



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

PROCEDENCIA Y SIGNIFICADO TECTONICO DE ROCAS
METASEDIMENTARIAS CON BASE EN MINERALES PESADOS
DEL COMPLEJO ACATLAN, SUR DE MEXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOLOGO
P R E S E N T A :
YARDENIA MARTINEZ LARA

DIRECTOR DE TESIS: M. en C. JOSE LUIS SANCHEZ ZAVALA



MEXICO, D. F.

AGOSTO 2004



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-585

SRITA. YARDENIA MARTÍNEZ LARA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor M. en C. José Luis Sánchez Zavala y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**PROCEDENCIA Y SIGNIFICADO TECTÓNICO DE ROCAS METASEDIMENTARIAS
CON BASE EN MINERALES PESADOS DEL COMPLEJO ACATLÁN, SUR DE MEXICO**

- I INTRODUCCIÓN**
- II MARCO GEOLÓGICO**
- III METODOLOGÍA**
- IV ANÁLISIS DE PROCEDENCIA CON BASE EN MINERALES PESADOS**
- V MARCO PALEOGEOGRÁFICO**
- VI DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**
- BIBLIOGRAFÍA**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 9 de junio, de 2003
EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDÓ BRAVO

GFB*JAGC*gtg



Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: YARDENIA MARTÍNEZ LARA
FECHA: 18 AGOSTO 2004
FIRMA: 

**“Un día desperté
sin saber quien era,
hoy despierto
sabiendo quien quiero llegar a ser”**

A mis padres, León Pablo y María Luisa; gracias por ayudarme a alcanzar un sueño.

A mi hermana y amigos por el apoyo incondicional.

A Patrick, thank you for all your support and all your love.

A Fermín, siempre te recordaré.

AGRADECIMIENTOS

No existen palabras suficientes para expresar mi gratitud a todas aquellas personas que me han apoyado a lo largo de mi vida personal y académica.

Antes que nada, quiero agradecer a mis padres Ma. Luisa y León Pablo, por darme la vida, por darme su cariño y por darme la oportunidad de cumplir la primer meta en mi vida. Te doy gracias Mamá por todo tu amor, por todos los sacrificios y por la paciencia que haz tenido conmigo, siempre me diste todo lo que necesite aun en los momentos difíciles y quiero que sepas que nunca lo voy a olvidar y espero que al igual que yo, disfrutes de este mi primer logro como propio, porque se que no lo habría podido lograr sin ti. A ti Papá, te agradezco por la fuerza, coraje, sabiduría y ansiedad que cultivaste en mi para salir adelante, para tener éxito y nunca conformarme, gracias por tu amor, tus consejos y sobre todo por los regañíos, que sin ellos, no habría motivo para demostrarte que puedo ser la mejor. También quiero darle gracias a mi hermana Argelia, gracias por apoyarme, gracias por tu cariño, gracias por demostrarme que todo se puede lograr si te esfuerzas lo suficiente, gracias por la gran amistad que tenemos. Sin que pueda faltar, quiero agradecer a mi hermana Lina, que sin ser hermana de sangre, no quita que sea un miembro mas de mi familia, gracias mujer por todo, por crecer conmigo, por tu apoyo y cariño, por darme ánimos siempre que los necesite, este triunfo también es gracias a ti. Quiero que sepan que los amo y que sin ustedes, este día nunca habría llegado.

También agradezco este fin de una de tantas etapas en mi vida, a mis segundos padres Pili y Raúl, que siempre han estado en mi vida y en la vida de mi familia para apoyarnos, gracias por echarme porras, por querer verme triunfar y por todos sus consejos y todo su amor, gracias a mis hermanitos Ajax, Nestor y Paris, siempre le han puesto sabor y diversión a mi vida. Por supuesto no puedo dejar de mencionar a mis abues; a mi abuelita Celia que siempre te recordare y aunque ya no estas con nosotros también agradezco todo el cariño que me diste, y mi abuelito Armando, que puedo decir, siempre presumo de ti, eres el vivo ejemplo de fortaleza y vitalidad. Gracias por darme buena vibra y por todo tu cariño.

