la carretera 195 Soyaló-Ixtapa, al tomar esta desviación se recorre un tramo de 15 km aproximadamente en dirección a Soyaló, la cual comunica con el poblado de Ixtapa (Figura 3.1c). La hidrografía del municipio de Ixtapa consiste principalmente en cuatro ríos: Escopetazo, Salina, Lajas y Hondo (Figura 3.1c).

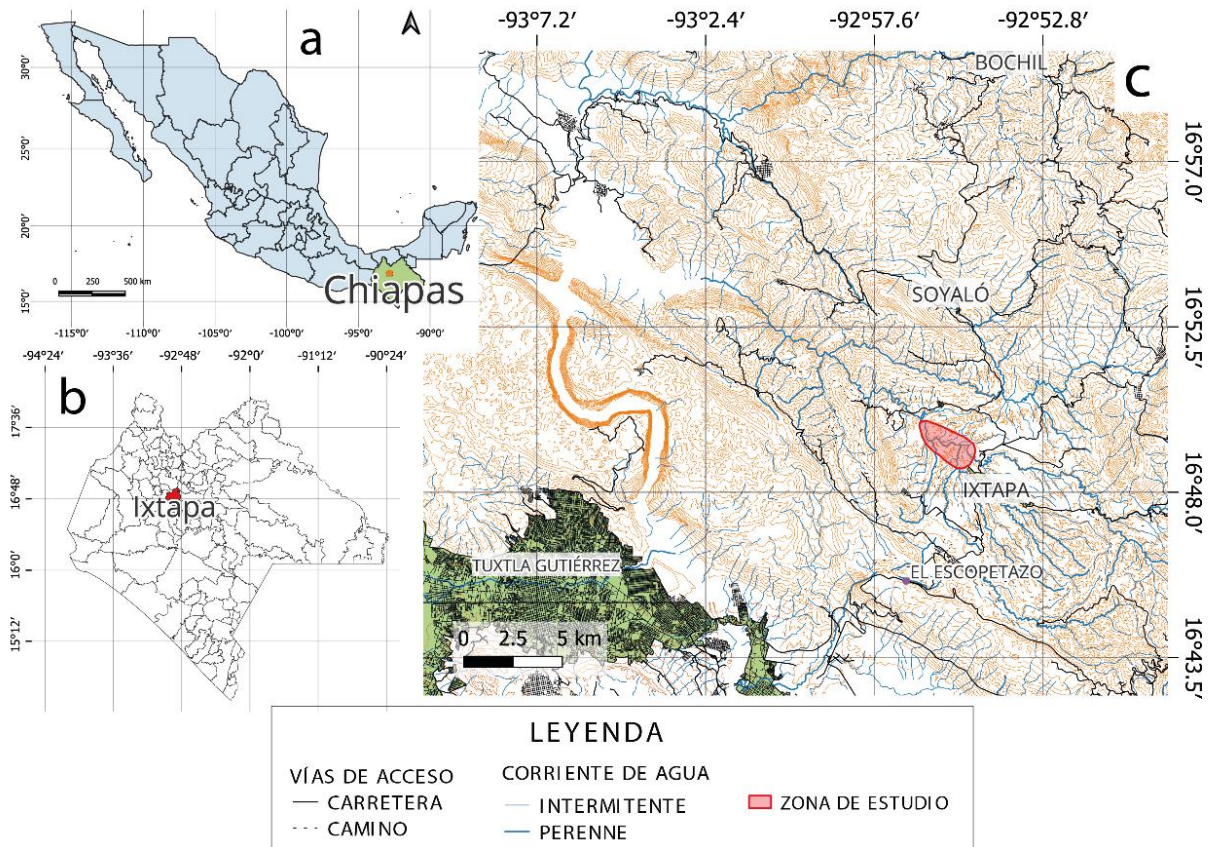


Figura 3.1. Ubicación de área de estudio. a) ubicación del estado de Chiapas en la República Mexicana y b) Municipio de Ixtapa mostrando el área de estudio.

Capítulo IV. ANTECEDENTES

4.1 Marco Geológico Regional

La geología del sureste mexicano representa una compleja historia de evolución asociada a la interacción de tres placas tectónicas: Norteamérica, Caribe y Cocos. Las diversas estructuras resultantes, así como los depósitos sedimentarios asociados son indicativos de episodios de exhumación y de erosión de bloques litosféricos con diferente naturaleza composicional.

En el sureste mexicano específicamente en la Sierra de Chiapas, se han sugerido tres eventos tectónicos ocurridos principalmente desde finales del Cretácico y durante el Cenozoico, los cuales pudieron haber contribuido al desarrollo y relleno de las cuencas sedimentarias para este tiempo. Estos episodios de deformación

dieron como resultado la formación de: 1) el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano durante el Cretácico Tardío-Paleógeno (Campa y Coney, 1983; Fitz-Díaz et al., 2012), 2) el Cinturón de Pliegues de Chiapas-Guatemala durante el Mioceno (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009; Pindell y Kennan, 2009; Witt et al., 2012), y 3) el sistema de fallas de transcurrencia Motagua-Polochic en el límite entre las placas de Norteamérica y del Caribe, iniciando durante el Mioceno (Erdlac y Anderson, 1982; Guzmán-Speziale, 2010).

La Sierra de Chiapas forma parte del bloque Maya, que a su vez es la porción meridional de la Placa Norteamericana (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Meneses-Rocha, 2001; Ortega-Gutiérrez et al., 2007) (Fig. 4.1). La Sierra de Chiapas ha sido dividida en cinco subprovincias de acuerdo con la presencia de estructuras dominantes: Macizo de Chiapas, Sierra Monoclinal, Anticlinorio de Chicomuselo, Sistema de Fallas de Transcurrencia, y Sistema de Fallas Inversas (Sánchez-Montes de Oca, 1979; Meneses-Rocha, 1991, 2001).

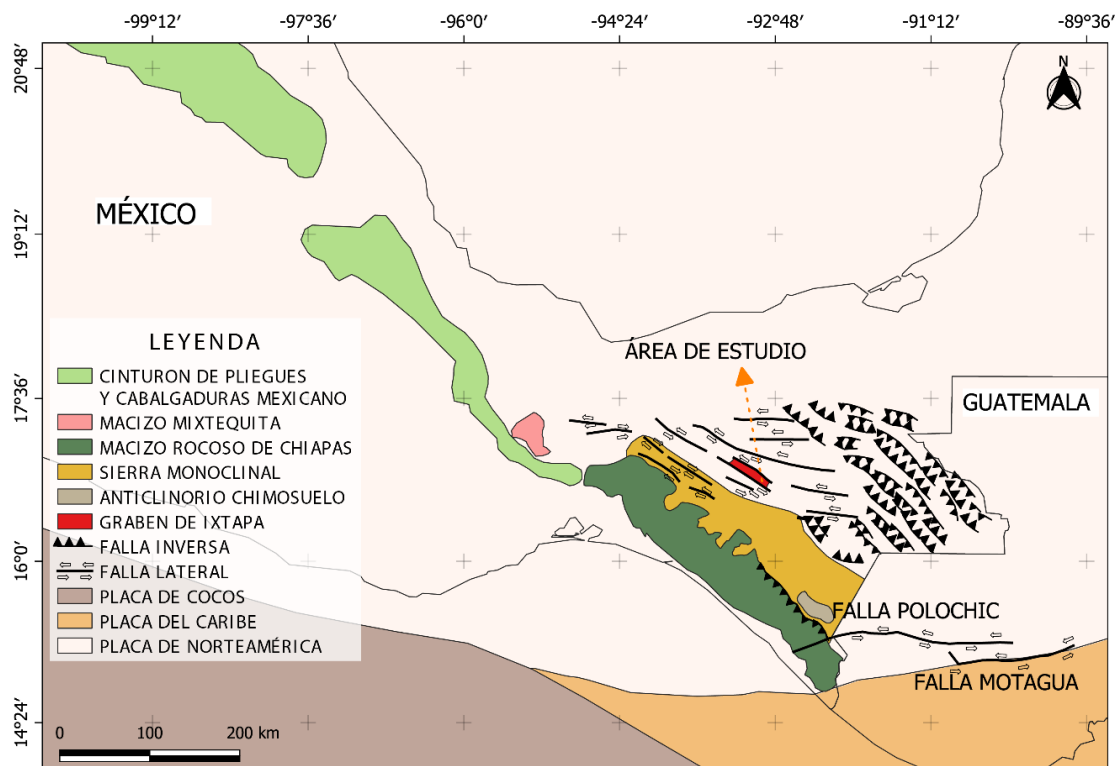


Figura 4.1. Mapa de la tectónica regional del sureste de México, en el que se expresan las principales provincias geológicas de importancia en este trabajo y descritas en el texto (Modificado de Meneses-Rocha, 2001).



El macizo de Chiapas (Figura 4.1) es uno de los basamentos cristalinos más grandes de México, con una extensión aproximadamente de 20,000 km². Este basamento cristalino incluye principalmente rocas plutónicas permo-triásicas y ordovícicas (Schaaf en prensa, como se citó en Weber et al., 2007; Estrada-Carmona et al., 2012), que composicionalmente varían desde gabros hasta granitos, así como rocas metamórficas, principalmente paleozoicas (Weber et al., 2018). Las unidades metamórficas incluyen principalmente ortogneises, paragneises, esquistos, cuarcitas, y anfibolitas (Weber et al., 2002). El macizo de Chiapas limita al norte con el Anticlinorio Chicomuselo y la Sierra Monoclinal, con el Cinturón de Pliegues de Chiapas el cual está formado por una cubierta sedimentaria mesozoica y cenozoica (Witt et al., 2012) (Fig. 4.1).

Tanto el Macizo de Chiapas como las rocas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas del Cinturón de Pliegues de Chiapas han sido afectados por un sistema de fallas de transurrencia, el cual incluye varias fallas laterales sinistralas subordinadas al principal sistema de fallas Motagua-Polochic que limitan al bloque Maya, de la Placa Norteamericana, con respecto al bloque de Chortís, de la placa del Caribe (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Meneses-Rocha, 2001; Authemayou et al., 2011; Fig. 4.1). Asimismo, en esta deformación por transurrencia, están involucradas desde las rocas metasedimentarias y metaígneas paleozoicas del Macizo de Chiapas hasta las rocas sedimentarias e ígneas del Neógeno. Además, este sistema de fallas de transurrencia está asociado al emplazamiento de granitoides sintectónicos miocénicos que intruyen a la porción sur del Macizo de Chiapas (Molina-Garza et al., 2015); y de igual forma, este sistema está estrechamente relacionado con el desarrollo de las cuencas transtensivas, donde ocurre sedimentación sintectónica, como el caso del graben de Ixtapa (Meneses-Rocha, 2001).

4.2 Geología y tectónica del graben de Ixtapa

El Graben de Ixtapa es una cuenca *pull apart* formada como resultado de la actividad de fallas de transurrencia subordinadas al sistema Motagua-Polochic. El

graben tiene una orientación NW-SE y está limitado al sur por la falla Malpaso-Aztlán, tiene un rumbo NW-SW y se extiende por 54 Km; al norte por la Falla Chicoasén-San Cristóbal, hacia el oriente tiene un rumbo E-W y en su parte occidental su rumbo cambia N55°E, se extiende por una longitud de 80 y 50 Km, respectivamente; y al sureste por la falla normal del Sureste, cuyo bloque de techo cae hacia el NE, lo conforma el frente montañoso formado por rocas carbonatadas del Cretácico y se encuentra cubierto por depósitos volcanoclásticos del Pleistoceno (Meneses-Rocha, 2001; Figura 4.2). El graben de Ixtapa se extiende por unos 60 km y su ancho máximo es de 10 km, es un sinclinal que buza hacia el sureste, en el que los estratos son progresivamente más jóvenes hacia el sureste y se inclinan en esta misma dirección (Meneses-Rocha, 2001).

La estratigrafía del graben de Ixtapa comprende desde rocas cretácicas, las cuales conforman principalmente los flancos del graben, hasta depósitos pleistocénicos que se encuentran rellenando la cuenca del graben. El Cretácico está representado por las rocas carbonatadas de las formaciones Sierra Madre, Jolpabuchil y Angostura, mientras que el Cenozoico está representado principalmente por sucesiones siliciclásticas y subordinados depósitos volcánicos.

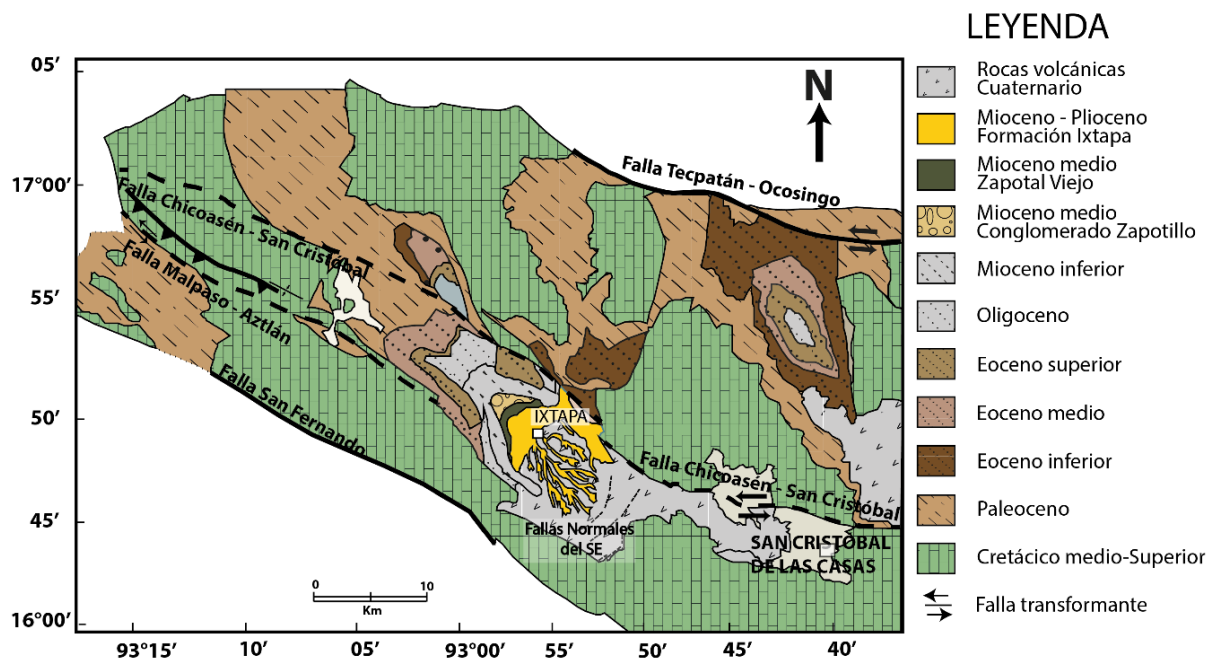


Figura. 4.2. Geología del graben de Ixtapa (Modificado de Meneses-Rocha, 2001).



4.2.1 Formación Sierra Madre

La Formación Sierra Madre está constituida por calizas y dolomías del Cretácico Tardío. Dicha formación, está dividida en un miembro inferior, Caliza Canelhá del Aptiano; y dos miembros superiores, Caliza Jolpabuchil y Caliza Cintalapa, del Cretácico (Sánchez-Montes de Oca, 1979). Esta formación aflora en el noroeste del graben de Ixtapa (Fig. 4.2), su contacto superior es discordante con la Formación Angostura (figura 4.3). El espesor estimado regionalmente es de ~2500 m (Sánchez-Montes de Oca, 1979; Steele, 1985; Quezada-Muñetón, 1987). Se ha interpretado que su depósito se llevó a cabo en un ambiente marino poco profundo, en la que los fósiles *Orbitolina texana* y *Nummuloculina heimi* sugieren una edad albiana-cenomaniana (Gutiérrez-Gil, 1956; Michaud y Fourcade, 1989).

4.2.2 Formación Jolpabuchil

La Formación Jolpabuchil se constituye de calizas y pedernales pertenecientes al Turoniano–Santoniano (Meneses-Rocha, 2001). Esta formación aflora en la parte norte de las partes central y oriental del graben de Ixtapa (Fig. 4.2). Se interpreta que su depósito fue en un ambiente de cuenca profunda carbonatada (Meneses-Rocha, 2001).

4.2.3 Formación Angostura

La Formación Angostura consiste en una sucesión de calizas, dolomías y brechas. Esta formación está ampliamente expuesta en las áreas elevadas que corresponden con los flancos del graben de Ixtapa (Fig. 4.2). El contacto inferior de la Formación Angostura con la Formación Sierra Madre es discordante, mientras que su contacto superior con la Formación Soyaló se encuentra cubierto de vegetación y está afectado por fallas. Esta formación tiene un espesor estimado que varía de 300 a 350 m (Quezada-Muñetón, 1987). Se ha interpretado que su depósito se llevó a cabo en un ambiente de plataforma somera, con esporádicos desarrollos arrecifales (Quezada-Muñetón, 1987). La edad reportada, a partir del contenido de microfauna de rudistas la sitúa en el Cretácico Tardío (Gutiérrez-Gil, 1957; Frost y Langenheim, en prensa, 1974; Quezada-Muñetón, 1987).



4.2.4 Formación Soyaló

La Formación Soyaló está conformada por una sucesión terrígena que consiste en intercalaciones de lutitas y areniscas. Está ampliamente expuesta al noroeste del graben de Ixtapa, así como en su flanco norte (Fig. 4.2). Sobreyace de manera concordante y transicional a la Formación Angostura (Quezada-Muñetón, 1987). Su contacto superior con la Formación El Bosque es inferido como una discordancia angular (Ferrusquía-Villafranca et al., 2000). En la localidad tipo, la Formación Soyaló tiene al menos 600 m de espesor (Ferrusquía-Villafranca et al., 2000). Este mismo autor interpretó un ambiente deposicional marino moderadamente profundo, sometido a una fuerte influencia terrígena. La Formación Soyaló es escasamente fosilífera; sin embargo, se le asignó una edad del Paleoceno por correlaciones con *Turritela nasula* en Cerro Colorado (Durham, et al. 1955), y *Globorotalia Velascoensis* (Langenheim y Frost, 1965).

4.2.5 Formación El Bosque

La Formación El Bosque está constituida por una alternancia de calizas y margas que gradan a limolitas y areniscas (Quezada-Muñetón, 1987). Esta formación aflora en el centro-noroeste del graben de Ixtapa (Fig. 4.2). De acuerdo a Quezada-Muñetón (1987), el contacto inferior de la Formación el Bosque con la Formación Soyaló es concordante y transicional, mientras que la naturaleza del contacto superior con la Formación San Juan no se ha determinado (Ferrusquía-Villafranca et al., 2000). La Formación El Bosque tiene un espesor que varía entre 400 y 900 m (Quezada-Muñetón, 1987), pudiendo alcanzar los 2000 m de espesor (Ferrusquía-Villafranca et al., 2000). Se han reportado una diversidad de fósiles representados por invertebrados marinos como son gasterópodos, bivalvos, braquiópodos, y equinodermos; vertebrados (vértebras de tiburones, tortugas); algas calcáreas y restos de plantas, sugiriendo un ambiente fluvial, cercano a una costa marina (Quezada-Muñetón, 1987; Ferrusquía-Villafranca et al., 2000; Perrilliat et al., 2006; Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009; Pérez-Lara et al., 2017). Con base a su posición estratigráfica se le ha asignado una edad del Eoceno temprano-medio (Quezada-Muñetón 1987; Witt et al., 2012).



4.2.6 Formación San Juan

Esta formación consiste en calizas altamente fosilíferas (foraminíferos, corales, moluscos, crustáceos, anélidos, equinodermos, restos de plantas) y conglomerados intercalados con areniscas (Ferrusquía-Villafranca et al., 2000). Sobreyace concordante y transicional a la Formación El Bosque (Licari, 1960, como se citó en Perillat et al., 2003), mientras que su contacto superior no ha sido observado. El espesor estimado de esta formación es de 450-500 m (Ferrusquía-Villafranca et al., 2000). Se ha propuesto que fue depositada en un ambiente de plataforma marina somera con influjo de sedimentos terrígenos. Con base en su contenido fósil de foraminíferos y corales, la edad estimada de la Formación San Juan es Eoceno medio (Frost, y Langenheim, 1974, como se citó en Ferrusquía-Villafranca et al., 2000).

4.2.7 Grupo Río Hondo

4.2.7.1 Conglomerado Zapotillo

El Conglomerado Zapotillo consiste en una alternancia de conglomerados, areniscas, limolitas y calizas y tiene un espesor de 800 m. Su ambiente de depósito se interpreta que fue en una depresión marina poco profunda por un sistema de delta trenzado (Meneses-Rocha, 2001) y se le asignó una edad de Mioceno medio.

4.2.7.2 Lutita Zapotal Viejo

Esta unidad consiste en limolitas laminadas que cambian gradualmente hasta ser lutitas con contenido fósil que indican una edad del Mioceno medio (Meneses-Rocha, 2001). Con base en su contenido fósil, Langenheim y Frost (1974) sugirieron que esta unidad fue depositada en un ambiente mixto marino salobre a marino somero.

4.2.7.3 Formación Ixtapa

La Formación Ixtapa está compuesta por conglomerados, areniscas y limolitas, que en conjunto tienen un espesor de 6770 m. Se ha documentado que su depósito se llevó a cabo en un ambiente puramente continental de abanicos aluviales y se le ha asignado una edad del Mioceno superior al Plioceno inferior (Meneses-Rocha,



2001).

| | | SIERRA MONOCLINAL | | PROVINCIA DE FALLAS TRANSCURRENTES | | | | | |
|-----------|------------|-------------------|-------------|------------------------------------|--------------------|--------------------------------|--------------------|-----------|--|
| | | ÁREA OCCIDENTAL | | ÁREA CENTRAL | | ÁREA ORIENTAL | | | |
| | | | | ÁREA DE MALPASO | ÁREA DE IXTAPA | | | | |
| NEÓGENO | PLIOCENO | | | PIROCLASTOS | PIROCLASTOS | | | | |
| | | MIOCENO | SUPERIOR | | FM IXTAPA | | | | |
| | | | MEDIO | | | GP RIO HONDO | ZAPOTAL VIEJO | | |
| | INFERIOR | | | CG ZAPOTILLO | | | | | |
| | PALEÓGENO | OLIGOCENO | | | MALPASO | ARENISCAS, LUTITAS Y LIMOLITAS | SANTO DOMINGO | | |
| | | | | | DEPÓSITO | CALIZAS | ARENISCA BALUNTUN | | |
| | | EOCENO | | | LA LAJA | ARENISCAS, LUTITAS Y CALIZAS | LUTITA MAZANTIC | | |
| | | | CHATTIANO | | | ARENISCAS | LA QUINTA | | |
| | | | RUPELIANO | | | ARENISCAS, LUTITAS Y CALIZAS | RANCHO BERLIN | | |
| | | | PRIABONIANO | | | ARENISCAS, LUTITAS Y CALIZAS | LA TRINIDAD | | |
| PALEOCENO | | | | CONG. UXPANAPA | CZ, AR, CG, LU, LM | IXTACLUM | | | |
| | | LUTETIANO | | | SAN JUAN | LOMUT | | | |
| | | | YPRESIANO | | | | EL BOSQUE LECHERÍA | EL BOSQUE | |
| DANIANO | | | | | | SOYALÓ | SOYALÓ | TENEJAPA | |
| | | | | | | | DOLOMIAS CALIZAS | | |
| CRETÁCICO | SUPERIOR | MAASTRICHTIANO | ANGOSTURA | | MÉNDEZ | ANGOSTURA | ANGOSTURA | | |
| | | CAMPANIANO | | | XOCHITLAN | OCO-ZOCCOAUTLA | | | |
| | | SANTONIANO | | | | | | | |
| | CANIACIANO | SIERRA MADRE | | | SIERRA MADRE | JOLPABUCHIL | | | |
| | TURONIANO | | | | | | | | |
| | INFERIOR | ALBIANO | | | SIERRA MADRE | | | | |
| | APTIANO | | | | | JOLPABUCHIL | | | |

Figura 4.3 Columna estratigráfica de la provincia de fallas transcurrentes, donde se encuentra el área de Ixtapa (Modificado de Meneses-Rocha, 2001).



4.3 Formación Ixtapa (Antecedentes)

La Formación Ixtapa fue descrita primeramente por geólogos de Petróleos Mexicanos (PEMEX); Hinojosa-González (1964) y González-Alvarado (1965), quienes le dieron el nombre de "Formación Ixtapa". Esta formación está distribuida en la planicie Ixtapa-Zinacantán, Chiapas (Quezada-Muñetón, 1987). Tectónicamente está expuesta en el graben de Ixtapa, el cual forma parte de la porción central de la Sierra de Chiapas.

Esta formación fue definida formalmente como una sucesión de conglomerados, areniscas y limolitas. González-Alvarado (1965; en Quezada-Muñetón, 1987) dividió esta Formación en tres miembros: Conglomerado Inferior, Unidad Tobácea y Conglomerado Superior, los cuales en conjunto representan un espesor de 4760 m.

Meneses-Rocha (1991; 2001) documentó 6790 m de espesor de la Formación Ixtapa en la sección Ixtapa-Zinacantán. En esta sección reconoció 10 litofacies, mismas que agrupó en seis asociaciones de litofacies (Fig. 4.3). Considerando la información paleontológica de Daily y Durham (1966), a las asociaciones de litofacies A y B (correspondientes al miembro conglomerático inferior) les asignó una edad de Mioceno tardío, mientras que a las asociaciones de litofacies C y D (miembro intermedio), y a las asociaciones de litofacies E y F (miembro conglomerático superior) les asignó una edad en el rango Mioceno tardío al Plioceno temprano, con base en la edad de K-Ar en hornblendas de 2.14 ± 0.04 Ma en andesitas del estratovolcán cerro Tzontehuitz, ubicado cerca de San Cristóbal de las Casas (Damon y Montesinos, 1978).



| EDAD | | LITOLOGÍA | UNIDADES | ASOCIACIONES DE FACIES | ESPESOR | COD. LIT. |
|----------|------------------------|------------------|-------------------------|------------------------|---------|--|
| PLIOCENO | MIOCENO SUPERIOR | FORMACIÓN IXTAPA | ? | | 970 m | ? |
| | | | MEGA-SECUENCIA SUPERIOR | F | 1305 m | Gme 47% Sh 53% |
| E | Sh 60% Fr 40% | | | | | |
| MIOCENO | A PLIOCENO INFERIOR | | MEGA-SECUENCIA MEDIA | D | 1925 m | Gme 64% Sh 27% Sr 9% |
| | | | | C | | Fl 34% Si 26% Sh 15% Gm 13% Sr 12% |
| | MIOCENO SUPERIOR | | MEGA-SECUENCIA INFERIOR | B | 2590 m | Gme 64% Sp 16% St 8% Shm 12% |
| | | | | A | | Gms 76% Sh 24% |

Figura 4.4 Columna litoestratigráfica de la Formación Ixtapa (Modificado de Meneses-Rocha, 2001). Código litológico: Gms–Conglomerado masivo o con estratificación horizontal, Gme–Conglomerado masivo o con estratificación horizontal con estructuras erosivas, Gm–Conglomerado masivo clastosoportado, Sh– Arenisca con estratificación horizontal, Sp– Arenisca con estratificación cruzada planar, St–Arenisca con estratificación cruzada curvada, Sl– Arenisca gradada, finamente laminada, Sr– Arenisca con rizaduras, Fl–Limolita y arenisca muy fina con laminación, y Fr–limolita con rizaduras.



Capítulo V. METODOLOGÍA

Este trabajo se llevó a cabo en tres etapas; una etapa de revisión bibliográfica previa a las actividades de campo, en la cual se buscó y revisó la información geológica relevante, que incluyó textos científicos, libros, cartografía previa y mapas geológicos. Una segunda etapa que incluyó las actividades de campo y una tercera que consistió en hacer todas las actividades de laboratorio y de la integración e interpretación de los resultados.

El trabajo de campo consistió en un reconocimiento previo del área, con el fin de identificar los mejores accesos, así como la obtención de permisos para realizar el trabajo, la identificación de afloramientos con mayor exposición tanto vertical como horizontal, y aquellos mejor preservados. Se hicieron caminamientos sobre cortes de carreteras o terracerías y, sobre todo, a lo largo de arroyos que es donde se encontraron las mejores exposiciones.

5.1 Medición de la columna estratigráfica

Una vez identificado el mejor afloramiento, en los alrededores de la colonia Nueva Jerusalem, al oeste del poblado de Ixtapa (Fig. 5.1), se prosiguió con la medición de una columna estratigráfica. Se midió una columna de 332 metros utilizando un báculo de Jacob de 1.5 metros de longitud, con marcas cada 30 cm (Fig. 5.2). En el punto de inicio se tomó la localización con un GPS, así como el rumbo y el echado de la estratificación para ajustar el ángulo de inclinación del báculo. Hecho esto se comenzó con la medición tomando una lectura de los datos de la estratificación cada vez que se veía un cambio en la actitud de los estratos, para evitar medir espesores aparentes. Cada intervalo medido fue representado a escala en la libreta de campo. Las descripciones de la geometría de los estratos, tales como los tipos de superficies limitantes entre estratos, espesores, continuidad lateral, tamaños y formas de los granos, y estructuras sedimentarias presentes fueron reportados.

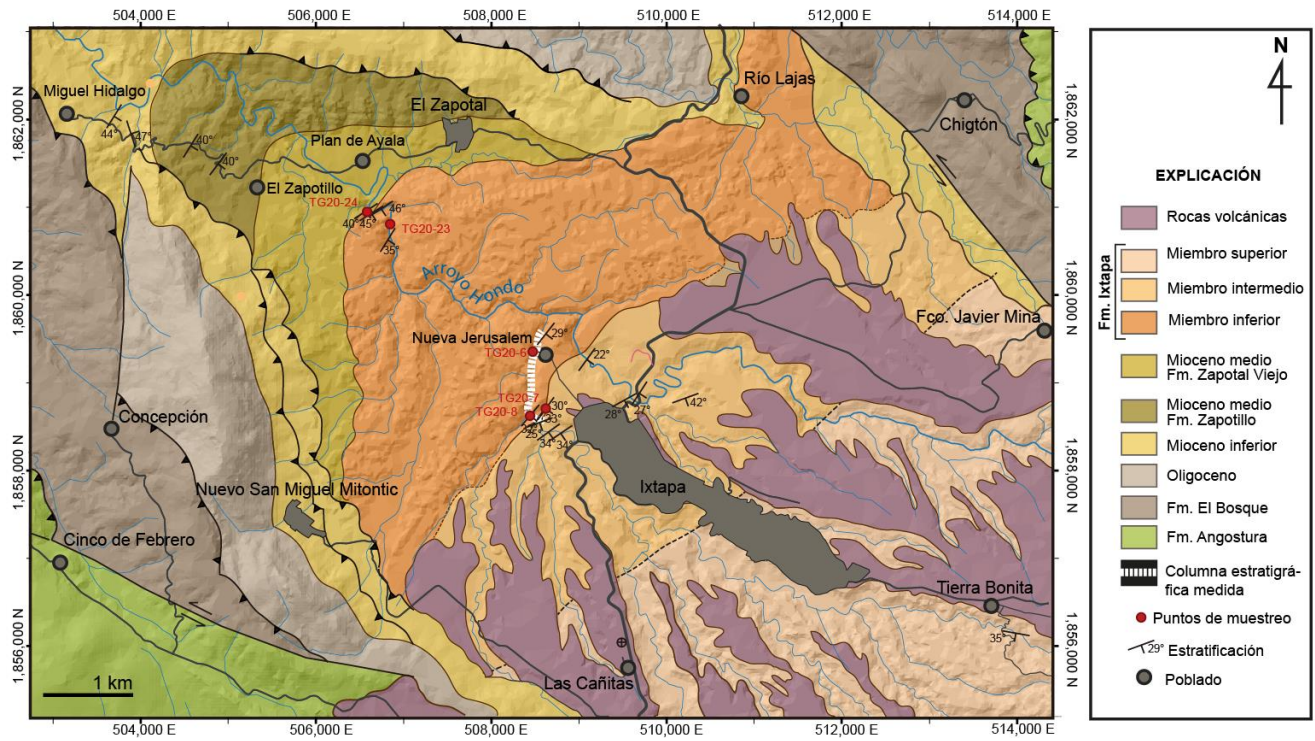


Figura 5.1. Mapa geológico donde se muestra la ubicación de la columna estratigráfica medida en el miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa (Modificado de Meneses-Rocha, 2001).



Figura 5.2. Fotografía representativa de actividades de campo, que incluyeron la medición de la columna estratigráfica con el báculo de Jacob en la Formación Ixtapa.



5.2 Caracterización de componentes

En puntos estratégicos, dentro de la columna medida, se hicieron observaciones y mediciones del tamaño de los clastos de conglomerado y su composición. Aunque muchos clastos fueron descritos *in situ*, otros más fueron extraídos del afloramiento y fragmentados para observar con la lupa su textura y los minerales en una superficie fresca. Así mismo, en el caso de que los clastos con imbricación, se hicieron algunas mediciones de las direcciones de la imbricación para obtener la dirección de paleocorrientes, las cuales son representadas en un diagrama de roseta en la columna estratigráfica.

5.3 Reconocimiento de las litofacies

A lo largo de la columna estratigráfica medida se hizo el reconocimiento de facies de acuerdo con sus características litológicas (litofacies). Para ello se consideraron los códigos de litofacies propuestos por Miall (1977; 2006) en los cuales se incluyen los atributos deposicionales primarios, tales como estratificación, tamaño de grano, textura, estructura interna y las estructuras sedimentarias presentes. De esta manera, tomado de términos en inglés, el código de litofacies está compuesto por una primera letra en mayúscula que representa el tamaño de grano, seguido por una letra minúscula que representa la textura, en el caso de los conglomerados, y una tercera letra minúscula que representa la estructura primaria (Tabla 5.1).

| Litología | Textura | Estructura sedimentaria |
|------------------|--|--|
| Gravel/Grava (G) | Matrix-supported/ matriz soportado (m) | Massive/masivo (m) Weak grading/gradación débil (g) Inverse grading/gradación inversa (i) |
| | Clast-supported/ clasto soportado (c) | Horizontal bedding, imbrication/Estratificación horizontal, imbricación (h) Planar cross-bedding/lamination/laminación o estratificación cruzada planar (p) Trough cross-bedding/lamination/laminación o estratificación cruzada curvada (t) |
| Sand/arena (S) | | Upper/lower plane-lamination/laminación plano-paralela del régimen superior (h) |
| | | Low-angle (<15°) cross-bedding/Estratificación cruzada de bajo ángulo (l) |
| | | Ripple cross-lamination/laminación cruzada con rizaduras (r) |

Tabla 5.1. Códigos utilizados para las litofacies (Miall, 1977; 2006).

5.4 Colecta de muestras para petrografía y geocronología

Para el análisis petrográfico y geocronológico se colectaron muestras lo más frescas posibles de clastos de las sucesiones conglomeráticas, así como de las areniscas interestratificadas (fig. 5.3), para las sucesiones conglomeráticas se obtuvieron un total de 20 muestras, 11 son de origen metamórfico, 6 de origen ígneo y 3 de origen sedimentario; y para las areniscas interestratificadas se recolectaron un total de 4 muestras. Para el análisis geocronológico se obtuvieron dos muestras una de arenisca y otra de un clasto de metagranito (anexo 1). Del total de las muestras obtenidas, las 20 muestras para petrografía y el clasto de metagranito para geocronología están ubicadas dentro de la columna estratigráfica medida (figura 6.1). Las muestras fueron tomadas en distintos niveles estratigráficos y fueron ubicadas geográficamente con un GPS, además, ubicadas en su nivel estratigráfico correspondiente dentro de la columna. Las muestras fueron etiquetadas con una clave (indicando el lugar y número de muestra) y subsecuentemente almacenadas en bolsas de muestreo.



Figura 5.3. Fotografía representativa de colecta de muestras en el miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa.



5.5 Petrografía de areniscas y clastos de conglomerado

Para el análisis petrográfico se prepararon láminas delgadas de las muestras. Con una cortadora con disco de diamante se cortó una pieza de roca con un tamaño de 3 x 5 cm y se pulió una de sus superficies; primero con abrasivos gruesos lubricados con agua y posteriormente con abrasivos más finos para el acabado final. Una vez pulida la superficie, se adhirió a un vidrio porta-objetos petrográfico mediante una resina y se dejó secar. Las propiedades ópticas de esta resina no interfieren o cambian las propiedades ópticas de los minerales. Después de que la pieza estuvo completamente seca y adherida, se procedió a pulir del lado libre de la muestra utilizando progresivamente abrasivos gruesos y finalizando con abrasivos muy finos, lubricados con agua. Este pulido se hace hasta que la pieza de roca alcanza las 30 micras de espesor, con el cual se obtiene que la luz transmitida del microscopio revele los colores reales de los minerales. Para alcanzar este espesor de la lámina se utiliza el espesor del mineral de cuarzo bajo el microscopio de luz transmitida, el cual varía al girar la platina de negro a gris claro o blanco. Una vez que los granos de cuarzo se ven con estos colores, la lámina está lista. Para finalizar, se cubrió este lado de la lámina con un cubreobjetos adherido con resina (bálsamo de Canadá). Después se procedió a etiquetar la muestra.

La petrografía de cada lámina se hizo mediante un microscopio binocular petrográfico (marca Zeiss) de luz transmitida. El reconocimiento de cada mineral se llevó a cabo a través de sus propiedades ópticas y específicas.

5.6 Geocronología de U-Pb en arenisca y clasto de conglomerado

La preparación de dos muestras (una de arenisca y otra de un clasto de metagranito) para su análisis isotópico en zircones consistió en la trituración de la roca por medio de una prensa *Graseby Specac* en el Taller de Molienda y Separación del Centro de Geociencias-UNAM (Fig. 5.4a). Este proceso consistió en reducir con la prensa el tamaño de la roca hasta obtener dos fracciones de tamaño de grano principales; una entre 500 y 250 micras y otra menor a 250 micras, con la ayuda de tamices. Estas fracciones de roca molida fueron colectadas en bolsas estériles donde se indicó la clave de la muestra y el tamaño de la fracción. Por cada

proceso de trituración de una muestra, la prensa y cada uno de los componentes del taller, fueron lavados y limpiados para evitar la contaminación de la muestra posterior.

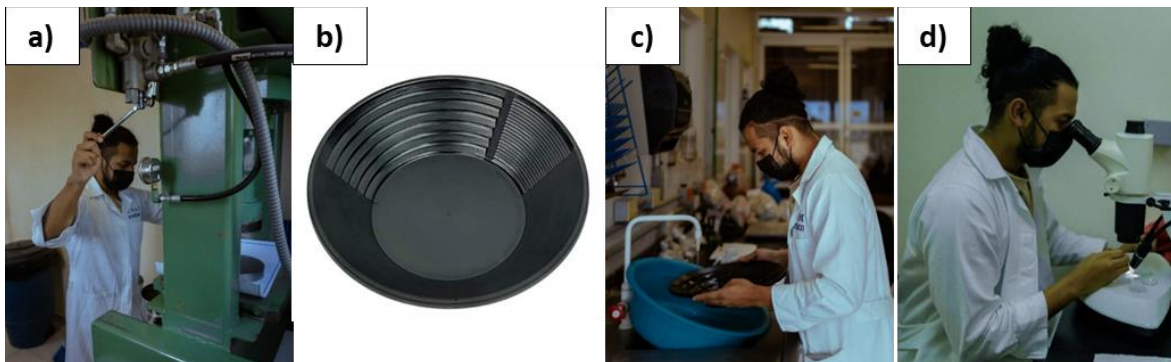


Figura 5.4. Secuencia de preparación de las muestras para análisis isotópico de U-Pb. a) Trituración de muestras por medio de prensa Graseby specac, b) Batea utilizada, c) Trabajo de bateo para concentración de zircones y d) Separación y montura de zircones con ayuda del microscopio estereográfico.

Para la concentración de los zircones se utilizó la técnica de bateo que consiste en lavar una porción de la muestra molida de la fracción menor a 250 micras. Esta técnica implica hacer movimientos oscilatorios con la batea (Figs. 5.4b y c), debajo de un chorro continuo de agua, inclinándola ligeramente para permitir que el material más ligero sea desechado y el material pesado se quede en la batea. Una vez que se removi6 todo el material ligero, se procedi6 a concentrar hacia un lado de la batea solo el material m6s denso, que es la fracci6n donde se encuentran los zircones. Este material fue colectado en una caja Petri de vidrio y se dej6 secando en el horno a 50 °C. Posteriormente al secado, el concentrado de minerales m6s densos se revis6 en el microscopio estereogr6fico donde manualmente fueron separados los zircones (Fig. 5.4d). Para una muestra detr6tica se tomaron aleatoriamente 150 granos de zirc6n para incluir todas las poblaciones, y 6stos fueron colocados sobre una cinta con pegamento adherida previamente en un vidrio. Para la muestra 6gnea, donde solo se requiere saber la edad de cristalizaci6n, se tomaron 50 zircones m6s euhedrales y se colocaron en una cinta adhesiva adherida a un vidrio. Una vez que los zircones de las dos muestras fueron montados sobre la cinta adhesiva, se coloc6 una probeta de pl6stico de 2 pulgadas de di6metro sobre el 6rea donde fueron



montados los zircones, se rellenó con resina y se dejó secar 8 horas. Después que la resina se secó, la probeta se pulió con abrasivos para exponer la superficie de los zircones. Posteriormente, se hizo la catodoluminiscencia a las muestras para ver la estructura interna de los zircones y así evitar aquellos zircones que tuvieran fracturas, inclusiones o núcleos heredados. Se hizo una secuencia de medición de 100 granos de zircones para las muestras sedimentarias y 35 granos para la muestra ígnea.

Los análisis se llevaron a cabo por la técnica de ablación láser inductivamente acoplado a un espectrómetro de masas (laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry; LA-ICPMS) en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Cada análisis se hizo empleando un haz de láser de 23 μm , 193 nm de longitud de onda, fluencia de 9 J/cm^2 y una frecuencia de 5 Hz, con 15 segundos para la adquisición de blanco, 30 segundos de ablación y 15 segundos de lavado. Se utilizó como material de referencia un zircón estándar primario Z_91500 (Wiedenbeck et al., 1995), un zircón estándar secundario Plêsovice (Sláma et al., 2008) y un vidrio estándar NIS SRM610 para evaluar las composiciones elementales del zircón. Los resultados se redujeron utilizando el software Lolite (Paton et al., 2011). Para mayor detalle del protocolo analítico, incluyendo la reducción de datos, corrección de plomo común, error de propagación y cálculo de la edad, consultar a Solari et al. (2010; 2015).

Los resultados fueron graficados en diagramas de concordia de Wetherill y Tera-Wasserburg mediante el uso del software libre online Isoplot R (Vemeesch, 2018). Se utilizó un filtro de discordancia, considerando solo aquellos análisis entre -5% y +30% de discordancia. La edad de cristalización para la muestra ígnea se calculó a partir de los zircones más jóvenes concordantes. La edad máxima de depósito de la muestra de arenisca se obtuvo por la media ponderada del grupo de edades más jóvenes definido por al menos tres granos de zircones concordantes, cuyas elipses se traslapan en edad en 2σ (Dickinson y Gehrels, 2009). Para la representación de la distribución estadística se usó para visualización de los datos en la muestra



detrítica el estimador de densidad de Kernel (KDE, por sus siglas en inglés; Vermeesch, 2018).

Capítulo VI. RESULTADOS

6.1 Litofacies y asociaciones de litofacies

6.1.1 Litofacies

Para reconocer las características sedimentológicas y el ambiente en que se llevó a cabo el depósito del conglomerado, se midió una columna estratigráfica en la parte superior del miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa sobre una cañada adyacente al poblado de Nueva Jerusalem, donde la roca está bien expuesta. Se hizo la medición en esta parte debido a que las condiciones de energía y profundidad del agua, así como las paredes del cañón nos permitieron caminar y medir sobre esta sección. El inicio de la columna está dado por las coordenadas 509689, 1858872 y el fin de la medición por las coordenadas 508442, 1858625 (UTM-WGS84 zona 15N), dando como resultado una columna con un espesor de 332 metros de conglomerados que tienen interestratificaciones de areniscas (Fig. 6.1), en los cuales se reconocieron siete litofacies que muestran cambios evidentes y más significativos. El código de cada litofacies está de acuerdo con la nomenclatura en facies fluviales propuesta por Miall (1977, 2006), como se describió en la sección de la metodología. Las litofacies y sus características se resumen en la tabla 6.1, mientras que las descripciones más detalladas se mencionan en el texto siguiente.