La lista es muy larga, pero existen tantas personas que han sido parte importante de mi vida que no puedo omitirlas. Le doy gracias a la vida por los amigos que me ha dado. A mis grandes amigos Gaby y Cesar, les doy gracias por su amistad incondicional, por compartir conmigo parte de sus vidas, por supuesto gracias por el apoyo de mis cuates Benjas, Giovas, Hectorin, Myriam, Marquitos, Mike, Jonathan, Aldo y sin duda alguna, Fermín, quiero decirles que por fin, LO LOGRE!!!!. Nunca voy a olvidar todas las anécdotas que hemos vivido juntos, siempre voy a tener una gran sonrisa al recordarlas.

Por supuesto no puedo dejar de mencionar al gran cómplice de este trabajo, muchas gracias José Luis por ser mi guía en estos asuntos de la geología, gracias por tus enseñanzas, tu paciencia y tus consejos. Eres un gran tutor pero también eres excelente amigo, nunca voy a poder agradecerte lo suficiente, gracias por todo el apoyo y gracias por. Esta tesis fue hecha gracias a ti, claro que sin la ayuda de Consuelo pues no sería lo mismo. Gracias Chelito por ser mi tutora y aun cuando no este escrito en ningún papel, siempre tendré presente todo el empeño que pusiste para ayudarme.

No puedo dejar de mencionar a mis profes favoritos, al Ing. Nieto y al Doc. Tolson, que probablemente sin saberlo, sembraron en mi la pasión por la geología, gracias Doc. por todo el apoyo y por creer en mi. La lista sigue, sin embargo, el espacio ya es poco, gracias a Margarita y Enrique, han sido increíbles conmigo, gracias por el apoyo y toda la confianza; gracias al Doc. Ortega por sus consejos y buena guía. Gracias a todos a aquellos profesores que me educaron y especialmente a todos los investigadores del Instituto de Geología, por hacerme sentir en familia.

Por ultimo quiero decirle gracias a mi patria, a la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ingeniería, gracias por los mejores años de mi vida. Soy orgullosamente mexicana, orgullosamente chilanga, orgullosamente PUMA y orgullosamente escorpión rojo.

“ POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU”

Resumen

El Complejo Acatlán se localiza en el sur de México y sus características geológicas han motivado estudios con diferentes objetivos. Sin embargo, su significado aún es discutido, lo que ofrece la oportunidad de proponer y aplicar métodos alternativos en la resolución de sus problemas geológicos. En el presente trabajo, se realizó el análisis de procedencia de la Formación Cosoltepec, unidad Lagunilla y Formación Tecomate con base en sus Minerales Pesados en diferentes localidades (Olinalá, Tehuitzingo y Acatlán). Los datos obtenidos muestran la importancia del estudio de los Minerales Pesados en la resolución de problemas geológicos regionales.

Los Minerales pesados en las distintas unidades analizadas incluyen zircones, apatitos, turmalinas, titanitas, rutilos, granates, anfíboles, piroxenos, alanitas, epidotas, todos ellos obtenidos en muestras de meta areniscas. Los zircones y apatitos en todos los casos son los grupos dominantes. Los zircones se presentan en diferentes formas y colores, con diferentes grados de retrabajo, sugiriendo distintas fuentes. Las características químicas, como el caso de la Turmalina y Titanita, también indican diferente procedencia.

Los minerales descritos para la Formación Cosoltepec indican fuentes de aporte distintas entre el área de Olinalá y Tehuitzingo. Una procedencia granítica local para el primer caso y otra metamórfica de alto grado e influencia continental Grenvilliana para el segundo caso. Para la unidad Lagunilla sugieren una procedencia continental distinta al de la Formación Cosoltepec. Por último, en la Formación Tecomate indican la influencia de terrenos precámbricos y de las unidades basales del Complejo Acatlán como fuentes de aporte.