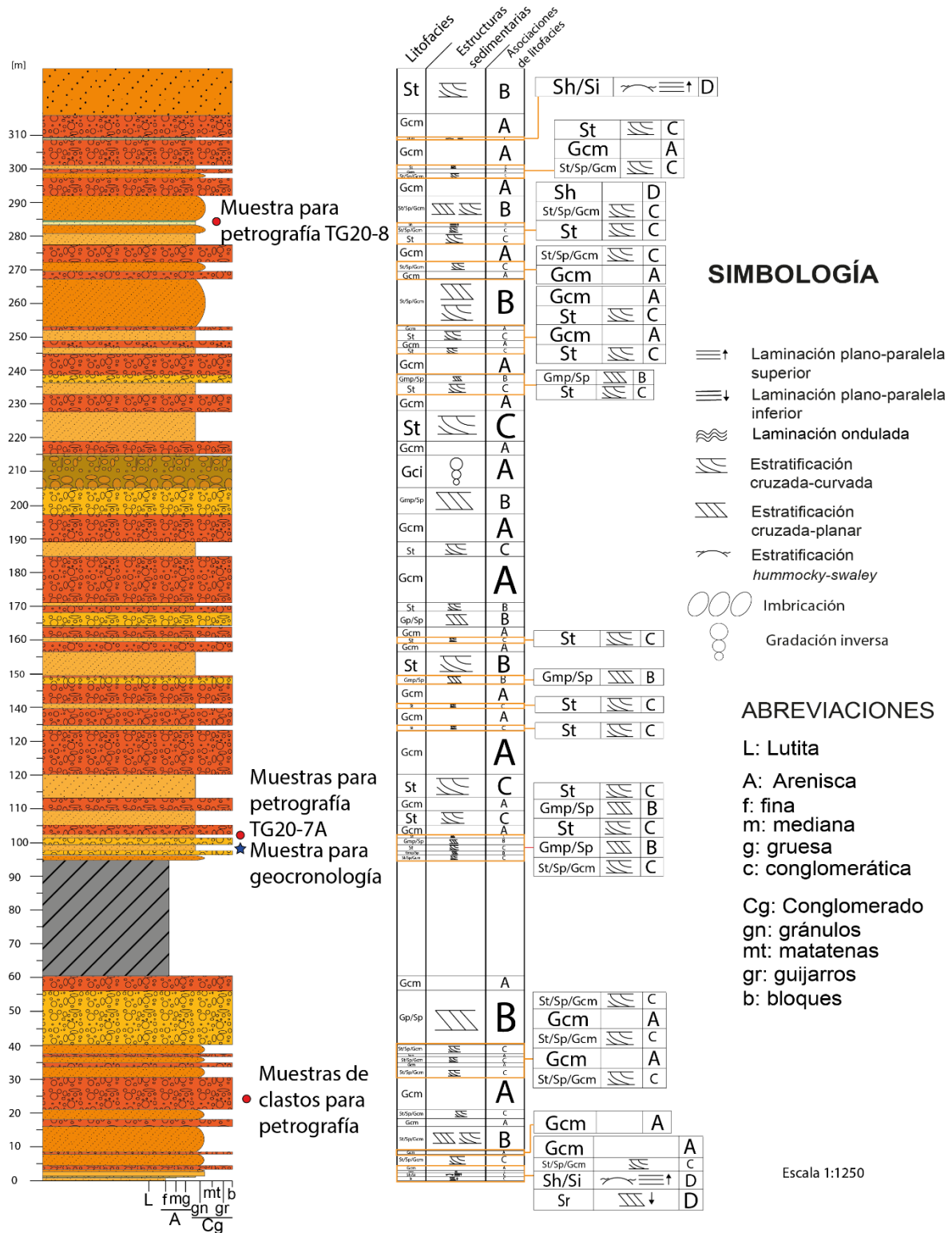


Figura 6.1 Columna estratigráfica medida en las cercanías de Nueva Jerusalem, Ixtapa, Chiapas.



| Código | Litofacies | Descripción | Estructuras sedimentarias | Interpretación de los procesos deposicionales |
|--------|--|---|---|--|
| Sr | Arenisca con rizaduras | Sucesiones de areniscas de grano medio con estratificación y laminación cruzada. | Rizaduras 2D | Rizaduras formadas por corrientes de baja velocidad o desaceleración del flujo. |
| Sh/SI | Areniscas con laminación plano-paralela superior y laminación cruzada tipo hummocky-swaley | Arenisca con laminación planoparalela superior de grano medio a fino, moderadamente bien clasificada con contactos netos, con bases erosivas y cimas onduladas, con estructuras tipo hummocky. | Laminación planoparalela superior Laminación tipo Hummocky-Swaley | Depósito asociado a episodios de tormentas. |
| Gmp/Sp | Conglomerado intercalado con arenisca con estratificación cruzada planar | Sucesión de conglomerados mayormente matriz-soportado, con bases erosivas, sin gradación y con ligera presencia de imbricación. Clastos mal clasificados, redondeados. Están en contacto neto con areniscas de grano grueso que muestran estratificación cruzada. | Estratificación cruzada planar Dunas 2D Rizaduras 2D Imbricación | Depósito conglomerático generado por flujo de escombros, posteriormente removido por oleaje. |
| Gcm | Conglomerado clasto-soportado masivo. | Conglomerado masivo sin estructura interna, mal clasificado, clasto-soportado con base ligeramente erosiva. Incluye clastos de los tres tipos de rocas. | No hay presencia de estructuras sedimentarias | Depósito generado por un flujo de detrito con comportamiento pseudo-plástico. |
| St | Arenisca conglomerática con estratificación cruzada curvada con presencia de carbón. | Arenisca de grano grueso con clastos moderadamente clasificados, presenta estratificación cruzada curvada muy evidente. | Dunas 3D Estratificación cruzada curvada | Estructuras formadas por corrientes del régimen inferior |
| Gci | Conglomerado clasto-soportado con gradación inversa. | Conglomerado clasto-soportado predominantemente mal clasificado con gradación inversa. | Gradación inversa | Depósito generado por un flujo de escombros con comportamiento plástico. |
| Sh | Arenisca gruesa con laminación plano-paralela superior alternada con arenisca conglomerática y con depósitos de placer de color negro. | Sucesión de arenisca con clastos moderadamente bien clasificado sin contactos erosivos con arenisca conglomerática masiva | Laminación plano-paralela superior | Depósito generado por el movimiento continuo del oleaje con alta energía. |

Tabla 6.1. Litofacies presentes en la columna estratigráfica medida en el Miembro Conglomerático Inferior de la Formación Ixtapa.

Litofacies Sr: Areniscas con rizaduras.

Son areniscas marrón claro, dispuestas en estratos que varían entre 20 y 30 cm de espesor, con bases planas y cimas ligeramente onduladas, e incluyen

principalmente tamaños de grano de fino a mediano. Se caracterizan por presentar rizaduras montantes (Fig. 6.2).



Figura 6.2. Litofacies Sr mostrando las areniscas con rizaduras montantes.

Litofacies Sh/SI: Areniscas con laminación plano-paralela superior y laminación cruzada tipo hummocky-swaley.

La litofacies de arenisca con laminación plano-paralela superior y laminación cruzada tipo hummocky-swaley es de las más escasas en la columna estratigráfica. Consiste en arenisca de color café claro, de grano mediano moderadamente clasificada, dispuesta en estratos que varían entre 15 y 20 cm de espesor, con base plana y cima ligeramente ondulada, con laminación plano-paralela superior (Fig. 6.3a). Por encima de estas areniscas se presentan estratos de aproximadamente 10-15 cm de espesor, de areniscas de grano fino, bien clasificada, con bases erosivas y cimas onduladas con laminación cruzada tipo hummocky-swaley (Fig. 6.3b).

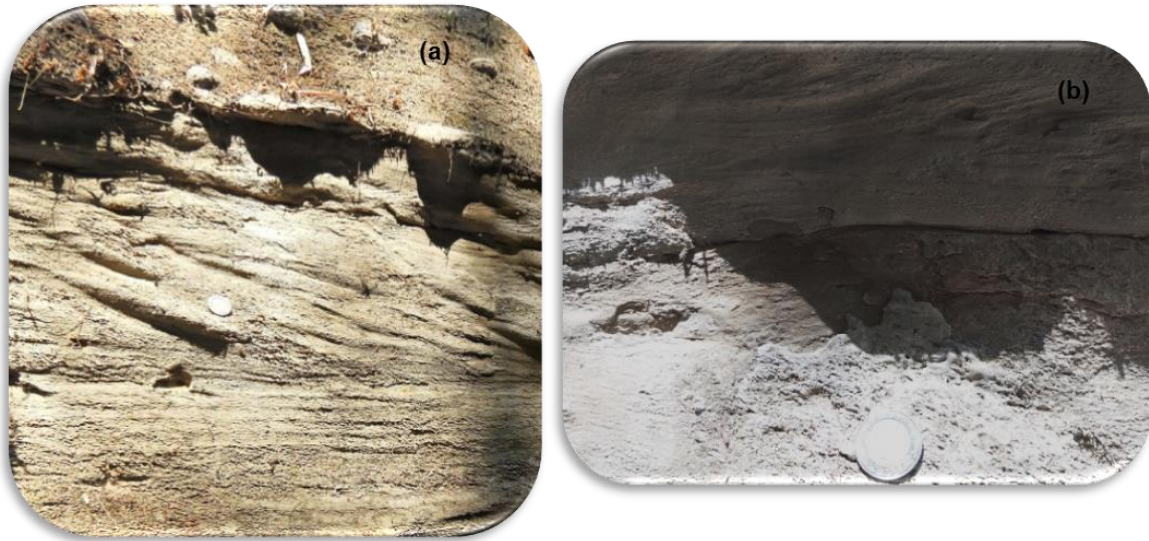


Figura 6.3. Litofacies Sh/SI mostrando: a) areniscas con laminación plano-paralela superior (Sh), y b) areniscas con laminación cruzada tipo hummocky-swaley (SI).

Litofacies Gmp/Sp: Conglomerado intercalado con arenisca con estratificación cruzada planar.

La litofacies de conglomerado con laminación y estratificación cruzada planar alternado con arenisca conglomerática (Gmp/Sp) está representado en la columna estratigráfica desde la parte inferior hasta aproximadamente los 250 m arriba. Consiste en estratos tabulares de espesor variable pero que constantemente se miden en metros, están compuestos por la alternancia de conglomerado y arenisca conglomerática. El conglomerado es matriz-soportado, mal clasificado, con clastos polimícticos redondeados, sus bases son erosivas y están en contacto neto con la arenisca, y presentan estratificación cruzada planar (Fig. 6.4). Las areniscas presentan estratificación cruzada planar, es de grano grueso a muy grueso y sus clastos están moderadamente seleccionados.



Figura 6.4. Litofacies Gmp/Sp mostrando estratos conglomeráticos intercalados con areniscas, con estratificación cruzada planar.

Litofacies Gcm: Conglomerado clasto-soportado masivo.

La litofacies Gcm es la más abundante dentro de la zona de estudio y está presente a lo largo de toda la columna estratigráfica. Esta litofacies está compuesta por estratos tabulares y gruesos (de más de 1 m de espesor), con bases nítidas paralelas a ligeramente onduladas de conglomerado clasto-soportado y, ocasionalmente, matriz-soportado, mayormente mal clasificado, con clastos subredondeados y redondeados que varían en tamaño de 0.5 cm hasta clastos de tamaños mayores de 30 cm (Fig. 6.5). Los clastos presentes regularmente no presentan una orientación preferencial, se encuentran de forma masiva y se pueden encontrar clastos de origen metamórfico, ígneo y sedimentario. Ocasionalmente se pueden encontrar inmersos en matriz arenosa, así como pequeños intervalos (de menos de 10 cm de espesor) de arenisca masiva.



Figura 6.5. Litofacies Gcm mostrando estratos de conglomerado clasto-soportado masivo.

Litofacies St: Arenisca conglomerática con estratificación cruzada curvada con presencia de carbón.

Esta litofacies de arenisca conglomerática con estratificación cruzada curvada (St), está presente desde la parte media hasta la parte superior de la columna estratigráfica (Fig. 6.1). Consiste en areniscas de grano grueso con estratificación cruzada curvada, con presencia de carbón y conglomerado masivo de pocos centímetros de espesor depositado entre los límites de las dunas (Fig. 6.6). Esta litofacies presenta espesores de hasta de 10 metros. Las areniscas incluyen granos subredondeados, moderadamente clasificados, mientras que el conglomerado presenta clastos redondeados a subredondeados, mal clasificados. Se observan estructuras sedimentarias como dunas 3D, así como estratificación cruzada curvada.



Figura 6.6. Litofacies St mostrando arenisca conglomerática con estratificación cruzada curvada. En la imagen se observa la estratificación cruzada curvada muy evidente y el conglomerado se acomoda en los planos de la estratificación cruzada de la arenisca entre una duna y otra.

Litofacies Gci: Conglomerado clasto-soportado con gradación inversa.

La litofacies de conglomerado clasto-soportado con gradación inversa (Gci) se encuentra representada en la zona media de la columna estratigráfica, sin embargo, su presencia a lo largo de toda la columna es poco representativa. Esta litofacies puede alcanzar hasta un metro de espesor. Consiste en conglomerado clasto-soportado, con clastos de origen metamórfico, ígneo y sedimentario, mal clasificados que exhiben estructura de gradación inversa (Fig. 6.7).



Figura 6.7. Litofacies Gci mostrando un conglomerado clasto soportado con gradación inversa.

Litofacies Sh: Areniscas con laminación plano-paralela superior intercalada con depósitos de placer.

La litofacies de arenisca con laminación plano-paralela superior intercalada con depósitos de placer se encuentra representada en la parte superior de la columna estratigráfica. Esta litofacies consiste en arenisca en estratos de 10 cm de espesor, de grano grueso, medianamente clasificada, con laminación plano-paralela superior, intercalada con arenisca conglomerática. Estas areniscas presentan bandas negras interestratificadas compuestas por depósitos de placer de minerales pesados (Fig. 6.8). Las areniscas conglomeráticas son masivas, con clastos mal clasificados.



Figura 6.8. Litofacies Sh mostrando areniscas con laminación plano-paralela superior con bandas negras de depósitos de placer y arenisca conglomerática.

6.1.2 Asociaciones de litofacies

Asociación de facies A: flujos de detritos

Esta asociación de litofacies incluye a las litofacies Gcm y Gci que corresponde a conglomerados clasto-soportados a matriz soportados predominantemente masivos no gradados y con bases nítidas y netas a ligeramente onduladas y subordinados, conglomerados clasto-soportados con gradación inversa. Esta asociación de litofacies se interpreta como sedimentos depositados por un flujo de detritos con



comportamiento plástico y pseudoplástico (Miall, 2006).

Asociación de facies B: Dunas 2D.

En esta asociación de litofacies se integran las litofacies Gmp/Sp, que corresponden principalmente a areniscas de grano grueso llegando a ser conglomeráticas formando dunas apiladas o agrupadas con estratificación cruzada planar formando dunas 2D. Las dunas 2D se formaron bajo un régimen del flujo inferior (Miall, 1977).

Asociación de facies C: Dunas 3D.

En esta asociación de litofacies corresponden a el conjunto de las litofacies St./Sp/Gcm, St, contienen principalmente areniscas de grano grueso, areniscas conglomeráticas, conglomerados, formando dunas con estratificación cruzada que puede estar ligeramente curvada a la base o con estratificación cruzada curvada muy evidente y crestas sinuosas formando dunas 3D. Se interpreta que las dunas 3D representan condiciones de flujo con un incremento de velocidad dentro de un régimen del flujo inferior.

Asociación de facies D: Depósitos de tormenta.

En esta asociación de litofacies se incluyen las litofacies Sh/Sl, Sh y Sr que consisten en sucesiones de areniscas con tamaños de grano que varían verticalmente de grueso a fino conteniendo estructuras como laminación plano-paralela superior, laminación cruzada tipo hummocky y rizaduras. Se interpreta que estos sedimentos fueron depositados por un flujo del régimen superior pasando a un flujo del régimen inferior durante episodios de tormenta.

6.2 Petrografía de clastos y areniscas

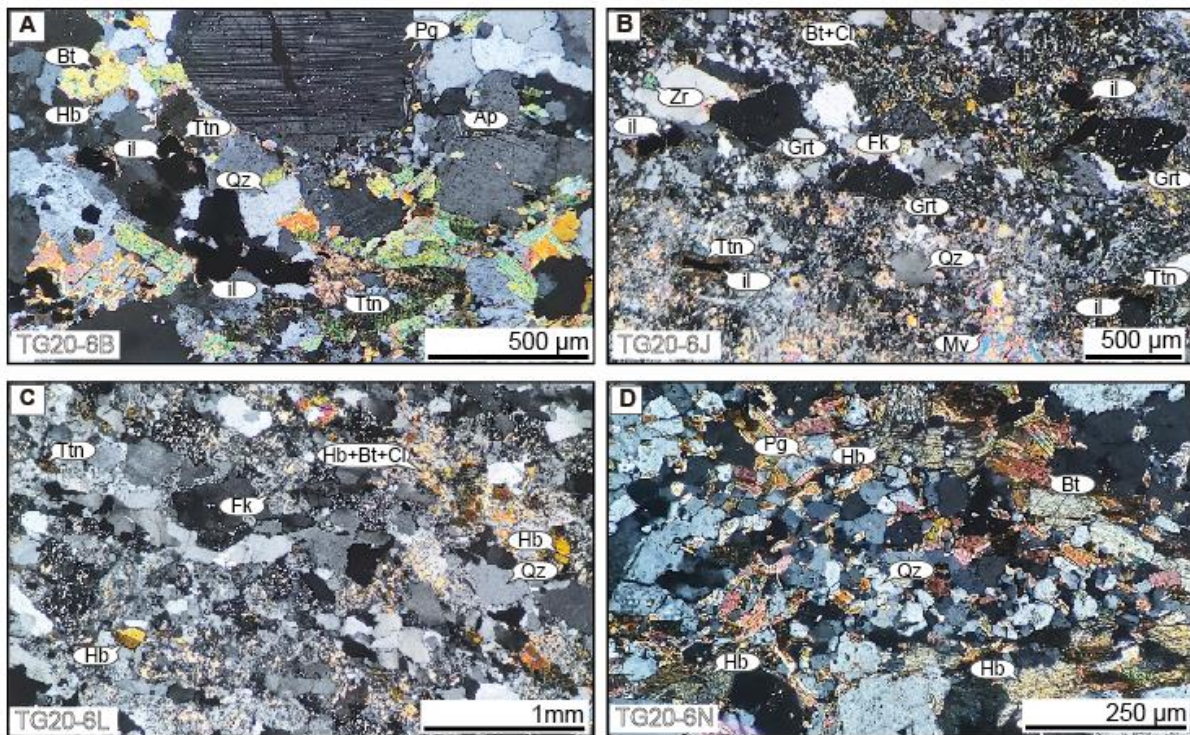
6.2.1 Petrografía de los clastos

Se realizó el análisis petrográfico de 20 muestras de clastos pertenecientes a el Miembro Conglomerático Inferior de la Formación Ixtapa, dichos clastos se encuentran ubicados en la parte inferior de la columna medida, específicamente entre los 20 y los 30 metros de espesor. La recolección de los clastos se llevó a cabo en la sección más representativa la cual está dada por las coordenadas

508473, 1859355 (UTM-WGS84 zona 15N) para los clastos TG20-6A, TG20-6B, TG20-6C, TG20-6D, TG20-6E, TG20-6F, TG20-6G, TG20-6H, TG20-6I, TG20-6J, TG20-6K, TG20-6L, TG20-6M, TG20-6N y TG20-6O, mientras que los clastos, TG20-7A, TG20-7B, TG20-7C, TG20-7D, TG20-7E, están ubicados en las coordenadas 508622, 1858706 (UTM-WGS84 zona 15N). Las abundancias porcentuales relativas sitúan a los clastos de origen metamórfico como los de mayor proporción, con un 53%, le siguen los clastos de origen ígneo con un 29%, el 18% restante corresponde a los clastos de origen sedimentario.

6.2.1.1 Clastos de origen metamórfico

Gneis (Muestras TG20-6B, TG20-6J, TG20-6L, TG20-6N, TG20-7C, TG20-7D, TG20-7E).



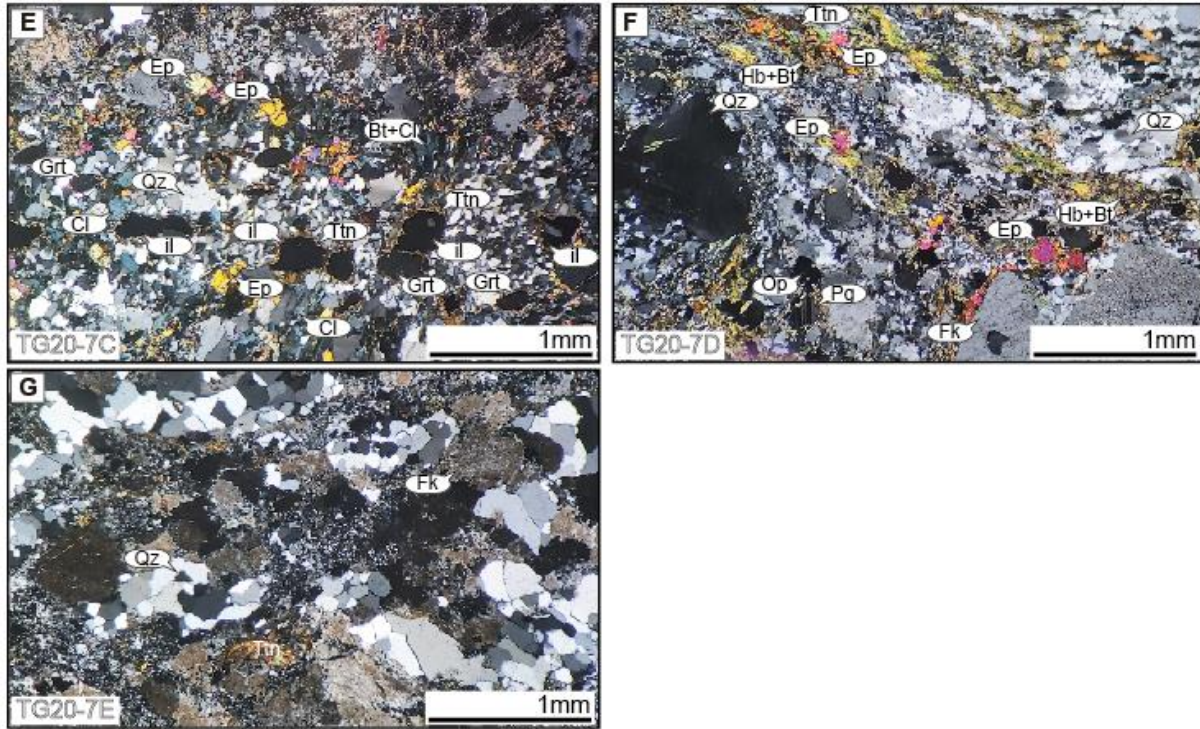


Figura 6.10. Fotomicrografías en luz polarizada cruzada de clastos de gneises donde se muestran los principales componentes; a) muestra TG20-6B, b) muestra TG20-6J, c) muestra TG20-6L, d) muestra TG20-6N, e) muestra TG20-7C, f) muestra TG20-7D, g) muestra TG20-7E. Abreviaciones: Ap apatito, Bt biotita, Cl clorita, Ep epidota, Fk feldespato potásico, Grt granate, Hb hornblenda, il ilmenita, Mv moscovita, Pg plagioclase, Qz cuarzo, Ttn titanita, Zr zircón, y Op-ópalo.

Los gneises son los clastos de origen metamórfico más abundantes (64%) en el Miembro Conglomerático Inferior de la Formación Ixtapa (Figura 6.10). Éstos presentan diversas texturas o combinaciones de ellas, tales como granoblástica-nematoblástica (TG20-6B y TG20-6N; Figs. 6.10a y d), porfidoblástica-granoblástica (muestras TG20-6J y TG20-7C; Figs. 6.10b y e), granoblástica interlobada (TG20-6L; Fig. 6.10c), amoeboides (TG20-7D; Fig. 6.10f) o poligonal (TG20-7E; Fig. 6.10g). Se componen principalmente por grandes cristales de cuarzo y en ocasiones policristalino, feldespato potásico, plagioclase formando bandas más claras, y biotita y hornblenda, o biotita y clorita; generalmente presentes en las bandas oscuras (excepto en la muestra TG20-7E; Fig. 6.10g). Algunos gneises contienen granate como porfidoblastos, al igual que ilmenita con coronas de titanita comunes (Figs. 6.10b y e). Otros gneises incluyen, además, moscovita (TG20-6J; Fig. 6.10b) o epidota común (TG20-7D y TG20-7D; Figs. 6.10e y f).

Metagranito (Muestras TG20-6G, TG20-7A, TG20-7B).

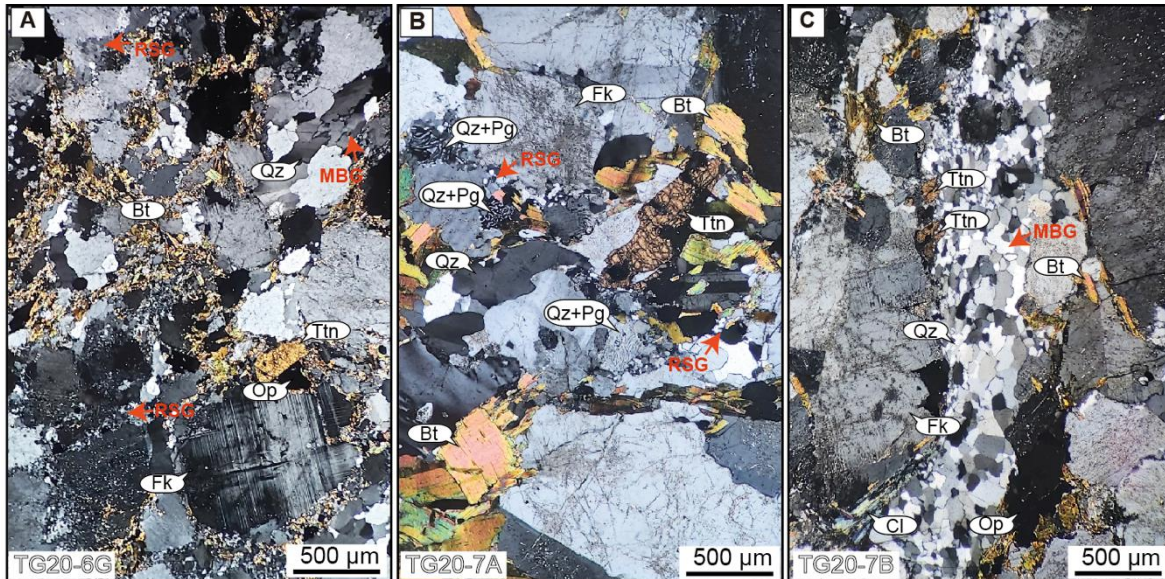


Figura 6.11. Fotomicrografías en luz polarizada cruzada de clastos de metagranitos donde se muestran los principales componentes; a) muestra TG20-6G, b) muestra TG20-7A, c) muestra TG20-7B. Abreviaciones: Bt biotita, Cl clorita, Fk feldespato potásico, Op mineral opaco, Qz cuarzo, Ttn titanita, RSG—cuarzo con rotación de subgranos, MBG—cuarzo con migración de borde de grano.

Los metagranitos constituyen el segundo grupo más abundante de los clastos de origen metamórfico (27%) en el conglomerado de la Formación Ixtapa. Estas rocas presentan una textura fanerítica y granoblástica (Figura 6.11), donde se pueden apreciar grandes cristales de cuarzo de forma subhedral, feldespato potásico, incluyendo ortoclasa y/o microlina y plagioclasa. Algunos cristales de cuarzo se observan parcialmente recrystalizados, con rotación de subgranos en los bordes (Figs. 6.11a y b) o completamente recrystalizados, mostrando migración de borde de grano (Fig. 6.11a y c). Además, algunos cristales de cuarzo presentan intercrecimiento con plagioclasa, generando texturas mirmequíticas (Fig. 6.11b). La presencia de biotita y titanita es común en todos los clastos de metagranito (Figs. 6.11a–c) distribuyéndose, generalmente, alrededor de los cristales de cuarzo y feldespatos. Los minerales opacos también son frecuentes, como lo muestran las muestras TG20-6G y TG20-7B, mientras que la clorita está presente solo en la muestra TG20-7B (Fig. 6.11c).

Esquisto (Muestra TG20-6H).

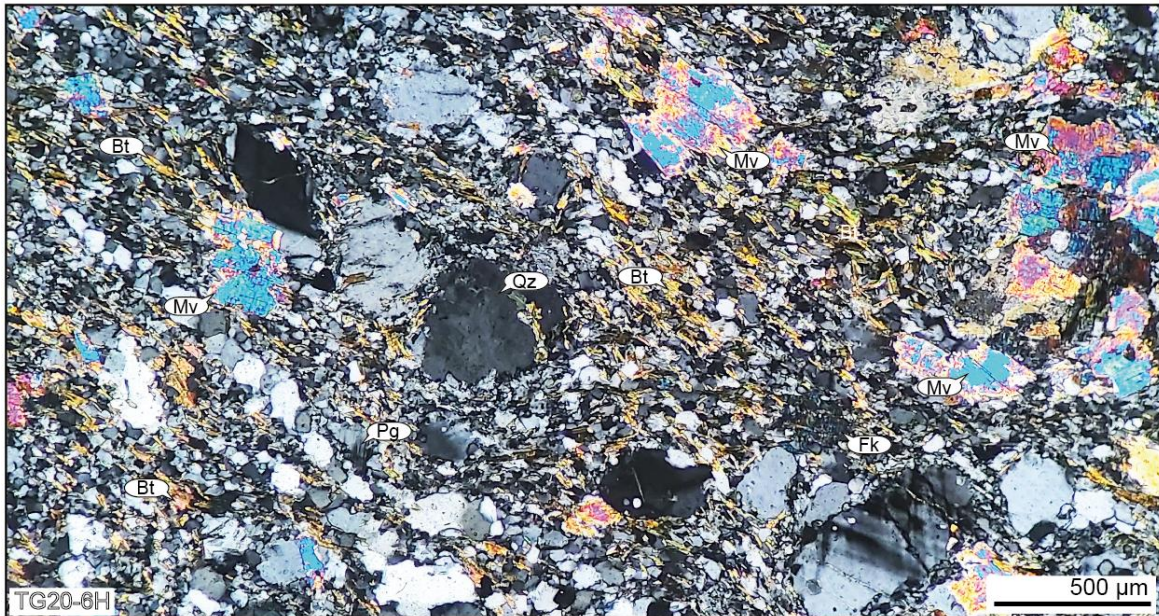


Figura 6.12. Fotomicrografía en luz polarizada cruzada de un clasto de esquisto donde se muestran los principales componentes de la muestra TG20-6H. Abreviaciones: Bt biotita, Mv moscovita, Pg plagioclase, Qz cuarzo.

La muestra de esquisto representa la litología de menor abundancia de los clastos metamórficos (9%). Estas rocas presentan una textura porfidoblástica-granoblástica (Fig. 6.12) y esquistosa. Consisten predominantemente de cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, biotita y moscovita, así como granate dentro de una matriz rica en cuarzo. La biotita está orientada de tal manera que define los planos de foliación, mientras que la moscovita, junto con grandes cristales de cuarzo, se muestran como porfidoblastos. También incluye minerales accesorios, tales como epidota, titanita, apatito, zircón, turmalina y opacos, escasa clorita.

6.2.1.2 Clastos de origen ígneo.

Granito (Muestras TG20-6A, TG20-6F, TG20-6M).

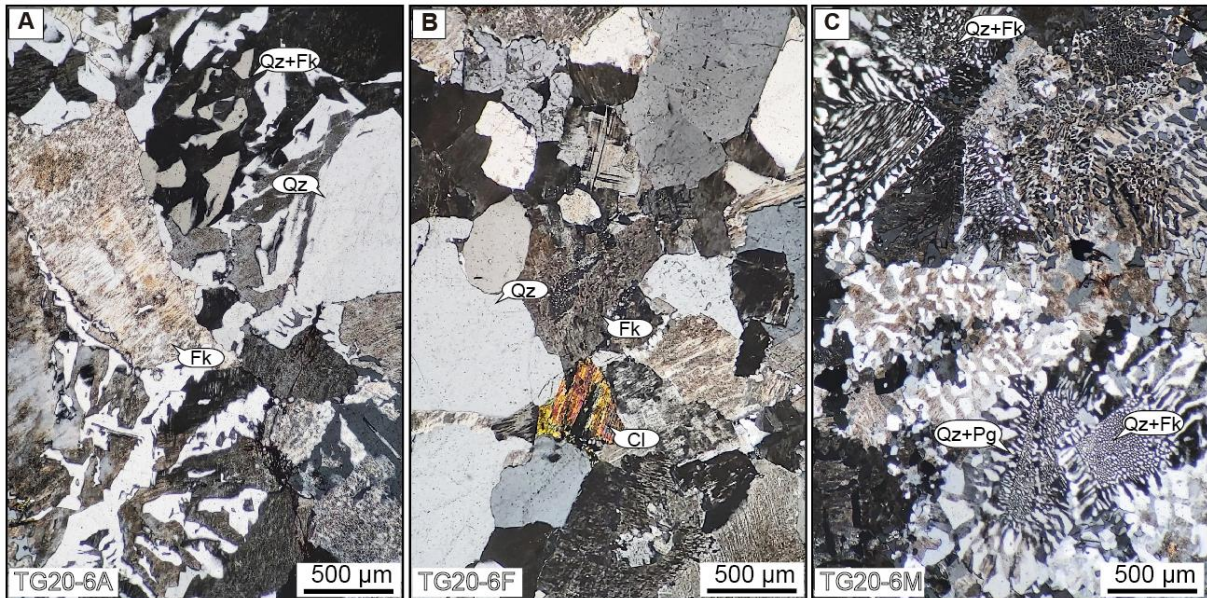


Figura 6.13. Fotomicrografías en luz polarizada cruzada (CPL) de clastos de granito donde se muestran los principales componentes; a) muestra TG20-6A, b) muestra TG20-6F, c) muestra TG20-6M. Abreviaciones: Cl clorita, Fk feldespato potásico, Qz cuarzo.

Los granitos son las rocas más abundantes de entre los clastos de origen ígneo (50%). Estas rocas tienen una textura fanerítica y consisten predominantemente en cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y, ocasionalmente, biotita (Figs. 6.13a–c). Desarrollan comúnmente texturas gráficas, con intercrecimiento de cuarzo y feldespato potásico (muestras TG20-6A y TG20-6M; Figs. 6.13a y c), o texturas mirmequíticas, con intercrecimiento de cuarzo con plagioclasa (muestra TG20-6M; Fig. 6.13c). Como minerales accesorios contienen opacos y clorita como alteración de algunos minerales de biotita (Fig. 6.13b).

Cuarzomonzodiorita (Muestra TG20-6E).

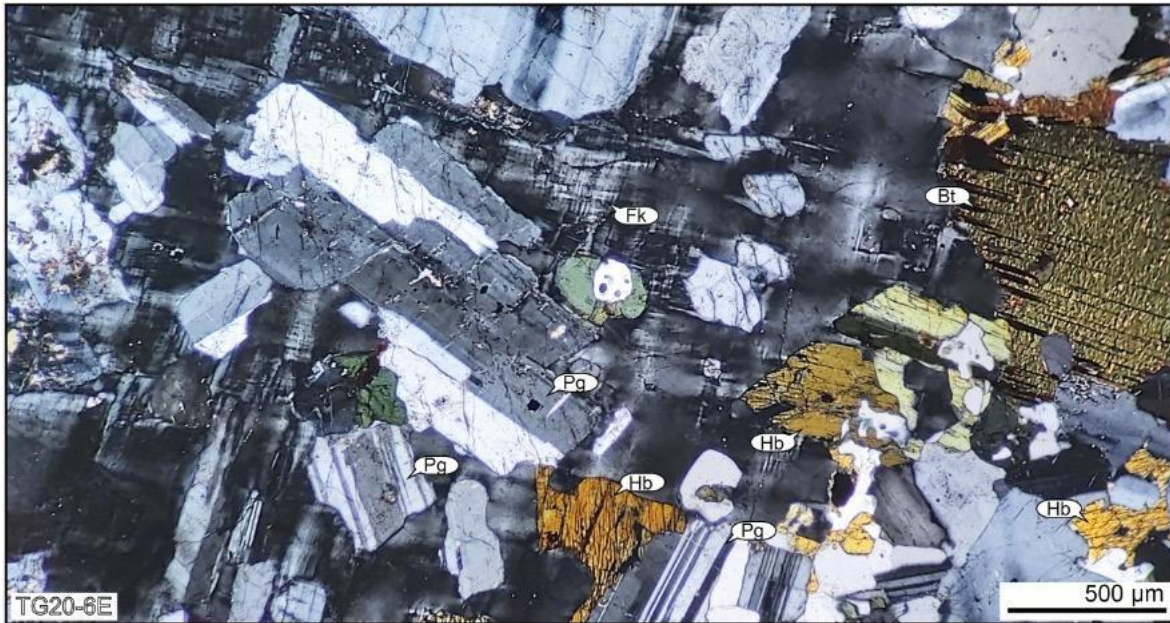


Figura 6.14. Fotomicrografía en luz polarizada cruzada (CPL) de un clasto de cuarzomonzodiorita donde se muestran los principales componentes de la muestra TG20-6E. Abreviaciones: Bt biotita, Hb hornblenda, Fk feldespato potásico, Pg plagioclasa. Abreviaciones: Cl clorita, Fk feldespato potásico, Qz cuarzo. Abreviaciones: Cl clorita, Fk feldespato potásico, Px-piroxeno, Qz cuarzo.

Estas rocas son algunas de las menos abundantes (16%) entre los clastos de origen ígneo intrusivo. Son rocas de textura fanerítica, que consisten predominantemente de plagioclasa, hornblenda y biotita, y subordinado cuarzo, feldespato potásico y piroxeno (Fig. 6.14). Localmente se muestran texturas poiquilíticas, donde la plagioclasa está incluida dentro de la hornblenda o del piroxeno. Como minerales accesorios contienen titanita y opacos.

Pórfido riolítico (Muestra TG20-6K).

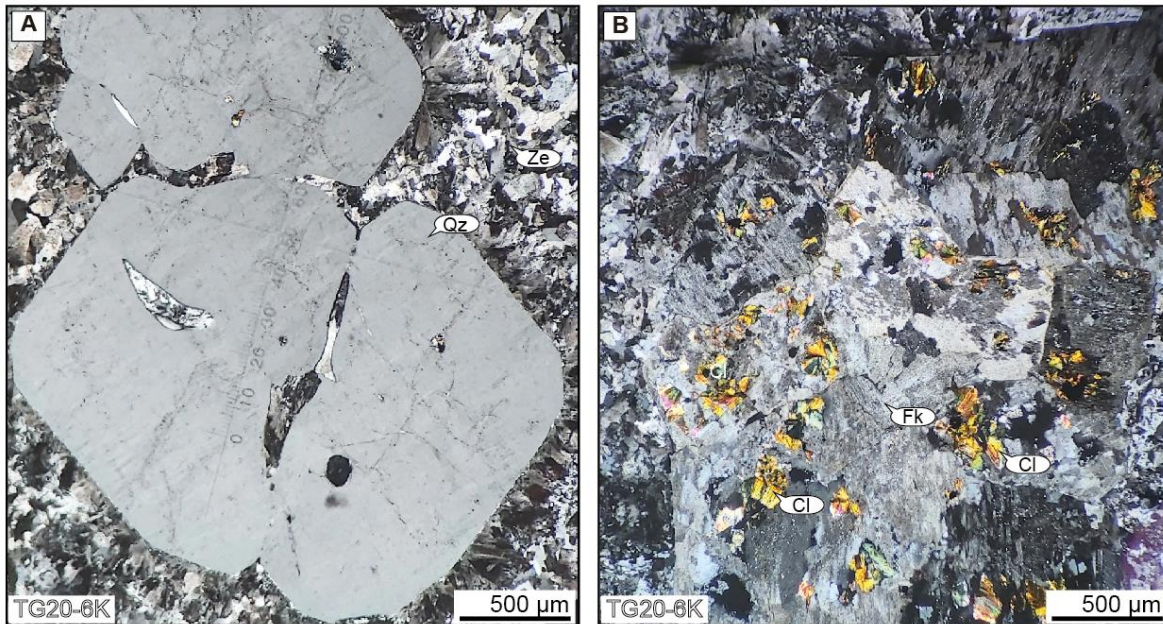


Figura 6.15. Fotomicrografías (a y b) en luz polarizada cruzada (CPL) de un clasto de un pórfido riolítico donde se muestran los principales componentes de la muestra TG20-6K. Abreviaciones: Cl clorita, Fk feldespato potásico, Qz cuarzo, y Ze-Zeolita.

Este tipo de roca es también de las menos abundantes entre los clastos de origen ígneo (16%). Es una roca de textura porfídica con fenocristales de cuarzo con bahías de asimilación (Fig. 6.15a), feldespato potásico y raramente minerales opacos contenidos en una matriz que ha sido casi completamente alterada a zeolitas (Fig.6.15a). Además del desarrollo de zeolitas, es común la presencia de clorita en agregados fibrosos y radiales que se distribuyen tanto en la matriz como en los feldespatos potásicos (Fig. 6.15b).

Toba dacítica (Muestra TG20-60).

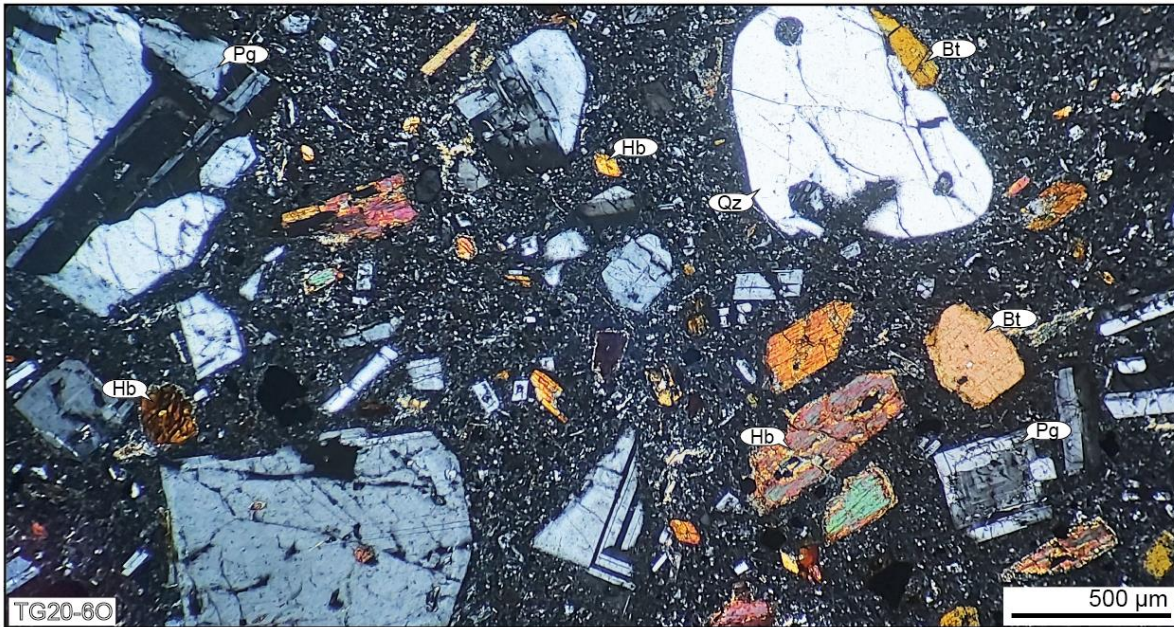


Figura 6.16. Fotomicrografía en luz polarizada cruzada (CPL) de un clasto de una toba dacítica donde se muestran los principales componentes de la muestra TG20-60. Abreviaciones: Bt biotita, Hb hornblenda, Pg plagioclasa, Qz cuarzo.

Esta roca es también poco abundante dentro de los clastos de origen ígneo (16%). Consiste en una roca de textura piroclástica y porfídica que incluye fenocristales de cuarzo con bahías de asimilación, plagioclasas zoneadas y con maclado polisintético, sanidino, hornblenda y biotita contenidas en una matriz microcristalina cuarzo-feldespática (Fig. 6.16). Los cristales de hornblenda muestran ocasionalmente una textura esqueletal. Por otro lado, tanto la biotita como la hornblenda muestran también una textura poiquilítica, conteniendo cristales de apatito, plagioclasa y minerales opacos. Estos últimos, también se encuentran distribuidos en la matriz.

6.2.1.3 Clastos de origen sedimentario.

Arenisca (Muestras TG20-6D, TG20-6I).

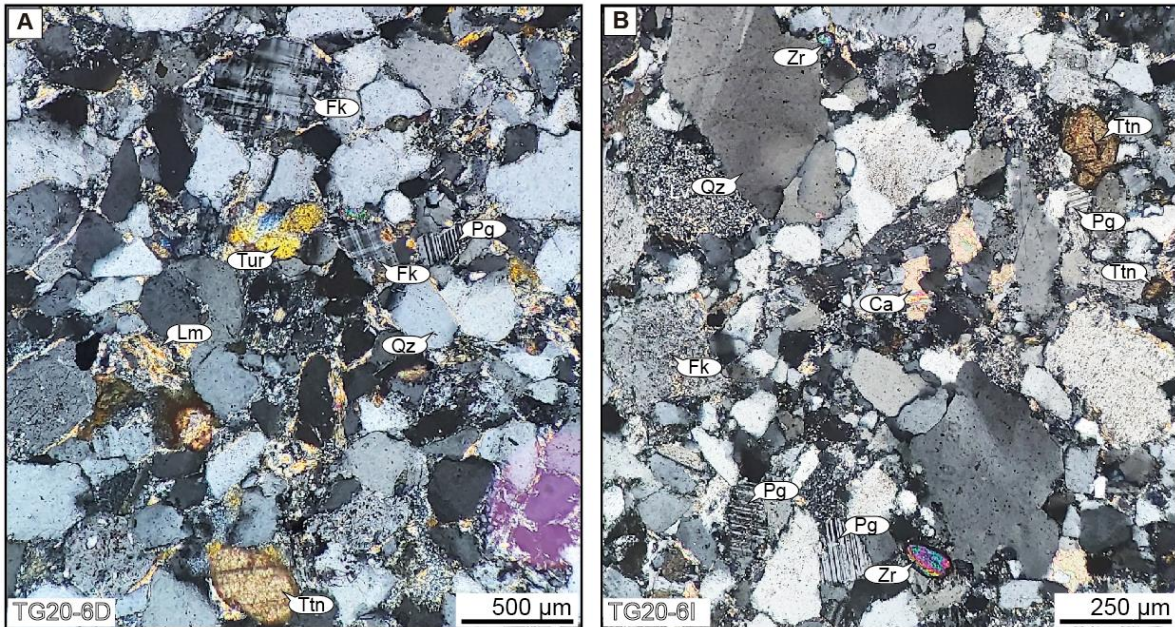


Figura 6.17. Fotomicrografías en luz polarizada cruzada (CPL) de clastos de arenisca donde se muestran los principales componentes; a) muestra TG20-6D, b) muestra TG20-6I. Abreviaciones: Ca calcita, Fk feldespato potásico, Lm lítico metamórfico, Pg plagioclasa, Qz cuarzo, Ttn titanita, Tur turmalina, y Zr zircón.