Capítulo I. Introducción	
I.1 Planteamiento del Problema	2
I.2 Antecedentes	4
I.3 Objetivos	5
I.4 Metodología	5
Capítulo II. Marco Geológico	
II.1 Geología Regional	7
II.2 Geología del Complejo Acatlán	8
II.3 Estratigrafía del Complejo Acatlán	9
Capítulo III. Metodología	
III.1 Procesado de las muestras	24
III.2 Concentración de Minerales Pesados	26
III.3 Análisis de Minerales Pesados	36
Capítulo IV. Análisis de procedencia con base en Minerales Pesados	
IV.1 Generalidades sobre los Minerales Pesados	41
IV.2 Petrográfica y análisis de Minerales Pesados	42
IV.3 Análisis de procedencia con base en Minerales Pesados	68
Capítulo V. Marco Paleogeográfico	74
Capítulo VI. Discusión y Conclusiones	
VI. 1 Discusión	76
VI. 2 Conclusiones	77
Capítulo VII. Bibliografía	79
Anexo A. Formación Cosoltepec	I
Anexo B. Unidad Lagunilla	V
Anexo C. Formación Tecomate	VIII

I. Introducción

I.1 Planteamiento del Problema

El Complejo Acatlán (CA) se localiza en el sur de México, en los estados de Puebla, Oaxaca y Guerrero. Es el basamento del Terreno Mixteco y entre sus características más notables está su polideformación y metamorfismo, que va desde la facies de esquistos verdes a la de eclogita. El CA ha sido motivo de diversos estudios con la finalidad de determinar su origen y evolución, sin embargo, aún se desconocen aspectos importantes sobre sus características geológicas, lo cual limita su comprensión y la determinación de su significado tectónico. No obstante, con base en criterios litológicos y metamórficos se ha dividido en varias unidades.

Las rocas sedimentarias detríticas son el protolito dominante de las rocas del CA y se han descrito como Formación Chazumba, Formación Cosoltepec y Formación Tecomate (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1993; Sánchez-Zavala, *et al*, 1998). Recientemente se describió informalmente una unidad volcanosedimentaria (Formación Ahuatlán; Hernández-Espriú y Morales-Morales, 2002). Además, a través del reconocimiento de campo se diferenció una nueva unidad que informalmente, en este trabajo se le describe como Unidad Lagunilla, la cual ha sido considerada como parte de los Granitoides Esperanza (Reyes-Salas, 2003). Estas unidades han sido poco estudiadas, a pesar de su amplia distribución espacial (representan cerca del 90% del total del área expuesta).

Tradicionalmente el estudio de las rocas metamórficas se ha enfocado en la determinación de las características y condiciones bajo las cuales se origina y desarrolla el metamorfismo, sin profundizar en el significado de su protolito, pues en la mayoría de los casos únicamente se identifica. El desarrollo y la innovación de las técnicas analíticas aplicadas a las rocas metasedimentarias, ofrecen la oportunidad de

profundizar el estudio de sus protolitos, particularmente en la determinación de su procedencia. La determinación de la fuente de aporte es uno de los objetivos a resolver en el estudio de los sedimentos y de las rocas sedimentarias. La procedencia es útil para relacionar las fuentes de aporte con las áreas de depósito, que pueden o no estar geográficamente separadas.

El análisis de procedencia en rocas sedimentarias, se realiza a través de distintas técnicas, particularmente petrográficas, que incluye el reconocimiento de los granos minerales y fragmentos líticos que constituyen a las rocas, así como de sus relaciones texturales. Cuando las rocas sedimentarias son afectadas por metamorfismo y deformación penetrante, es difícil establecer estas características; para estos casos, es necesario adaptar técnicas petrográficas con el propósito de identificar algunos de estos rasgos. En este sentido, se ha demostrado que algunos grupos de minerales pesados (MP) son útiles en estudios de procedencia. Es importante resaltar que la mayor parte de los análisis de MP han sido en rocas sedimentarias, principalmente areniscas; sin embargo, debido a sus características, es viable su utilización en rocas afectadas por deformación penetrante y metamorfismo regional, como se propone en este trabajo donde se discute el uso de los minerales pesados (MP) como indicadores de procedencia de secuencias metasedimentarias, ejemplificadas con algunas de las unidades descritas para el CA.