Las areniscas son de las rocas más abundantes dentro de los clastos de origen sedimentario (67%). Son rocas clasto-soportadas, con clastos subredondeados, medianamente clasificados, con granos principalmente de cuarzo monocristalino y en menor proporción feldespato potásico (ortoclasa y microlina) y plagioclasa, con subordinados líticos (muestras TG20-6D y TG20-6I; Figs. 6.17a y 6.17b, respectivamente). La calcita puede estar reemplazando localmente a la matriz (Fig. 6.17b). En la fracción de minerales accesorios, estas areniscas pueden tener turmalina (Fig. 6.17a), titanita y zircón (Fig. 6.17b), moscovita y minerales opacos.

Limolita (Muestra TG20-6C).



Figura 6.18. Fotomicrografía en luz polarizada cruzada (CPL) de un clasto de limolita donde se muestran los principales componentes de la muestra TG20-6C. Abreviaciones: Qz cuarzo, Tur turmalina.

Esta roca es una de las menos abundantes dentro de los clastos de origen sedimentario detrítico (33%). Consiste principalmente en fragmentos subangulosos de cuarzo monocristalino, subordinada plagioclasa y líticos contenidos en una matriz que está alterada a sericita (Fig. 6.18). La fracción accesoria incluye granos comunes de turmalina, zircón, rutilo, moscovita y minerales opacos.

6.2.2 Petrografía de areniscas

Se llevó a cabo el análisis petrográfico de cuatro muestras de areniscas interestratificadas con el Miembro Conglomerático Inferior de la Formación Ixtapa. El primer estrato de arenisca se encuentra en la base de la Formación Ixtapa y corresponde a la muestra TG20-24, su ubicación está dada por las coordenadas 506582, 1860948; un segundo estrato de arenisca se localiza a unos 200 metros arriba de la base de la formación representado por la muestra TG20-23, ubicado en las coordenadas 506846, 1860808, las dos muestras mencionadas se encuentran localizadas fuera de la columna litoestratigráfica medida, mientras que las dos restantes, las muestras TG20-7A y TG20-8 se encuentran ya dentro de la columna

medida, localizadas en las coordenadas 508622, 1858706 y 508442, 1858625 (UTM-WGS84 zona 15N) (Fig. 6.19).

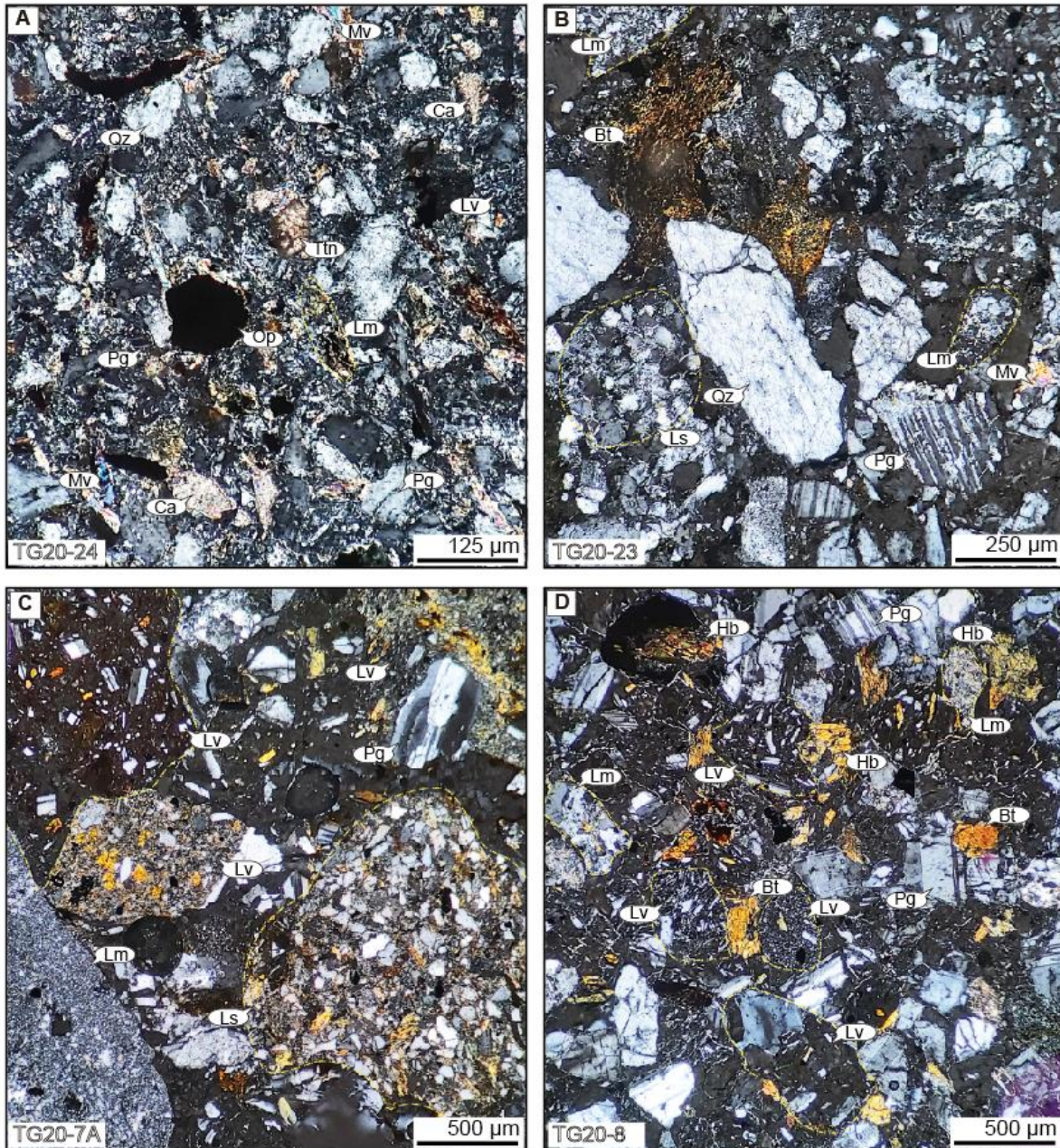


Figura 6.19. Fotomicrografías en luz polarizada cruzada de areniscas interestratificadas en el Miembro Conglomerático Inferior de la Formación Ixtapa; a) muestra TG20-24, b) muestra TG20-23, c) muestra TG20-7A, y d) muestra TG20-8.

La muestra TG20-24 es una arenisca que incluye granos muy finos a finos subangulares, medianamente clasificados y matriz soportados por granos detríticos del tamaño del limo y arcilla, localmente cementados por calcita (Figura 6.19a). Los



componentes principales consisten en granos de cuarzo monocristalino principalmente, plagioclasa, feldespato potásico, líticos de origen metamórfico, biotita y moscovita detrítica. Los líticos metamórfico son principalmente de cuarcitas y esquistos. En la fracción accesoria es común encontrar zircón, titanita, turmalina, cromita, rutilo, granate, minerales opacos y clorita.

La muestra TG20-23 es una arenisca de granos medianos, subangulares a subredondeados, medianamente clasificados y matriz soportados (Fig. 6.19b). Los componentes principales consisten en cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino, feldespato potásico (ortoclasa y microclina), plagioclasa, líticos metamórficos, líticos volcánicos y líticos sedimentarios, además de biotita sagenítica (con inclusiones de rutilo) y moscovita detrítica (Fig. 6.19b). Los líticos metamórficos son los más abundantes y consisten en fragmentos de gneises, serpentinitas, metabasitas, metapelitas, esquistos y cuarcitas. En la fracción accesoria se incluyen minerales como zircón, ilmenita, turmalina, piroxeno, y clorita.

La muestra TG20-7A es una arenisca de granos gruesos a muy gruesos, subangulares, mal clasificados y clasto soportado (Fig. 6.19c). Sus principales componentes consisten en líticos volcánicos, líticos metamórficos y líticos sedimentarios, con subordinado cuarzo monocristalino y policristalino, feldespato potásico y plagioclasas. Los líticos volcánicos son abundantes, con una gran variedad de texturas; desde vítricas vesiculadas, microlíticas y porfídicas. Predominan en estos líticos volcánicos la presencia de plagioclasa, ya sea como pequeños microlitos dentro de una matriz vítrea o como fenocristales, junto con biotita y hornblenda. Algunos de estos líticos volcánicos son reemplazados parcialmente por zeolitas. Los granos de origen sedimentario corresponden con areniscas, principalmente, mientras que los granos de origen metamórfico consisten predominantemente de fragmentos de gneises, esquistos, cuarcitas y serpentinitas. En la fracción de minerales accesorios se incluyen zircón, apatito, opacos, turmalina y clorita.

La muestra TG20-8 es una arenisca muy similar a la de la muestra TG20-7A. Es una arenisca de granos gruesos, subredondeados, medianamente clasificados y



clastosoportados (Fig. 6.19d). Los componentes mayores consisten predominantemente en líticos volcánicos, plagioclasas, hornblendas, cuarzo y feldespato potásico, con subordinada presencia de líticos de origen metamórfico y sedimentario. Los líticos volcánicos muestran texturas variadas desde vítricas, microlíticas, traquíticas, porfídicas y piroclásticas. Las plagioclasas, hornblenda y biotita, contenidos en una matriz microlítica, son los minerales predominantes en los líticos volcánicos de textura porfídica y piroclástica. Tanto la hornblenda como la biotita de estos líticos volcánicos, comúnmente presentan inclusiones de apatito. Algunos líticos volcánicos de texturas vítricas son localmente reemplazados por zeolitas. Los granos de origen metamórfico consisten en fragmentos de cuarcitas, gneises, esquistos y metapelitas, mientras que los granos de origen sedimentario están compuestos de fragmentos de arenisca y limolita. En la fracción accesoria se incluyen minerales como zircón, apatito, zoisita, opacos, turmalina y epidota.

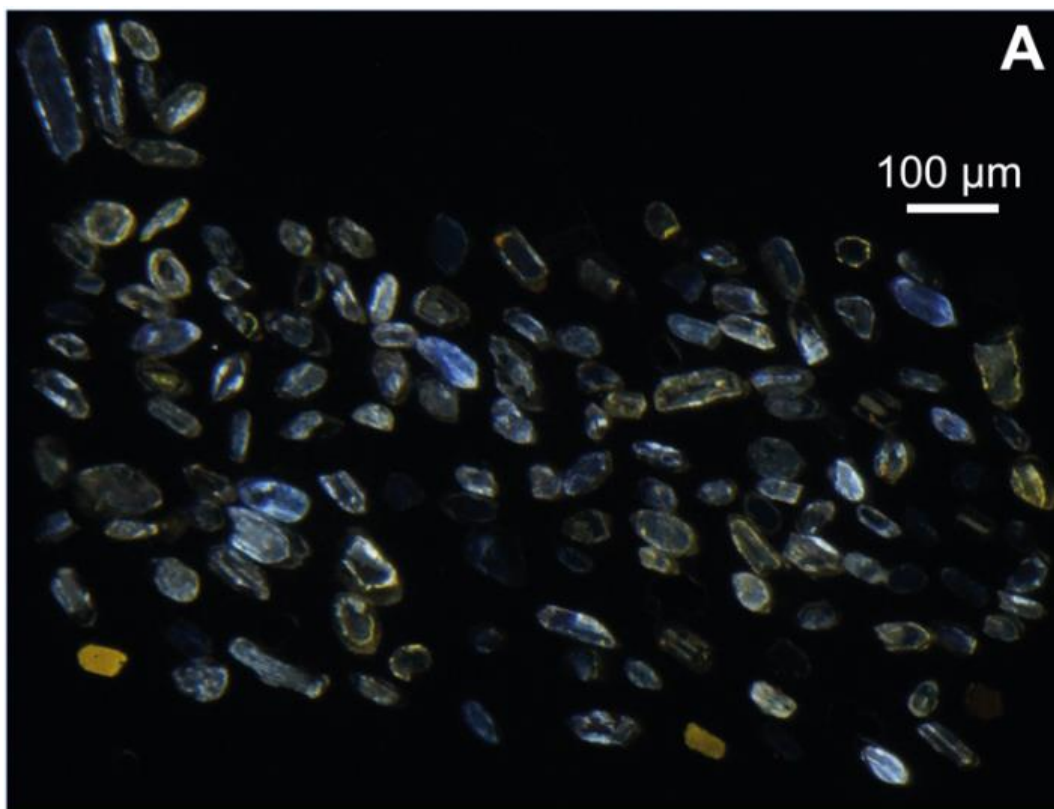
6.3 Geocronología de U-Pb.

Para conocer la edad máxima de depósito del miembro conglomerático inferior se seleccionaron dos muestras de la zona de estudio para realizar su fechamiento por U-Pb (anexo 1). Una muestra corresponde con el primer estrato de arenisca que aparece en la parte basal del conglomerado (muestra TG20-24); la otra corresponde con un clasto de metagranito (muestra TG20-7A, por ser una de las litologías más comunes entre los clastos del conglomerado), ubicada cerca de la parte superior de este miembro conglomerático. Los resultados de geocronología U-Pb pueden consultarse en el Anexo 1.

En la muestra TG20-24 los zircones son principalmente prismáticos y subordinados bipiramidales, aunque algunos tienen formas subredondeadas, variando en tamaño entre 70 y 180 μm . En imagen de catodoluminiscencia (Fig. 6.20a) exhiben una estructura interna con zoneamiento concéntrico y oscilatorio, en sectores, y algunos muestran xenocristales heredados. Se analizaron los bordes de 100 granos de zircones detríticos de esta arenisca (Fig. 6.20b), de los cuales 80 entregaron edades aceptables con valores de discordancia entre -5 a 30%. Las edades se encuentran en un rango de 13 a 1775 Ma, definiendo cinco grupos principales: Mioceno (13-20

Ma, n=21), Cretácico Inferior (106-136 Ma, n=15), Permo-Triásico (245-260 Ma, n=12), Devónico-Ordovícico (390-470 Ma, n=6), Neo-Mesoproterozoico (935-1193 Ma, n=13).

Dickinson y Gehrels (2009) expresan que si la media aritmética de la población más joven de zircones cuando $n \geq 3$ se traslapan en edad dentro de 2σ , el resultado obtenido será considerado estadísticamente correcto para el cálculo de la edad máxima de depósito, así mismo, exponen que si existe un único zircón más joven el resultado puede ser poco fiable porque algunas edades individuales pueden ser falsas debido a la pérdida de plomo, es por ello que se seleccionó las tres edades más jóvenes cuyas elipses tocan la concordia y se traslapan entre sí, definen una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de **15.79 ± 0.42 Ma** (con una media de las desviaciones ponderadas, MSWD = 0.9, n=3) la cual es interpretada como la edad máxima de depósito.



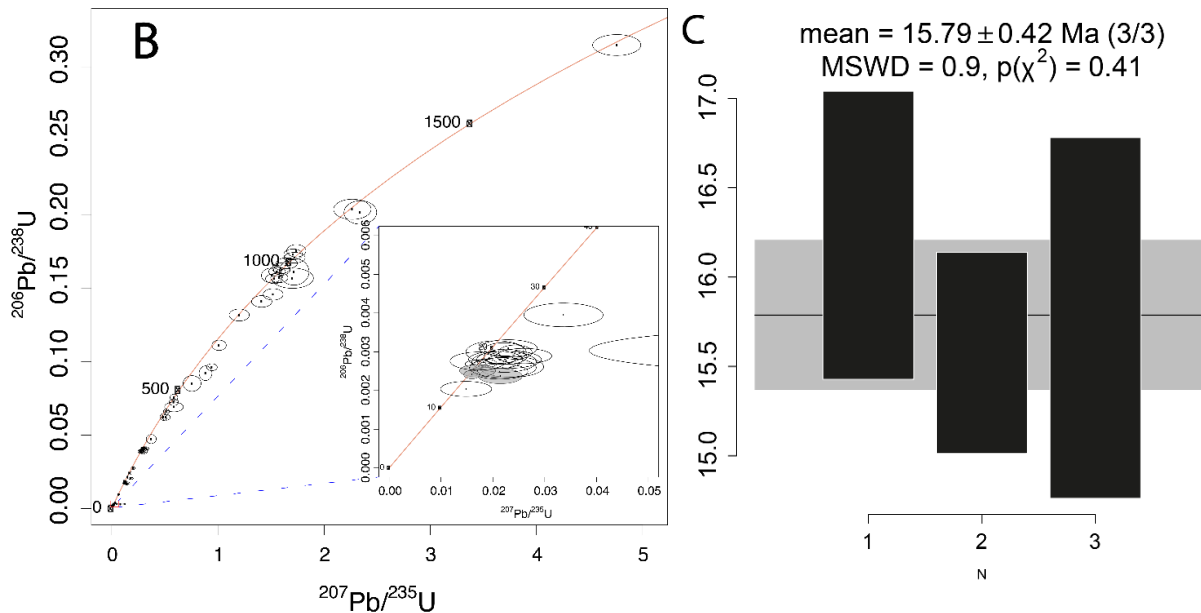


Figura 6.20. Imagen de cátodoluminiscencia (a), diagrama de concordia de Wetherill (b) de los zircones analizados de una arenisca de la base del Miembro Conglomerático Inferior de la Formación Ixtapa y diagrama de la media ponderada de los zircones más jóvenes cuyas elipses tocan la concordia y se traslapan entre sí (c) (muestra TG20-24).

La muestra TG20-7A incluye zircones principalmente prismáticos, alargados y muy escasos bipiramidales, variando en tamaño entre 100 y 300 μm . En imagen de cátodoluminiscencia (Fig. 6.21a) exhiben una estructura interna predominantemente con zoneamiento concéntrico y oscilatorio, y también en sectores. Se analizaron 25 zircones de este clasto de metagranito (Fig. 6.21b), de los cuales 23 zircones entregaron edades con discordancia entre 30 y -5%, y se encuentran en el rango de 243-278 Ma, definiendo un periodo único de edades que se ubican en el Permo-Triásico. Para obtener una edad representativa, se calculó una media ponderada, definiendo una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de **253.15 ± 0.85 Ma** (con una media cuadrada de las desviaciones ponderadas, MSWD, por sus siglas en inglés =0.71, $n=10$), la cual es interpretada como la edad de cristalización de este metagranito.

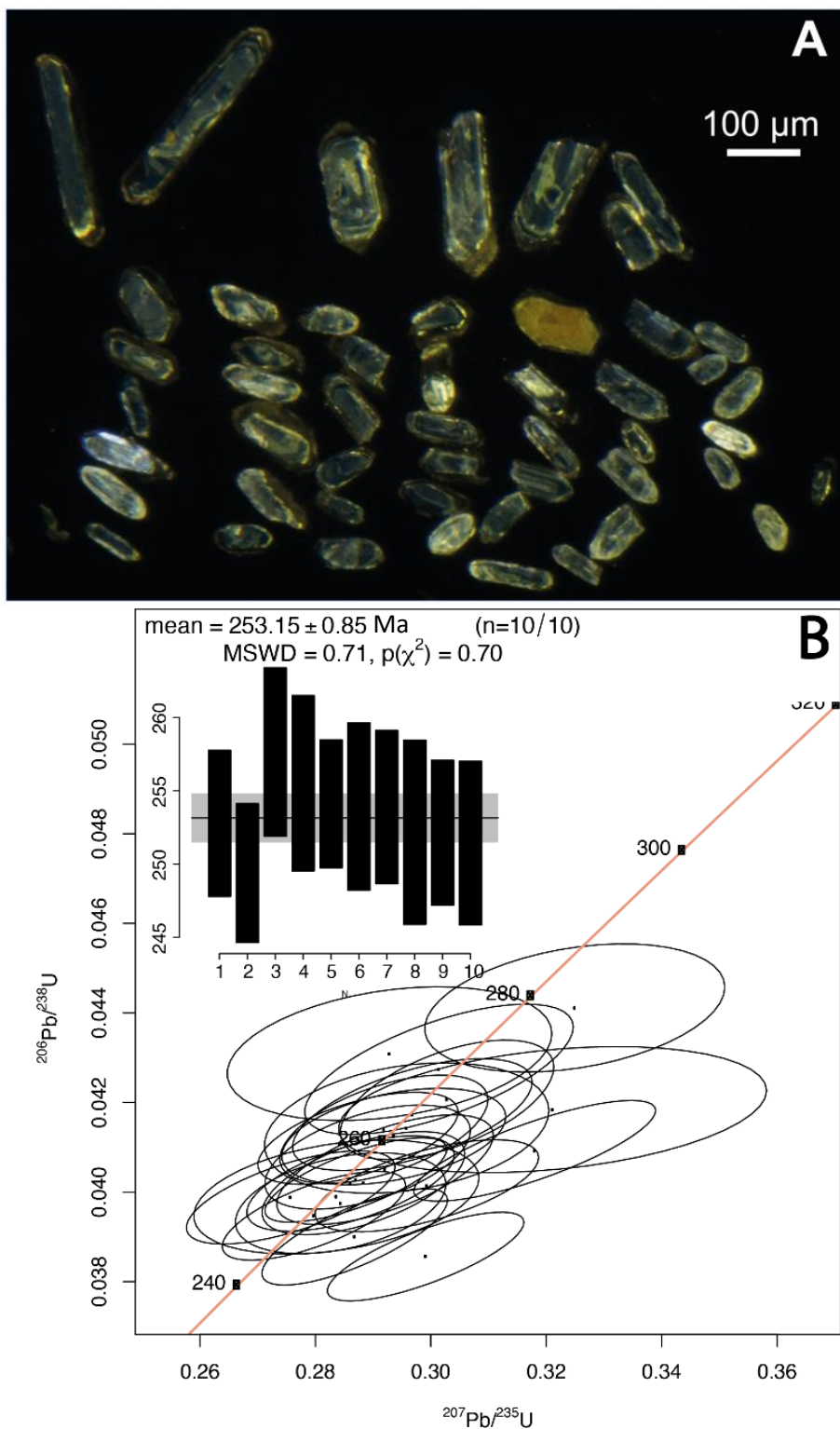


Figura. 6.21. Imagen de cátodoluminiscencia (a) y diagrama de concordia de Wetherill (b) de los zircones analizados de un clasto de metagranito en la parte superior del Miembro Conglomerático Inferior de la Formación Ixtapa (muestra TG20-7A).



Capítulo VII. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

7.1 Ambiente deposicional del miembro conglomerático inferior de la

Formación Ixtapa

Con base en el trabajo de campo y al análisis de sus características sedimentológicas y litológicas del miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa se reconocieron siete litofacies, las cuales se agruparon en cuatro asociaciones de facies. Además, aunque no está dentro de la columna estratigráfica medida, en la base del miembro conglomerático inferior se tomaron muestras de areniscas para caracterizar la variación en su composición con respecto a las areniscas de la parte superior y también para determinar la edad máxima de depósito de este miembro conglomerático. A partir de los resultados obtenidos, interpretamos que el miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa se depositó en un ambiente de abanico delta.

De acuerdo con Holmes (1965) un abanico delta se define como un abanico aluvial que progresa desde una montaña adyacente hasta un cuerpo de agua, ya sea un lago o el mar. Nemec y Steel (1988) sugiere que se utilicen adjetivos de delta de acuerdo a su origen, ya sea un delta como el producto de la desembocadura de un río directo al mar o un delta como producto del avance de un abanico aluvial; es decir, un delta de abanico aluvial no debe definirse como un abanico aluvial, sino como el propio delta que ha sido desarrollado por el abanico, el cual es alimentado por un sistema de abanico aluvial y depositado principalmente o completamente bajo un cuerpo de agua (Nemec y Steel, 1988; Postma, 1990). Los depósitos en estos ambientes pueden ser predominantemente gravosos y dominados por flujos de sedimentos por gravedad (Postma et al., 2009).

En el miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa las litofacies predominantes están asociadas con depósitos por flujos de detritos y están representadas por conglomerados masivos (Gcm) y escasamente por



conglomerados con gradación inversa (Gci), las cuales hacen en conjunto cerca del 42% de la columna medida. Estos depósitos conglomeráticos mal clasificados se interpretaron como derivados de una fuente local muy cercana a la línea de costa, alimentados por abanicos aluviales (Figura 7.1). Sus contactos nítidos con los delgados estratos de arenisca con los cuales se intercala, así como superficies ligeramente erosivas o la ausencia de éstas, permiten inferir que se depositaron por flujos por gravedad, en el frente deltaico, por debajo del nivel base del oleaje, por lo cual no hubo mezcla de los sedimentos.

Por otro lado, la asociación de facies de depósitos de tormenta (Sh/SI, Sh y Sr), la cual corresponde con menos del 2% de la columna estratigráfica, son representadas por areniscas que varían verticalmente en tamaño de grueso a fino. La presencia de estructuras sedimentarias de tipo hummocky en esta asociación de litofacies sugiere que los depósitos de esta parte del abanico delta estuvieron bajo la influencia del oleaje en episodios de tormenta. Las estructuras de tipo hummocky-swaley fueron definidas como una "laminación de rizaduras de oscilación truncadas" por Campbell (1966). También otros autores como Harms et al. (1975), Duke (1984), Greenwood y Sherman (1986), asocian el origen de las estructuras hummocky-swaley a episodios de tormentas. La presencia de estas litofacies en la zona inferior y superior de la columna estratigráfica hace notar la influencia marina que debió tener el ambiente de depósito, la clasificación de estas areniscas de moderadamente seleccionada a bien seleccionada indica la gran eficiencia del medio marino.

Finalmente, las litofacies de dunas 2D y 3D están conformadas por arenisca y areniscas conglomeráticas. En estas dunas es común ver que el depósito de las areniscas fue sincrónico con los conglomerados, pues se puede observar la orientación similar de los clastos con los *foresets* de la estratificación cruzada de las areniscas, así mismo, en los valles de las dunas 3D hay un acomodo preferencial de los clastos de conglomerado.

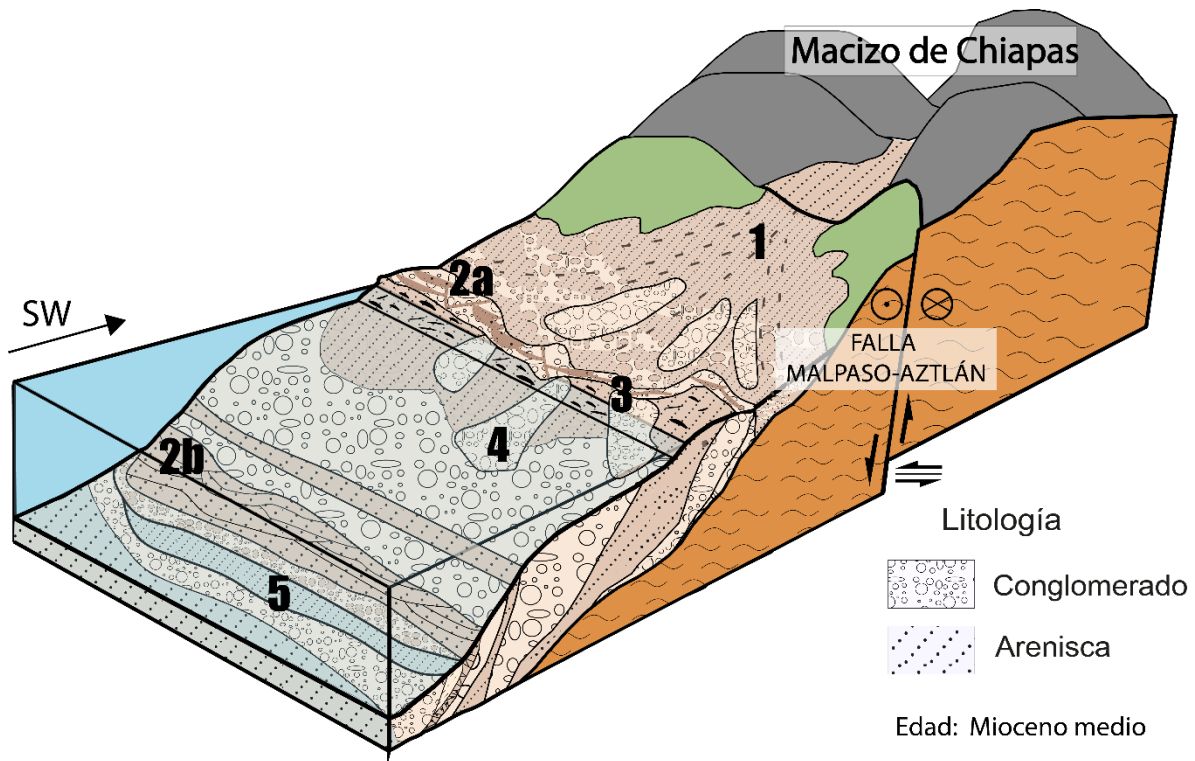


Figura 7.1. Modelo esquemático del ambiente de depósito para el intervalo conglomerático inferior de la Formación Ixtapa, el cual se interpreta que se llevó a cabo en un ambiente de abanico delta con influencia marina. 1) Abanico delta; 2) Dunas 2D y 3D (litofacies Gmp/Sp, St/Sp/Gcm y St), (a) Facies conglomeráticas y (b) Facies arenosas; 3) Depósitos de placer (litofacies Sr); 4) Flujos de detrito (litofacies Gcm/Gci); 5) Depósitos de tormenta (litofacies Sh/SI, Sh y Sr).

La influencia de un ambiente marino en los depósitos de la Formación Ixtapa ya había sido previamente sugerida por Martínez-Hernández (1992). Por la abundancia en el contenido de polen de manglar y quistes de dinoflagelados, Martínez-Hernández (1992) propone que el miembro medio arenoso-tobáceo de la Formación Ixtapa ocurrió en un ambiente con influencia marina, ya sea transicional o de plataforma nerítica. En el presente trabajo la presencia de estructuras hummocky, así como depósitos de placer nos permite sugerir que el depósito del miembro conglomerático inferior de la formación Ixtapa también tuvo influencia de procesos marinos. Esto difiere a lo que varios autores habrían interpretado anteriormente; por ejemplo, Langenheim y Frost (1964) consideraron a esta formación como no marina, Ferrusquía-Villafranca (1990) la consideró como continental fluvio-lacustre por la presencia de areniscas volcanoclásticas, mientras que Meneses-Rocha (1991;



2001) interpretó que el depósito de la Formación Ixtapa se llevó a cabo en un ambiente de abanico aluvial con influencia de procesos fluvio-lacustres.

7.2 Edad del conglomerado y procedencia

Los análisis isotópicos en zircones de una arenisca de la parte basal del miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa sugieren una edad máxima de depósito de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 15.79 ± 0.42 Ma (Mioceno medio) para estos conglomerados. Zircones con edades similares (12.05 ± 0.91 Ma, $n=2$) fueron reportados por Witt et al. (2012; Fig. 7.2) en areniscas del miembro medio (miembro lacustre, en Meneses-Rocha, 1991) de la Formación Ixtapa, el cual se encuentra en contacto con la columna litoestratigráfica medida. Esta edad es más vieja que la propuesta por Meneses-Rocha (1991; 2001) a partir de datos paleontológicos, pues este autor propone que el miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa es del Mioceno tardío.

Integrando los resultados de la petrografía y de la geocronología tanto en clastos como en areniscas interestratificadas, se puede interpretar lo siguiente:

Las areniscas de la base del miembro conglomerático inferior son ricas en líticos metamórficos, incluyendo fragmentos de gneises, serpentinitas, metabasitas, metapelitas, esquistos y cuarcitas. Los líticos volcánicos y sedimentarios no son abundantes como los metamórficos. Además, incluye cinco principales poblaciones de zircones (Fig. 7.2): 13-20 Ma (Mioceno medio), 106-136 Ma (Cretácico Temprano), 245-260 Ma (Permo-Triásico), 390-600 Ma (Devónico-Ediacarano) y 900-1200 Ma (Neo-Mesoproterozoico). Rocas con zircones de estas edades han sido reportadas en el Macizo de Chiapas y su cubierta sedimentaria (Weber et al., 2005; 2009; Witt et al., 2011; 2012; Weber et al., 2020). Por lo tanto, se considera que este basamento cristalino, junto con su cubierta sedimentaria, pudieron ser la fuente de detritos para estas areniscas. De igual manera, las serpentinitas y metabasitas han sido reportadas por diversos autores (Ortega-Gutiérrez et al., 2004, Solari et al., 2011) como una de las litologías que componen el Complejo Metamórfico Chuacús, en Guatemala. Además, la Formación El Bosque, del Eoceno, incluye líticos provenientes de dicho complejo (Abdullin et al., 2016). Es

posible que el origen de estos líticos encontrados en las areniscas del miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa sean reciclados de la Formación El Bosque, dado que esta unidad también fue afectada por la actividad de las fallas de transcurrancia.

Por otro lado, el pico que definen las edades de los zircones más jóvenes (13-20 Ma), el cual también ha sido documentado por edades de K-Ar en hornblenda (22.2 ± 0.5 Ma) y biotita (18.7 ± 0.4 Ma) en intrusivos del Mioceno inferior-medio del Macizo de Chiapas (Damon y Montesinos, 1978), se interpreta que hubo erosión de estos intrusivos y a la vez hubo actividad volcánica contemporánea al depósito de estos conglomerados durante el Mioceno medio.

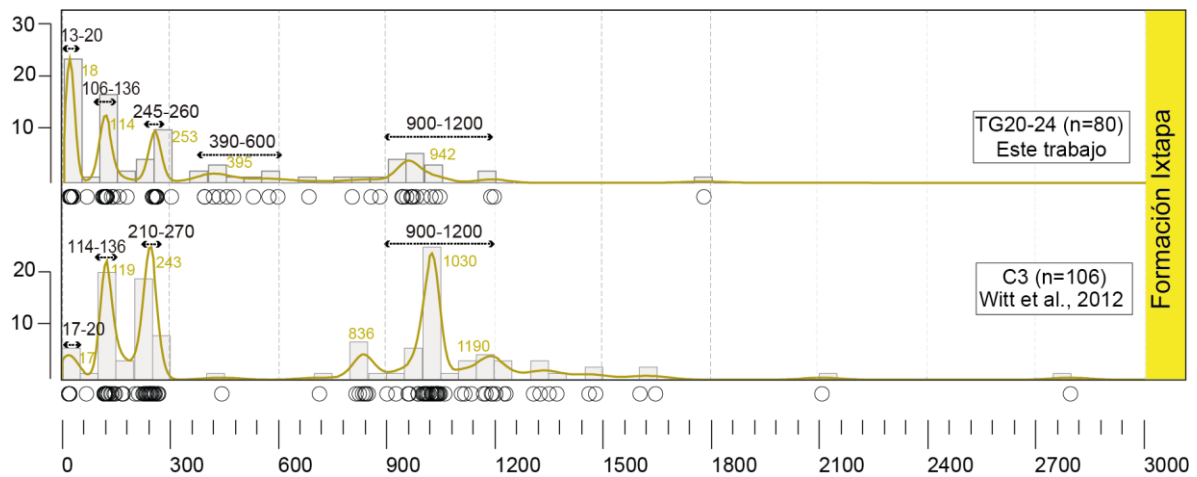


Figura 7.2. Diagramas KDE en donde se muestran las principales poblaciones de zircones para la Formación Ixtapa, tanto del estudio de Witt et al. (2012) como de este trabajo.

De manera similar, los clastos de los conglomerados son predominantemente metamórficos, e incluyen fragmentos de gneises, metagranitos, granitos, dioritas, esquistos, roca volcánica, areniscas y limolitas, y muy escasos fragmentos de caliza. Esto nos permite sugerir que, tanto areniscas como conglomerados, tuvieron las mismas fuentes de detritos.

Hacia la parte superior del miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa, donde está ubicada la sección estratigráfica medida para el presente trabajo, los conglomerados mantienen la misma composición, predominando los clastos de origen metamórfico. La edad de uno de estos clastos de metagranito es de 253 Ma,



sugiriendo que el Macizo de Chiapas continuó como una fuente de aporte principal. Sin embargo, en las areniscas interestratificadas disminuye el contenido de líticas metamórficas y se incrementa significativamente el contenido de líticas volcánicas. Esto permite interpretar que, la actividad volcánica aumentó en el área, y que algunos productos volcánicos fueron inmediatamente retrabajados, como se documentó en la litofacies Sh (Fig. 6.9), donde areniscas muy ricas en biotita y hornblenda forman depósitos de placer. Los productos derivados de este vulcanismo fueron incrementándose en la etapa final del depósito del miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa.

7.3 Conclusiones

Al finalizar el trabajo de investigación se concluye que:

La columna estratigráfica medida en las cercanías de Nueva Jerusalem, Ixtapa, Chiapas, que corresponde con el miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa, consiste en siete litofacies; Sr, Sh/SI, Gmp/Sp, Gcm, St, Gci y Sh, las cuales se agruparon en cuatro asociaciones de litofacies. Estas cuatro asociaciones de litofacies incluyen flujo de detritos, dunas 2D, dunas 3D y laminación cruzada hummocky-swaley, las cuales fueron depositadas en un ambiente de abanico-delta, formado por depósitos de grandes espesores y muy cercano a la fuente, con influencia de fallas activas que originaron el levantamiento rápido del macizo de Chiapas.

La edad máxima de depósito, a partir de zircones detríticos de una arenisca basal, fue calculada en 15.79 ± 0.42 Ma con una media de las desviaciones ponderadas, MSWD = 0.9, n=3 (Mioceno medio).

El miembro conglomerático inferior de la Formación Ixtapa está constituido predominantemente por clastos de origen metamórfico, y en menor proporción de origen ígneo y sedimentarios. Por lo que, se propone que su principal fuente de detritos fue el Macizo de Chiapas. Sin embargo, en la parte superior de este miembro conglomerático se va enriqueciendo en detritos volcánicos, lo cual se asocia a actividad volcánica contemporánea.



VIII. REFERENCIAS

- Abdullin, F., Solé, J., Solari, L., Shchepetilnikova, V., Meneses-Rocha, J. J., Pavlinova, N., & Rodríguez-Trejo, A. (2016). Single-grain apatite geochemistry of Permian–Triassic granitoids and Mesozoic and Eocene sandstones from Chiapas, southeast Mexico: implications for sediment provenance. *International Geology Review*, 58(9), 1132-1157. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1150212>
- Authemayou, C., Brocard, G., Teyssier, C., Simon-Labric, T., Gutiérrez, A., Chiquín, E. N., & Morán, S. (2011). The Caribbean-North America-Cocos Triple Junction and the dynamics of the Polochic-Motagua fault systems: Pull-up and zipper models. *Tectonics*, 30(3), 1-23. <https://doi.org/10.1029/2010tc002814>
- Campa, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051. <https://doi.org/10.1139/e83-094>
- Campbell, C. V. (1966). Truncated wave-ripple laminae. *Journal of Sedimentary Research*, 36(3), 825-828. <https://doi.org/10.1306/74d71591-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Cantalice, K. M., & Alvarado-Ortega, J. (2019). The first occurrence of a fresh water percomorph fish (Actinopterygii: Teleostei) in the Ixtapa Formation (Miocene), Chiapas, southeastern Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 71(3), 831-839. <https://doi.org/10.18268/bsgm2019v71n3a12>
- Daily, F. K., & Durham, J. W. (1966). Miocene Charophytes from Ixtapa, Chiapas, Mexico. *Journal of Paleontology*, 40(5), 1191-1199.
- Damon, P. E., & Montesinos, E. (1978). Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active benioff zone in Chiapas, Mexico. *Arizona Geological Society Digest*, 11, 155-168.
- Dickinson, W. R., & Gehrels, G. E. (2009). Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(1-2), 115-125. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.013>



- Durham, J., Arellano, A. R., & Peck, J. H. J. (1953). Evidence for no Cenozoic Isthmus of Tehuantepec seaways. *Geological Society of America Bulletin*, 56, 977-992.
- Erdlac, R. J., & Anderson, T. (1981). The Chixoy-Polochic fault and its associated fractures in western Guatemala. *Geological Society of America Bulletin*, 93(1), 57-67.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U., & López-Martínez, M. (2012). Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: relations with the early Palaeozoic magmatic belts of northwestern Gondwana. *International Geology Review*, 54(16), 1918-1943. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.685553>
- Ferrusquía-Villafranca, I. (1990). Biostratigraphy of Mexican continental Miocene: Part III, The south-east most (Chiapasan) fauna and concluding remarks on the discussed vertebrate record. *Paleontología Mexicana*, 56, 113-149.
- Ferrusquía-Villafranca, I., Applegate, S. P., & Espinosa-Arrubarrena, L. (2000). First Paleogene selachif fauna of the middle American-Caribbean-Antillean region, La mesa de Capoya, West-central Chiapas – geologic setting. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 17(1), 1-23.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., & Serrano, A. V. (2012). The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt. *Geosphere*, 8(4), 931-949. <https://doi.org/10.1130/ges00759.1>
- Frost, S. H., & Langenheim, R. L. (1974). *Cenozoic Reef Biofacies; Tertiary Larger Foraminifera and Scleractinian corals from Chiapas, Mexico* [Comunicado de prensa].
- González-Alvarado, I. (1965). Geología del área Ixtapa-San Cristóbal de las Casas. Chiapas. *Petróleos Mexicanos, Zona Sur, Informe Geológico*, 507.
- Greenwood, B., & Sherman, D. J. (1986). Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology*, 33(1), 33-45. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1986.tb00743.x>



- Gutiérrez-Gil, R. (1956). Geología del Mesozoico y Estratigrafía Pérmica del Estado de Chiapas. *Congreso Geológico Internacional, 20ª. Sesión, México, D.F.*, 1-82.
- Guzmán-Speziale, M. (2010). Beyond the Motagua and Polochic faults: Active strike-slip faulting along the Western North America–Caribbean plate boundary zone. *Tectonophysics*, 496(1-4), 17-27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.10.002>
- Guzmán-Speziale, M., & Meneses-Rocha, J. (2000). The North America–Caribbean plate boundary west of the Motagua–Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5), 459-468. [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(00\)00036-5](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(00)00036-5)
- Harms, J., Southard, J., Spearing, D., & Walker, R. (1975). Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary and Stratigraphic Sequences. *SEPM Society for Sedimentary Geology*. 140.
- Hernández-Villalva, D. V., Calvillo-Canadell, L., & Cevallos-Ferriz, S. R. (2012). Inferencia del paleoclima de la Formación miocénica en Ixtapa Chiapas, utilizando la fisionomía foliar de los fósiles. *Paleontología Mexicana*, 63(2), 48-65.
- Heuer, R. E. (1964). *Geology of the Soyalo-Ixtapa Area, Chiapas, Mexico* [Disertación de doctorado]. University of Illinois.
- Hinojosa-González, A. (1964). *Levantamiento geológico del Área Chicomuselo* (I.G.Z.S. Petróleos Mexicanos, Superintendencia General, Distrito de Exploración Zona Sur) [Conjunto de datos].
- Holmes, A. (1964). *Principles of Physical Geology* (2nd edition). Thomas Nelson.
- Langenheim, R. L., & Frost, S. H. (1963). Upper Tertiary continental sediments at Ixtapa. Chiapas, Mexico-preliminary notice. *Geological Society of America, Special Paper*, 76, 209-210.
- Langenheim, R. L., Frost, S. H., & Heuer, R. E. (1965). Paleocene through Pliocene sequence in the Ixtapa-Soyalo region. Chiapas, Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs, Special Paper*, 115, 92.
- Mandujano-Velazquez, J. J., & Keppie, J. D. (2009). Middle Miocene Chiapas fold and thrust belt of Mexico: a result of collision of the Tehuantepec



- Transform/Ridge with the Middle America Trench. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 55-69. <https://doi.org/10.1144/sp327.4>
- Martínez-Hernández, E. (1992). Caracterización ambiental del Terciario de la región de Ixtapa, estado de Chiapas - un enfoque palinoestratigráfico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 10(1), 54-64.
- Meneses-Rocha, J. (1991). *Tectonic development of the Ixtapa graben, Chiapas, Mexico*. [Disertación de doctorado]. The University of Texas at Austin.
- Meneses-Rocha, J. (2001). Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems. *Memoirs American Association of Petroleum Geologists*, 75, 183-218.
- Miall, A. D. (1976). Lithofacies Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: A Summary. *Fluvial Sedimentology - Memoir 5*, 597-604.
- Miall, A. D. (2005). *The geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology* (4th edition). Springer. 582.
- Michaud, F., & Fourcade, E. (1989). Stratigraphie et paléogéographie du Jurassique et du Crétacé du Chiapas (Sud-Est du Mexique). *Bulletin de La Société Géologique de France*, 3, 639-650.
- Molina-Garza, R. S., Geissman, J. W., Wawrzyniec, T. F., Peña Alonso, T. A., Iriando, A., Weber, B., & Aranda-Gómez, J. (2015). Geology of the coastal Chiapas (Mexico) Miocene plutons and the Tonalá shear zone: Syntectonic emplacement and rapid exhumation during sinistral transpression. *Lithosphere*, 7(3), 257-274. <https://doi.org/10.1130/l409.1>
- Nemec, W., & Steel, R. J. (1986). What is a fan delta and how do we recognize it? *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, 3-13.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Ortega-Obregón, C., Elías-Herrera, M., Martens, U., Morán-Icál, S., Chiquín, M., Keppie, J. D., De León, R. T., & Schaaf, P. (2007). The Maya-Chortís Boundary: A Tectonostratigraphic Approach. *International Geology Review*, 49(11), 996-1024. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.49.11.996>



- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Solé, J., Martens, U., Gómez-Tuena, A., Morán-ical, S., & Reyes-Salas, M. (2004). Polyphase, High-Temperature Eclogite-Facies Metamorphism in the Chuacús Complex, Central Guatemala: Petrology, Geochronology, and Tectonic Implications. *International Geology Review*, 46(5), 445-470. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.5.445>
- Paton, C. M., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., & Hergt, J. M. (2011). Lolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(12), 2508. <https://doi.org/10.1039/c1ja10172b>
- Pérez-Lara, D. K., Estrada-Ruiz, E., & Castañeda-Posadas, C. (2019). Nueva especie de Laurinoxylon (Lauraceae) de la Formación El Bosque (Eoceno), Chiapas, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 71(3), 761-772. <https://doi.org/10.18268/bsgm2019v71n3a8>
- Perrilliat, M. D. C., Avendaño, J., & Vega, F. J. (2003). Middle Eocene Cypraeoideans from the San Juan Formation, Chiapas, southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(1), 41-51.
- Perrilliat, M. D. C., Avendaño, J., Vega, F. J., & Sole, J. (2006d. C.). Lower Eocene gastropods from the El Bosque Formation, central Chiapas, Mexico. *Veliger*, 48(3), 151-169.
- Pindell, J. L., & Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 1-55. <https://doi.org/10.1144/sp328.1>
- Postma, G. (1990). Depositional Architecture and Facies of River and Fan Deltas: A Synthesis. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 10, 13-28. <https://doi.org/10.1002/9781444303858.ch2>
- Postma, G., Cartigny, M., & Kleverlaan, K. (2009). Structureless, coarse-tail graded Bouma Ta formed by internal hydraulic jump of the turbidity current? *Sedimentary Geology*, 219(1-4), 1-6. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.05.018>
- Quezada-Muñetón, J. (1985). El Cretácico medio-superior, y el límite Cretácico superior-terciario inferior en la Sierra de Chiapas. *Boletín de La Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 39, 3-98.



- Sánchez-Montes de Oca, R. (1978). Geología petrolera de la Sierra de Chiapas. *Boletín de La Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 31(1-2), 67-97.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N., & Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- Solari, L., Gómez-Tuena, A., Bernal, J., Pérez-Arvizu, O., & Tanner, M. A. (2010). U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5-18. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2009.00027.x>
- Solari, L., Ortega-Obregón, C., & Bernal, J. L. (2015). U–Pb zircon geochronology by LAICPMS combined with thermal annealing: Achievements in precision and accuracy on dating standard and unknown samples. *Chemical Geology*, 414, 109-123. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.09.008>
- Solari, L., Tuena, A. G., Gutiérrez, F. G. J., & Obregón, C. O. (2011). The Chuacús Metamorphic Complex, central Guatemala: geochronological and geochemical constraints on its Paleozoic - Mesozoic evolution. *Geologica Acta*, 9(3), 329-350. <https://doi.org/10.1344/105.000001695>
- Steele, D. R. (1986). Contributions to the stratigraphy of the Sierra Madre Limestone (Cretaceous) of Chiapas. Part 1. Physical stratigraphy and petrology of the Cretaceous Sierra Madre Limestone, west-central Chiapas. *Boletín Del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 102, 1-101.
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479-1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Weber, B., Cameron, K. L., Osorio, M., & Schaaf, P. (2005). A Late Permian Tectonothermal Event in Grenville Crust of the Southern Maya Terrane: U-Pb Zircon Ages from the Chiapas Massif, Southeastern Mexico. *International*



Geology Review, 47(5), 509-529. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.5.509>

- Weber, B., González-Guzmán, R., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Martens, U., Solari, L., Hecht, L., & Valencia, V. (2018). Late Mesoproterozoic to Early Paleozoic history of metamorphic basement from the southeastern Chiapas Massif Complex, Mexico, and implications for the evolution of NW Gondwana. *Lithos*, 300–301, 177-199. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.009>
- Weber, B., Gruner, B., Hecht, L., Molina-Garza, R., & Köhler, H. (2002). El descubrimiento de basamento metasedimentario en el macizo de Chiapas: la «Unidad La Sepultura». *Geos*, 22(1), 2-11.
- Weber, B., Irondo, A., Premo, W. R., Hecht, L., & Schaaf, P. (2007). New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U–Pb–SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 253-269.
- Weber, B., Schmitt, A. K., Cisneros de León, A., González-Guzmán, R., & Gerdes, A. (2020). Neoproterozoic extension and the Central Iapetus Magmatic Province in southern Mexico – New U-Pb ages, Hf-O isotopes and trace element data of zircon from the Chiapas Massif Complex. *Gondwana Research*, 88, 1-20. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.06.022>
- Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., & Ortega-Gutiérrez, F. (2009). Detrital zircon ages from the Lower Santa Rosa Formation, Chiapas: implications on regional Paleozoic stratigraphy. *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, 26(1), 260-276.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A. V., Roddick, J. C., & Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19(1), 1-23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.1995.tb00147.x>
- William L. Duke. (1984). Paleohydraulic Analysis of Hummocky Cross-Stratified Sands Indicates Equivalence with Wave-Formed Flat Bed: Pleistocene Lake Bonneville Deposits, Northern Utah: ABSTRACT. *AAPG Bulletin*, 68. <https://doi.org/10.1306/ad460ca6-16f7-11d7-8645000102c1865d>



Witt, C., Bricau, S., & Carter, A. (2012). New constraints on the origin of the Sierra Madre de Chiapas (south Mexico) from sediment provenance and apatite thermochronometry. *Tectonics*, 31(6), 2-15.
<https://doi.org/10.1029/2012tc003141>



ANEXO 1

Los resultados de la geocronología U-Pb se expresan en las siguientes tablas:

| RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS | | | | | | | | | | | | | EIDADES CORREGIDAS (Ma) | | | | | | | | |
|----------------------------------|---------|----------|------|--------------------------------------|----------|-------------------------------------|----------|-------------------------------------|----------|--------------------------------------|----------|---------------|-------------------------------------|-------|-------------------------------------|-------|--------------------------------------|--------|---------------|-------|--------|
| TG20-24 ARENISCA | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2se abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2se abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2se abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2se abs | Rho (6/8v7/5) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2se | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2se | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2se | Best age (Ma) | ±2se | Disc % |
| TG20-24_Zrn-01 | 136.1 | 100.3 | 0.74 | 0.04943 | 0.01287 | 0.02062 | 0.00477 | 0.00299 | 0.00024 | 0.00091 | 0.00016 | -0.168 | 19.2 | 1.55 | 20.6 | 4.73 | 1261.7 | 412.58 | 19.2 | 1.55 | 6.6 |
| TG20-24_Zrn-03 | 375.0 | 29.2 | 0.08 | 0.05762 | 0.01162 | 0.13755 | 0.02732 | 0.01731 | 0.00071 | 0.00842 | 0.00391 | -0.293 | 110.6 | 4.52 | 130.2 | 25.13 | 773.4 | 129.99 | 110.6 | 4.52 | 15.0 |
| TG20-24_Zrn-04 | 81.0 | 72.5 | 0.89 | 0.07278 | 0.00419 | 1.41283 | 0.07857 | 0.14087 | 0.00322 | 0.04296 | 0.00129 | -0.072 | 849.4 | 18.23 | 890.4 | 33.47 | 988.5 | 116.80 | 849.4 | 18.23 | 4.6 |
| TG20-24_Zrn-05 | 198.5 | 190.2 | 0.96 | 0.05694 | 0.00557 | 0.30660 | 0.02747 | 0.03934 | 0.00168 | 0.01233 | 0.00074 | -0.057 | 248.7 | 10.40 | 270.6 | 21.04 | 628.7 | 160.55 | 248.7 | 10.40 | 8.1 |
| TG20-24_Zrn-06 | 1511.6 | 71.9 | 0.05 | 0.05047 | 0.00232 | 0.12812 | 0.00712 | 0.01832 | 0.00062 | 0.00773 | 0.00065 | 0.691 | 117.0 | 3.91 | 122.3 | 6.39 | 280.3 | 84.45 | 117.0 | 3.91 | 4.3 |
| TG20-24_Zrn-07 | 113.6 | 98.6 | 0.87 | 0.06573 | 0.00334 | 1.01136 | 0.05512 | 0.11105 | 0.00287 | 0.03425 | 0.00125 | 0.408 | 678.6 | 16.63 | 706.9 | 28.28 | 807.1 | 94.65 | 678.6 | 16.63 | 4.0 |
| TG20-24_Zrn-08 | 120.0 | 71.9 | 0.60 | 0.05582 | 0.00465 | 0.30555 | 0.02586 | 0.03961 | 0.00121 | 0.01200 | 0.00089 | 0.152 | 250.3 | 7.47 | 268.7 | 20.04 | 670.9 | 125.42 | 250.3 | 7.47 | 6.8 |
| TG20-24_Zrn-09 | 178.3 | 133.1 | 0.75 | 0.05739 | 0.00396 | 0.32372 | 0.02145 | 0.04082 | 0.00096 | 0.01331 | 0.00056 | -0.073 | 257.9 | 5.94 | 283.6 | 16.48 | 641.7 | 116.28 | 257.9 | 5.94 | 9.1 |
| TG20-24_Zrn-11 | 458.3 | 105.3 | 0.23 | 0.06426 | 0.00559 | 0.18315 | 0.01659 | 0.02048 | 0.00061 | 0.01473 | 0.00100 | 0.313 | 130.7 | 3.83 | 170.5 | 14.18 | 720.5 | 180.65 | 130.7 | 3.83 | 23.4 |
| TG20-24_Zrn-13 | 1144.9 | 392.3 | 0.34 | 0.04965 | 0.00444 | 0.01863 | 0.00175 | 0.00270 | 0.00009 | 0.00095 | 0.00008 | 0.115 | 17.4 | 0.56 | 18.7 | 1.74 | 550.0 | 138.14 | 17.4 | 0.56 | 7.1 |
| TG20-24_Zrn-14 | 424.9 | 224.5 | 0.53 | 0.05103 | 0.00265 | 0.28718 | 0.01506 | 0.04072 | 0.00079 | 0.01348 | 0.00053 | 0.097 | 257.3 | 4.86 | 255.9 | 11.88 | 358.7 | 94.72 | 257.3 | 4.86 | -0.5 |
| TG20-24_Zrn-16 | 97.0 | 35.2 | 0.36 | 0.07125 | 0.00340 | 1.64891 | 0.08141 | 0.16685 | 0.00307 | 0.05069 | 0.00185 | 0.171 | 994.6 | 16.99 | 986.4 | 30.70 | 945.3 | 96.07 | 994.6 | 16.99 | -0.8 |
| TG20-24_Zrn-17 | 1223.6 | 115.9 | 0.09 | 0.07116 | 0.00251 | 1.60225 | 0.06317 | 0.16225 | 0.00285 | 0.05196 | 0.00238 | 0.816 | 969.1 | 15.82 | 970.5 | 24.67 | 959.6 | 71.96 | 969.1 | 15.82 | 0.1 |
| TG20-24_Zrn-18 | 562.5 | 181.4 | 0.32 | 0.07691 | 0.00359 | 1.71797 | 0.11523 | 0.16100 | 0.00738 | 0.05907 | 0.00198 | 0.836 | 962.0 | 40.71 | 1013.2 | 42.52 | 1113.4 | 98.35 | 962.0 | 40.71 | 5.1 |
| TG20-24_Zrn-20 | 689.7 | 65.0 | 0.09 | 0.05098 | 0.00312 | 0.17060 | 0.01210 | 0.02411 | 0.00090 | 0.01055 | 0.00108 | 0.576 | 153.6 | 5.70 | 159.8 | 10.43 | 286.4 | 123.27 | 153.6 | 5.70 | 3.9 |



| RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS | | | | | | | | | | | | EIDADES CORREGIDAS (Ma) | | | | | | | | | |
|----------------------------------|---------|----------|------|--------------------------------------|----------|-------------------------------------|----------|-------------------------------------|----------|--------------------------------------|----------|-------------------------|-------------------------------------|------|-------------------------------------|------|--------------------------------------|--------|---------------|------|--------|
| TG20-24 ARENISCA | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2se abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2se abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2se abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2se abs | Rho (6/8v7/5) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2se | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2se | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2se | Best age (Ma) | ±2se | Disc % |
| TG20-24_Zrn-21 | 569.2 | 115.4 | 0.20 | 0.04607 | 0.00359 | 0.11971 | 0.00982 | 0.01864 | 0.00046 | 0.00554 | 0.00087 | 0.323 | 119.1 | 2.94 | 114.7 | 8.95 | 214.4 | 98.56 | 119.1 | 2.94 | -3.9 |
| TG20-24_Zrn-22 | 166.6 | 125.2 | 0.75 | 0.06941 | 0.01672 | 0.02355 | 0.00511 | 0.00261 | 0.00022 | 0.00098 | 0.00012 | -0.040 | 16.8 | 1.40 | 23.5 | 5.07 | 1490.9 | 284.2 | 16.8 | 1.40 | 28.5 |
| TG20-24_Zrn-23 | 347.8 | 53.6 | 0.15 | 0.07001 | 0.00271 | 1.55756 | 0.06423 | 0.16119 | 0.00264 | 0.04699 | 0.00163 | 0.336 | 963.3 | 14.6 | 952.6 | 25.4 | 921.9 | 80.39 | 963.3 | 14.6 | -1.1 |
| TG20-24_Zrn-24 | 149.7 | 72.1 | 0.48 | 0.07081 | 0.00289 | 1.59615 | 0.06962 | 0.16342 | 0.00292 | 0.04866 | 0.00167 | 0.332 | 975.6 | 16.2 | 967.3 | 27.6 | 942.0 | 86.37 | 975.6 | 16.2 | -0.9 |
| TG20-24_Zrn-26 | 241.2 | 91.4 | 0.38 | 0.06434 | 0.01401 | 0.03362 | 0.00625 | 0.00395 | 0.00025 | 0.00149 | 0.00025 | 0.045 | 25.4 | 1.64 | 33.4 | 6.11 | 1045.3 | 332.0 | 25.4 | 1.64 | 23.9 |
| TG20-24_Zrn-27 | 748.4 | 397.0 | 0.53 | 0.06226 | 0.00808 | 0.02144 | 0.00346 | 0.00237 | 0.00016 | 0.00105 | 0.00019 | 0.132 | 15.3 | 1.00 | 21.5 | 3.43 | 870.2 | 282.6 | 15.3 | 1.00 | 29.0 |
| TG20-24_Zrn-28 | 638.3 | 266.8 | 0.42 | 0.07126 | 0.00315 | 0.94406 | 0.04103 | 0.09614 | 0.00194 | 0.03278 | 0.00132 | 0.036 | 591.7 | 11.3 | 674.8 | 21.5 | 960.5 | 88.70 | 591.7 | 11.3 | 12.3 |
| TG20-24_Zrn-29 | 1018.4 | 379.2 | 0.37 | 0.04518 | 0.00502 | 0.01708 | 0.00198 | 0.00268 | 0.00009 | 0.00093 | 0.00009 | 0.073 | 17.3 | 0.56 | 17.2 | 1.97 | 707.8 | 249.1 | 17.3 | 0.56 | -0.5 |
| TG20-24_Zrn-30 | 60.3 | 5.2 | 0.09 | 0.06630 | 0.00379 | 1.20148 | 0.07735 | 0.13164 | 0.00334 | 0.03869 | 0.00554 | 0.488 | 797.0 | 19.0 | 797.7 | 35.1 | 789.6 | 121.3 | 797.0 | 19.0 | 0.1 |
| TG20-24_Zrn-31 | 368.5 | 217.5 | 0.59 | 0.06279 | 0.01186 | 0.02137 | 0.00440 | 0.00249 | 0.00016 | 0.00097 | 0.00017 | 0.233 | 16.0 | 1.04 | 21.4 | 4.34 | 1196.6 | 295.4 | 16.0 | 1.04 | 25.1 |
| TG20-24_Zrn-32 | 333.3 | 84.9 | 0.25 | 0.07197 | 0.00280 | 1.73852 | 0.07398 | 0.17534 | 0.00345 | 0.05187 | 0.00137 | 0.538 | 1041.3 | 18.9 | 1021.7 | 27.2 | 978.5 | 1041.3 | 18.9 | 3 | -1.9 |
| TG20-24_Zrn-35 | 493.9 | 81.6 | 0.17 | 0.05640 | 0.00250 | 0.58598 | 0.02944 | 0.07553 | 0.00189 | 0.02394 | 0.00109 | 0.606 | 469.3 | 11.3 | 467.3 | 18.7 | 463.3 | 95.01 | 469.3 | 11.3 | -0.4 |
| TG20-24_Zrn-36 | 228.0 | 177.0 | 0.78 | 0.05745 | 0.01620 | 0.01484 | 0.00404 | 0.00204 | 0.00016 | 0.00072 | 0.00011 | -0.030 | 13.1 | 1.02 | 14.9 | 4.03 | 1435.1 | 299.3 | 13.1 | 1.02 | 11.6 |
| TG20-24_Zrn-38 | 618.9 | 46.1 | 0.07 | 0.04888 | 0.00271 | 0.11993 | 0.00671 | 0.01780 | 0.00035 | 0.00623 | 0.00056 | 0.127 | 113.7 | 2.19 | 114.9 | 6.08 | 337.0 | 106.9 | 113.7 | 2.19 | 1.0 |
| TG20-24_Zrn-39 | 215.2 | 68.6 | 0.32 | 0.06876 | 0.00351 | 1.50790 | 0.08013 | 0.15856 | 0.00411 | 0.04701 | 0.00225 | 0.313 | 948.6 | 22.8 | 932.3 | 32.7 | 880.6 | 110.6 | 948.6 | 22.8 | -1.8 |
| TG20-24_Zrn-40 | 1010.4 | 893.4 | 0.88 | 0.05979 | 0.00724 | 0.02432 | 0.00264 | 0.00299 | 0.00015 | 0.00107 | 0.00007 | -0.073 | 19.2 | 0.93 | 24.4 | 2.62 | 836.4 | 175.9 | 19.2 | 0.93 | 21.1 |
| TG20-24_Zrn-41 | 264.0 | 195.7 | 0.74 | 0.05319 | 0.00367 | 0.28448 | 0.02074 | 0.03880 | 0.00123 | 0.01164 | 0.00040 | 0.318 | 245.3 | 16.2 | 253.0 | 16.2 | 486.5 | 121.3 | 245.3 | 7.63 | 3.0 |
| TG20-24_Zrn-42 | 472.6 | 37.7 | 0.08 | 0.05070 | 0.00327 | 0.12795 | 0.00807 | 0.01833 | 0.00042 | 0.00646 | 0.00065 | -0.032 | 117.1 | 2.66 | 122.0 | 7.26 | 449.4 | 97.20 | 117.1 | 2.66 | 4.1 |
| TG20-24_Zrn-43 | 246.7 | 106.3 | 0.43 | 0.07151 | 0.00292 | 1.70866 | 0.07184 | 0.17288 | 0.00300 | 0.05370 | 0.00152 | 0.161 | 1027.8 | 16.4 | 1010.7 | 26.9 | 962.7 | 1027.8 | 16.4 | 9 | -1.7 |
| TG20-24_Zrn-44 | 307.2 | 117.0 | 0.38 | 0.05570 | 0.00344 | 0.30602 | 0.01888 | 0.04032 | 0.00108 | 0.01375 | 0.00088 | 0.331 | 254.8 | 14.6 | 270.2 | 14.6 | 507.2 | 117.3 | 254.8 | 6.67 | 5.7 |
| TG20-24_Zrn-46 | 691.0 | 342.1 | 0.50 | 0.05345 | 0.00790 | 0.02215 | 0.00311 | 0.00306 | 0.00014 | 0.00092 | 0.00009 | -0.038 | 19.7 | 0.90 | 22.2 | 3.09 | 818.6 | 187.7 | 19.7 | 0.90 | 11.2 |



| RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS | | | | | | | | | | | | EIDADES CORREGIDAS (Ma) | | | | | | | | | |
|----------------------------------|---------|----------|------|--------------------------------------|----------|-------------------------------------|----------|-------------------------------------|----------|--------------------------------------|----------|-------------------------|-------------------------------------|------|-------------------------------------|------|--------------------------------------|-------|---------------|------|--------|
| TG20-24 ARENISCA | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2se abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2se abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2se abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2se abs | Rho (6/8v/5) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2se | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2se | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2se | Best age (Ma) | ±2se | Disc % |
| TG20-24_Zrn-47 | 641.9 | 61.7 | 0.10 | 0.05126 | 7 | 0.15113 | 9 | 0.02135 | 2 | 0.00694 | 8 | 0.283 | 136.2 | 3.89 | 142.6 | 8.25 | 380.5 | 94.58 | 136.2 | 3.89 | 4.5 |
| TG20-24_Zrn-49 | 236.8 | 162.7 | 0.69 | 0.05585 | 3 | 0.02128 | 0 | 0.00279 | 8 | 0.00107 | 4 | -0.013 | 17.9 | 1.17 | 21.3 | 3.58 | 972.4 | 240.3 | 17.9 | 1.17 | 15.8 |
| TG20-24_Zrn-50 | 697.2 | 469.5 | 0.67 | 0.04951 | 4 | 0.12222 | 0 | 0.01787 | 2 | 0.00622 | 5 | 0.049 | 114.2 | 2.67 | 116.8 | 7.86 | 425.4 | 137.0 | 114.2 | 2.67 | 2.3 |
| TG20-24_Zrn-52 | 257.7 | 47.1 | 0.18 | 0.04858 | 2 | 0.12383 | 9 | 0.01845 | 1 | 0.00585 | 0 | -0.064 | 117.9 | 3.22 | 118.0 | 10.5 | 587.4 | 163.3 | 117.9 | 3.22 | 0.1 |
| TG20-24_Zrn-53 | 346.4 | 190.8 | 0.55 | 0.05902 | 2 | 0.02239 | 0 | 0.00287 | 6 | 0.00125 | 3 | -0.135 | 18.5 | 1.02 | 22.4 | 3.38 | 1016.6 | 221.7 | 18.5 | 1.02 | 17.7 |
| TG20-24_Zrn-54 | 356.1 | 298.2 | 0.84 | 0.05019 | 1 | 0.06560 | 9 | 0.00963 | 8 | 0.00339 | 1 | -0.103 | 61.8 | 2.40 | 64.3 | 6.73 | 711.4 | 150.1 | 61.8 | 2.40 | 3.9 |
| TG20-24_Zrn-55 | 290.0 | 187.7 | 0.65 | 0.06697 | 7 | 0.02602 | 7 | 0.00289 | 6 | 0.00109 | 5 | 0.103 | 18.6 | 1.06 | 26.0 | 4.30 | 1163.8 | 257.5 | 18.6 | 1.06 | 28.5 |
| TG20-24_Zrn-56 | 258.0 | 206.4 | 0.80 | 0.05156 | 9 | 0.28141 | 7 | 0.03948 | 1 | 0.01262 | 3 | -0.014 | 249.6 | 5.04 | 250.9 | 14.1 | 411.1 | 102.4 | 249.6 | 5.04 | 0.5 |
| TG20-24_Zrn-57 | 535.4 | 143.8 | 0.27 | 0.05036 | 3 | 0.11847 | 6 | 0.01702 | 8 | 0.00604 | 3 | 0.062 | 108.8 | 2.43 | 113.5 | 7.06 | 404.8 | 115.1 | 108.8 | 2.43 | 4.1 |
| TG20-24_Zrn-58 | 489.2 | 40.4 | 0.08 | 0.05696 | 9 | 0.37257 | 0 | 0.04729 | 3 | 0.01304 | 1 | 0.420 | 297.8 | 15.5 | 320.7 | 28.7 | 528.0 | 183.2 | 297.8 | 15.5 | 7.1 |
| TG20-24_Zrn-60 | 239.7 | 134.9 | 0.56 | 0.05918 | 8 | 0.02234 | 5 | 0.00280 | 9 | 0.00116 | 8 | 0.129 | 18.0 | 1.25 | 22.3 | 5.70 | 1585.3 | 259.8 | 18.0 | 1.25 | 19.2 |
| TG20-24_Zrn-63 | 879.8 | 1020.4 | 1.16 | 0.05277 | 8 | 0.12734 | 1 | 0.01748 | 9 | 0.00528 | 7 | 0.309 | 111.7 | 2.48 | 121.6 | 6.12 | 334.8 | 109.8 | 111.7 | 2.48 | 8.2 |
| TG20-24_Zrn-64 | 424.1 | 504.9 | 1.19 | 0.06178 | 6 | 0.14160 | 0 | 0.01671 | 7 | 0.00586 | 5 | -0.181 | 106.8 | 2.96 | 133.7 | 14.5 | 829.1 | 216.7 | 106.8 | 2.96 | 20.1 |
| TG20-24_Zrn-65 | 204.1 | 86.1 | 0.42 | 0.05869 | 9 | 0.02216 | 8 | 0.00274 | 2 | 0.00120 | 3 | 0.024 | 17.7 | 1.40 | 22.1 | 5.03 | 1316.5 | 290.1 | 17.7 | 1.40 | 20.1 |
| TG20-24_Zrn-66 | 42.2 | 23.1 | 0.55 | 0.06629 | 1 | 0.75669 | 5 | 0.08505 | 7 | 0.03005 | 5 | -0.020 | 525.8 | 25.9 | 566.1 | 40.4 | 1055.8 | 189.3 | 525.8 | 25.9 | 7.1 |
| TG20-24_Zrn-67 | 561.0 | 268.1 | 0.48 | 0.05118 | 7 | 0.01704 | 4 | 0.00251 | 3 | 0.00102 | 1 | -0.041 | 16.1 | 0.82 | 17.1 | 2.83 | 854.8 | 228.6 | 16.1 | 0.82 | 5.6 |
| TG20-24_Zrn-68 | 1659.9 | 416.7 | 0.25 | 0.06987 | 1 | 0.88402 | 3 | 0.09205 | 7 | 0.03113 | 8 | 0.906 | 567.4 | 24.0 | 641.9 | 26.9 | 920.7 | 80.66 | 567.4 | 24.0 | 11.6 |
| TG20-24_Zrn-70 | 40.3 | 65.7 | 1.63 | 0.06192 | 9 | 0.58653 | 9 | 0.06912 | 0 | 0.02229 | 5 | 0.278 | 430.7 | 16.2 | 460.1 | 45.0 | 796.5 | 199.7 | 430.7 | 16.2 | 6.4 |
| TG20-24_Zrn-71 | 382.3 | 642.8 | 1.68 | 0.06026 | 6 | 0.51276 | 6 | 0.06203 | 0 | 0.02079 | 3 | 0.423 | 390.6 | 7.52 | 419.5 | 21.3 | 595.1 | 122.4 | 390.6 | 7.52 | 6.9 |
| TG20-24_Zrn-72 | 1159.4 | 1083.8 | 0.93 | 0.05543 | 0 | 0.02156 | 9 | 0.00279 | 9 | 0.00091 | 6 | 0.132 | 18.0 | 0.60 | 21.6 | 2.17 | 716.1 | 153.9 | 18.0 | 0.60 | 16.9 |
| TG20-24_Zrn-73 | 129.5 | 64.2 | 0.50 | 0.07362 | 5 | 1.72250 | 1 | 0.17064 | 7 | 0.05351 | 8 | -0.094 | 1015.5 | 16.3 | 1014.7 | 30.0 | 1011.5 | 95.18 | 1015.5 | 16.3 | -0.1 |



| RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS | | | | | | | | | | | | | EIDADES CORREGIDAS (Ma) | | | | | | | | |
|----------------------------------|---------|----------|------|--------------------------------------|----------|-------------------------------------|----------|-------------------------------------|----------|--------------------------------------|----------|--------------|-------------------------------------|-------|-------------------------------------|-------|--------------------------------------|--------|---------------|-------|--------|
| TG20-24 ARENISCA | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2se abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2se abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2se abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2se abs | Rho (6/8v/5) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2se | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2se | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2se | Best age (Ma) | ±2se | Disc % |
| TG20-24_Zrn-75 | 28.5 | 8.1 | 0.28 | 0.08169 | 0.00530 | 2.26619 | 0.14463 | 0.20356 | 0.00564 | 0.06552 | 0.00537 | 0.047 | 1193.7 | 30.17 | 1193.2 | 45.80 | 1183.4 | 140.37 | 1193.7 | 30.17 | 0.0 |
| TG20-24_Zrn-76 | 269.4 | 81.5 | 0.30 | 0.05475 | 0.01101 | 0.02298 | 0.00458 | 0.00309 | 0.00018 | 0.00121 | 0.00027 | 0.120 | 19.9 | 1.15 | 22.9 | 4.53 | 1254.7 | 286.90 | 19.9 | 1.15 | 13.4 |
| TG20-24_Zrn-77 | 129.9 | 81.7 | 0.63 | 0.05904 | 0.00355 | 0.58471 | 0.03641 | 0.07228 | 0.00178 | 0.02277 | 0.00107 | 0.222 | 449.8 | 10.69 | 465.3 | 23.49 | 630.5 | 105.16 | 449.8 | 10.69 | 3.3 |
| TG20-24_Zrn-78 | 666.7 | 388.6 | 0.58 | 0.05317 | 0.00271 | 0.29706 | 0.01585 | 0.04066 | 0.00069 | 0.01344 | 0.00038 | 0.207 | 256.9 | 4.24 | 263.6 | 12.33 | 363.6 | 95.12 | 256.9 | 4.24 | 2.5 |
| TG20-24_Zrn-80 | 2675.7 | 1750.8 | 0.65 | 0.04850 | 0.00388 | 0.01595 | 0.00127 | 0.00241 | 0.00009 | 0.00064 | 0.00003 | 0.241 | 15.5 | 0.55 | 16.1 | 1.27 | 392.8 | 99.89 | 15.5 | 0.55 | 3.5 |
| TG20-24_Zrn-81 | 648.6 | 471.2 | 0.73 | 0.05647 | 0.00231 | 0.51557 | 0.02300 | 0.06613 | 0.00120 | 0.02024 | 0.00054 | 0.491 | 412.8 | 7.27 | 421.7 | 15.40 | 460.2 | 90.51 | 412.8 | 7.27 | 2.1 |
| TG20-24_Zrn-82 | 455.0 | 201.3 | 0.44 | 0.05283 | 0.00261 | 0.29566 | 0.01524 | 0.04053 | 0.00068 | 0.01295 | 0.00046 | 0.189 | 256.1 | 4.23 | 262.6 | 11.92 | 406.5 | 88.98 | 256.1 | 4.23 | 2.4 |
| TG20-24_Zrn-84 | 223.2 | 129.3 | 0.58 | 0.07087 | 0.01977 | 0.02193 | 0.00526 | 0.00259 | 0.00021 | 0.00114 | 0.00014 | -0.125 | 16.7 | 1.32 | 21.9 | 5.21 | 1581.1 | 342.59 | 16.7 | 1.32 | 23.9 |
| TG20-24_Zrn-85 | 391.3 | 49.9 | 0.13 | 0.04837 | 0.00321 | 0.12176 | 0.00871 | 0.01821 | 0.00045 | 0.00676 | 0.00062 | 0.307 | 116.3 | 2.86 | 116.4 | 7.85 | 420.7 | 109.80 | 116.3 | 2.86 | 0.1 |
| TG20-24_Zrn-86 | 175.2 | 108.4 | 0.62 | 0.04806 | 0.01280 | 0.01715 | 0.00442 | 0.00276 | 0.00019 | 0.00090 | 0.00017 | -0.026 | 17.8 | 1.22 | 17.1 | 4.39 | 1190.1 | 323.57 | 17.8 | 1.22 | -3.8 |
| TG20-24_Zrn-87 | 222.1 | 201.5 | 0.91 | 0.05221 | 0.00281 | 0.29068 | 0.01702 | 0.03997 | 0.00081 | 0.01358 | 0.00043 | 0.216 | 252.6 | 4.99 | 258.4 | 13.33 | 391.7 | 99.89 | 252.6 | 4.99 | 2.2 |
| TG20-24_Zrn-88 | 205.7 | 147.4 | 0.72 | 0.07086 | 0.00311 | 1.53153 | 0.06763 | 0.15637 | 0.00274 | 0.04769 | 0.00124 | 0.013 | 936.5 | 5 | 941.7 | 27.08 | 939.6 | 89.77 | 936.5 | 5 | 0.6 |
| TG20-24_Zrn-89 | 529.5 | 329.0 | 0.62 | 0.05102 | 0.00430 | 0.27245 | 0.02136 | 0.03888 | 0.00100 | 0.01193 | 0.00045 | -0.372 | 245.9 | 6.19 | 244.2 | 17.27 | 386.8 | 106.69 | 245.9 | 6.19 | -0.7 |
| TG20-24_Zrn-90 | 259.9 | 232.8 | 0.90 | 0.05424 | 0.00369 | 0.30517 | 0.02241 | 0.04059 | 0.00119 | 0.01319 | 0.00065 | 0.337 | 256.5 | 7.34 | 269.5 | 17.42 | 487.0 | 109.99 | 256.5 | 7.34 | 4.8 |
| TG20-24_Zrn-91 | 119.4 | 36.0 | 0.30 | 0.07551 | 0.00385 | 1.52082 | 0.07659 | 0.14567 | 0.00318 | 0.04397 | 0.00241 | 0.076 | 876.5 | 17.92 | 937.1 | 30.45 | 1067.1 | 100.39 | 876.5 | 2 | 6.5 |
| TG20-24_Zrn-92 | 190.5 | 228.5 | 1.20 | 0.05333 | 0.00422 | 0.20202 | 0.01543 | 0.02747 | 0.00073 | 0.00882 | 0.00036 | 0.008 | 174.7 | 4.57 | 186.0 | 13.04 | 561.1 | 132.08 | 174.7 | 4.57 | 6.1 |
| TG20-24_Zrn-93 | 267.3 | 95.6 | 0.36 | 0.07252 | 0.00293 | 1.57825 | 0.06655 | 0.15700 | 0.00273 | 0.04745 | 0.00171 | 0.233 | 940.0 | 15.19 | 963.9 | 23.42 | 992.9 | 82.56 | 940.0 | 9 | 2.5 |
| TG20-24_Zrn-94 | 319.7 | 39.1 | 0.12 | 0.05251 | 0.00464 | 0.12804 | 0.01142 | 0.01752 | 0.00043 | 0.00684 | 0.00073 | 0.152 | 111.9 | 2.73 | 121.8 | 10.25 | 618.3 | 141.62 | 111.9 | 2.73 | 8.1 |
| TG20-24_Zrn-95 | 370.9 | 42.0 | 0.11 | 0.05095 | 0.00387 | 0.12630 | 0.00890 | 0.01801 | 0.00047 | 0.00647 | 0.00080 | -0.151 | 115.1 | 3.00 | 120.5 | 8.02 | 485.9 | 132.84 | 115.1 | 3.00 | 4.5 |
| TG20-24_Zrn-96 | 805.6 | 436.4 | 0.54 | 0.05672 | 0.00291 | 0.48902 | 0.02771 | 0.06231 | 0.00192 | 0.02052 | 0.00057 | 0.478 | 389.6 | 11.66 | 403.7 | 18.94 | 492.7 | 100.95 | 389.6 | 6 | 3.5 |
| TG20-24_Zrn-97 | 225.6 | 184.5 | 0.82 | 0.10875 | 0.00399 | 4.75658 | 0.18560 | 0.31528 | 0.00585 | 0.08700 | 0.00216 | 0.499 | 1766.2 | 28.65 | 1776.4 | 32.63 | 1775.1 | 67.51 | 1775.1 | 1 | 0.6 |



| RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS | | | | | | | | | | | | | EIDADES CORREGIDAS (Ma) | | | | | | | | |
|----------------------------------|---------|----------|------|--------------------------------------|----------|-------------------------------------|----------|-------------------------------------|----------|--------------------------------------|----------|---------------|-------------------------------------|-------|-------------------------------------|-------|--------------------------------------|--------|---------------|-------|--------|
| TG20-24 ARENISCA | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2se abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2se abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2se abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2se abs | Rho (6/8v7/5) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2se | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2se | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2se | Best age (Ma) | ±2se | Disc % |
| TG20-24_Zrn-98 | 15.7 | 9.9 | 0.63 | 0.07924 | 0.00753 | 1.70325 | 0.16131 | 0.15667 | 0.00560 | 0.05086 | 0.00397 | 0.086 | 937.4 | 31.23 | 989.5 | 63.20 | 1240.6 | 158.96 | 937.4 | 31.23 | 5.3 |
| TG20-24_Zrn-99 | 581.8 | 46.4 | 0.08 | 0.08346 | 0.00326 | 2.34146 | 0.12580 | 0.20140 | 0.00652 | 0.07569 | 0.00335 | 0.872 | 1182.4 | 35.01 | 1222.7 | 38.10 | 1276.3 | 77.17 | 1182.4 | 35.01 | 3.3 |

Tabla 1. Datos isotópicos de U-Pb de la muestra TG20-25, arenisca interestratificada.

| RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS | | | | | | | | | | | | | EIDADES CORREGIDAS (Ma) | | | | | | | | |
|----------------------------------|---------|----------|------|--------------------------------------|----------|-------------------------------------|----------|-------------------------------------|----------|--------------------------------------|----------|---------------|-------------------------------------|------|-------------------------------------|-------|--------------------------------------|--------|---------------|------|--------|
| TG20-7A METAGRANITO | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2se abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2se abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2se abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2se abs | Rho (6/8v7/5) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2se | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2se | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2se | Best age (Ma) | ±2se | Disc % |
| TG20-7A_Zrn-01 | 476.1 | 186.8 | 0.39 | 0.04988 | 0.00214 | 0.27571 | 0.01477 | 0.03988 | 0.00085 | 0.01303 | 0.00052 | 0.156 | 252.1 | 5.26 | 246.7 | 11.88 | 335.4 | 57.07 | 252.1 | 5.26 | -2.2 |
| TG20-7A_Zrn-02 | 673.6 | 155.2 | 0.23 | 0.05130 | 0.00182 | 0.27973 | 0.01298 | 0.03947 | 0.00081 | 0.01224 | 0.00058 | 0.096 | 249.5 | 5.02 | 250.1 | 10.34 | 315.8 | 67.06 | 249.5 | 5.02 | 0.2 |
| TG20-7A_Zrn-03 | 246.1 | 75.9 | 0.31 | 0.05152 | 0.00244 | 0.29679 | 0.01697 | 0.04173 | 0.00102 | 0.01305 | 0.00087 | 0.128 | 263.5 | 6.28 | 263.2 | 13.20 | 395.6 | 90.94 | 263.5 | 6.28 | -0.1 |
| TG20-7A_Zrn-04 | 449.7 | 210.5 | 0.47 | 0.05223 | 0.00218 | 0.30281 | 0.01512 | 0.04206 | 0.00109 | 0.01445 | 0.00064 | 0.074 | 265.6 | 6.71 | 268.1 | 11.87 | 405.7 | 62.53 | 265.6 | 6.71 | 0.9 |
| TG20-7A_Zrn-05 | 468.8 | 256.6 | 0.55 | 0.05139 | 0.00223 | 0.28905 | 0.01456 | 0.04078 | 0.00095 | 0.01294 | 0.00048 | -0.035 | 257.6 | 5.86 | 257.4 | 11.47 | 365.5 | 80.33 | 257.6 | 5.86 | -0.1 |
| TG20-7A_Zrn-06 | 508.2 | 293.0 | 0.58 | 0.05050 | 0.00208 | 0.28737 | 0.01418 | 0.04120 | 0.00084 | 0.01319 | 0.00050 | -0.127 | 260.2 | 5.23 | 256.1 | 11.13 | 339.9 | 79.43 | 260.2 | 5.23 | -1.6 |
| TG20-7A_Zrn-07 | 484.5 | 318.4 | 0.66 | 0.05214 | 0.00217 | 0.29206 | 0.01533 | 0.04050 | 0.00100 | 0.01244 | 0.00049 | 0.203 | 255.9 | 6.16 | 259.6 | 11.99 | 392.3 | 72.14 | 255.9 | 6.16 | 1.4 |
| TG20-7A_Zrn-08 | 591.8 | 280.6 | 0.47 | 0.05153 | 0.00173 | 0.28701 | 0.01289 | 0.04027 | 0.00077 | 0.01297 | 0.00048 | -0.033 | 254.5 | 4.76 | 255.9 | 10.22 | 333.4 | 59.05 | 254.5 | 4.76 | 0.6 |
| TG20-7A_Zrn-09 | 506.8 | 237.7 | 0.47 | 0.05200 | 0.00214 | 0.28832 | 0.01436 | 0.04020 | 0.00094 | 0.01239 | 0.00057 | 0.089 | 254.1 | 5.84 | 256.8 | 11.43 | 369.1 | 72.08 | 254.1 | 5.84 | 1.1 |
| TG20-7A_Zrn-11 | 419.0 | 109.3 | 0.26 | 0.05115 | 0.00217 | 0.29186 | 0.01474 | 0.04140 | 0.00099 | 0.01225 | 0.00077 | 0.018 | 261.5 | 6.11 | 259.6 | 11.60 | 367.2 | 75.01 | 261.5 | 6.11 | -0.7 |
| TG20-7A_Zrn-12 | 788.1 | 520.0 | 0.66 | 0.05158 | 0.00217 | 0.28609 | 0.01469 | 0.04019 | 0.00087 | 0.01249 | 0.00051 | 0.082 | 254.0 | 5.41 | 255.0 | 11.59 | 350.9 | 79.29 | 254.0 | 5.41 | 0.4 |
| TG20-7A_Zrn-13 | 275.8 | 106.1 | 0.38 | 0.05167 | 0.00347 | 0.28362 | 0.02020 | 0.03989 | 0.00104 | 0.01553 | 0.00090 | 0.060 | 252.1 | 6.43 | 252.3 | 15.77 | 479.1 | 121.83 | 252.1 | 6.43 | 0.1 |
| TG20-7A_Zrn-14 | 241.8 | 126.3 | 0.52 | 0.05009 | 0.00376 | 0.29284 | 0.02299 | 0.04309 | 0.00122 | 0.01254 | 0.00061 | 0.246 | 271.9 | 7.52 | 262.8 | 19.46 | 539.0 | 123.80 | 271.9 | 7.52 | -3.5 |
| TG20-7A_Zrn-15 | 1199.3 | 1750.4 | 1.46 | 0.05329 | 0.00172 | 0.28681 | 0.01315 | 0.03900 | 0.00088 | 0.01194 | 0.00032 | 0.304 | 246.6 | 5.46 | 255.7 | 10.40 | 364.3 | 63.13 | 246.6 | 5.46 | 3.6 |
| TG20-7A_Zrn-16 | 587.9 | 315.3 | 0.54 | 0.05175 | 0.00255 | 0.29357 | 0.01586 | 0.04124 | 0.00088 | 0.01289 | 0.00050 | -0.264 | 260.5 | 5.42 | 260.8 | 12.38 | 471.5 | 93.99 | 260.5 | 5.42 | 0.1 |



| TG20-7A METAGRANITO | RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS | | | | | | | | | | | EIDADES CORREGIDAS (Ma) | | | | | | | | | |
|------------------------|----------------------------------|-------------|----------|--------------------------------------|-------------|-------------------------------------|-------------|-------------------------------------|-------------|--------------------------------------|-------------|-------------------------|-------------------------------------|------|-------------------------------------|-------|--------------------------------------|--------|---------------------|------|-----------|
| | U (ppm) | Th (ppm) | Th/ U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2se abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2se abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2se abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2se abs | Rho (6/8v7/5) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2se | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2se | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2se | Best age (Ma) | ±2se | Disc % |
| TG20-7A_Zrn-17 | 557.4 | 292.9 | 0.53 | 0.05405 | 0.00234 | 0.29931 | 0.01583 | 0.04014 | 0.00084 | 0.01237 | 0.00051 | 0.135 | 253.7 | 5.19 | 265.3 | 12.42 | 422.5 | 81.80 | 253.7 | 5.19 | 4.4 |
| TG20-7A_Zrn-18 | 259.1 | 98.0 | 0.38 | 0.05591 | 0.00503 | 0.32110 | 0.03030 | 0.04184 | 0.00115 | 0.01454 | 0.00125 | 0.071 | 264.2 | 7.10 | 281.4 | 23.14 | 586.5 | 173.48 | 264.2 | 7.10 | 6.1 |
| TG20-7A_Zrn-19 | 254.2 | 246.0 | 0.97 | 0.05105 | 0.00254 | 0.30140 | 0.01902 | 0.04274 | 0.00119 | 0.01329 | 0.00061 | 0.383 | 269.8 | 7.34 | 266.5 | 14.76 | 400.8 | 80.12 | 269.8 | 7.34 | -1.2 |
| TG20-7A_Zrn-20 | 289.8 | 150.8 | 0.52 | 0.05334 | 0.00331 | 0.32493 | 0.02125 | 0.04411 | 0.00117 | 0.01360 | 0.00083 | -0.046 | 278.3 | 7.23 | 284.9 | 16.20 | 425.0 | 116.15 | 278.3 | 7.23 | 2.3 |
| TG20-7A_Zrn-21 | 460.8 | 247.6 | 0.54 | 0.05201 | 0.00253 | 0.28437 | 0.01491 | 0.03975 | 0.00092 | 0.01238 | 0.00042 | -0.242 | 251.3 | 5.73 | 253.6 | 11.80 | 407.1 | 85.57 | 251.3 | 5.73 | 0.9 |
| TG20-7A_Zrn-22 | 416.4 | 178.7 | 0.43 | 0.05611 | 0.00215 | 0.31799 | 0.01713 | 0.04092 | 0.00092 | 0.01327 | 0.00072 | 0.486 | 258.5 | 5.69 | 279.7 | 13.14 | 478.4 | 76.35 | 258.5 | 5.69 | 7.6 |
| TG20-7A_Zrn-23 | 226.4 | 82.1 | 0.36 | 0.05203 | 0.00346 | 0.29581 | 0.02014 | 0.04143 | 0.00119 | 0.01285 | 0.00081 | -0.084 | 261.7 | 7.33 | 262.0 | 15.76 | 490.4 | 112.67 | 261.7 | 7.33 | 0.1 |
| TG20-7A_Zrn-25 | 816.8 | 344.0 | 0.42 | 0.05610 | 0.00186 | 0.29909 | 0.01392 | 0.03856 | 0.00081 | 0.00850 | 0.00043 | 0.490 | 243.9 | 5.00 | 265.3 | 10.82 | 448.1 | 70.39 | 243.9 | 5.00 | 8.1 |

Tabla 2. Datos isotópicos de U-Pb de la muestra TG20-7A, clasto de metagranito.