La descripción y la determinación de los constituyentes detríticos en las unidades metasedimentarias del CA son necesarias para entender el contexto de la evolución tectónica del sur de México y sus conexiones globales para el Paleozoico. El estudio de los MP en el CA aporta nuevos datos que constriñen el escenario paleogeográfico en el cual evolucionó. Para lograrlo fue necesario adaptar y aplicar técnicas de estudio para describirlos detalladamente, con el propósito de establecer la procedencia de la roca fuente, el ambiente tectónico y en algunos casos los eventos de metamorfismo y

deformación que afectaron a estos cuerpos de roca. Debido a la importancia que tienen las unidades metasedimentarias en el CA, se analizaron unidades de diferentes niveles estratigráficos, enfatizándose en la Formación Cosoltepec. Esta formación es la única que está en contacto tectónico o estratigráfico con el resto de las unidades del CA, y es la base para proponer algunos escenarios sobre la evolución del CA, aunque aún se desconocen aspectos importantes de esta unidad.

I.2 Antecedentes.

Las primeras descripciones del CA son las de Aguilera (1896) y Ordóñez (1906), no obstante, es hasta finales de la década de los 70's cuando Ortega-Gutiérrez (1978) establece formalmente su jerarquía estratigráfica. Estudios subsecuentes realizados por Ortega-Gutiérrez (1981, 1993), Ramírez-Espinosa (2001), Hernández-Espriú y Morales-Morales (2002) entre otros, hacen aportaciones sobre la estratigrafía del CA y en general sobre el terreno Mixteco. Estas aportaciones han permitido establecer cada vez con mayor precisión su significado tectonoestratigráfico.

Los estudios realizados se han enfocado básicamente a la determinación de la geocronología de eventos, particularmente en sus primeras etapas, que dieron origen al complejo (por ejemplo, Yáñez *et al.*, 1991, Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Por otro lado, a las unidades metasedimentarias se les ha prestado poca atención y por lo tanto su significado aún es incierto. Por ejemplo, a la Formación Cosoltepec, con base en sus características litológicas, se le ha interpretado de dos maneras diferentes: como resultado del depósito en un prisma de acreción en un régimen compresivo en el que una placa oceánica está siendo subducida bajo una continental (Ortega-Gutiérrez, 1999); y la segunda propone su origen dentro un depósito siliciclástico en un margen pasivo (Ramírez-Espinosa, 2001). También es incierto el significado de la Unidad

Lagunilla y su relación con la Formación Tecomate, aspectos importantes para establecer la evolución tectónica del CA.

I.3 Objetivos

El objetivo principal del presente trabajo es el estudio de los *Minerales Pesados* de las Formaciones Cosoltepec, Tecomate y la Unidad Lagunilla, con el propósito de determinar su procedencia. Como un objetivo específico, siempre basado en sus MP, se pretende establecer la relación pre metamórfica de estas unidades.

I.4 Metodología

Para cumplir con los objetivos planteados, es necesaria la identificación y descripción de los MP con diferentes técnicas analíticas que incluyen: petrografía con microscopio de luz transmitida y reflejada, microscopía electrónica de barrido, microsonda, catodoluminiscencia y análisis químicos por energía dispersiva de rayos X.

Como parte de las aportaciones de ésta tesis, se propone una metodología de estudio específica para los MP en rocas metasedimentarias, en términos de análisis de procedencia, ya que hasta ahora la mayor parte de este tipo de estudios ha sido realizada en areniscas. Esto hace necesario describir la metodología empleada, que por lo extenso, se explica en el capítulo III. Sin embargo, es importante mencionar en términos generales algunos aspectos relevantes.

Un buen trabajo analítico se inicia con un muestreo de campo riguroso, que requiere tener presente en todo momento los objetivos que se pretenden resolver. Es importante que antes de procesar cualquier muestra, se realice un estudio petrográfico para determinar el grado de alteración, abundancia, forma, dimensiones, entre otras propiedades de los minerales de interés. El estudio de

minerales pesados (MP) se divide en tres partes: procesado de la muestra, identificación, concentración y su análisis a través de diferentes técnicas (Fig. 1).

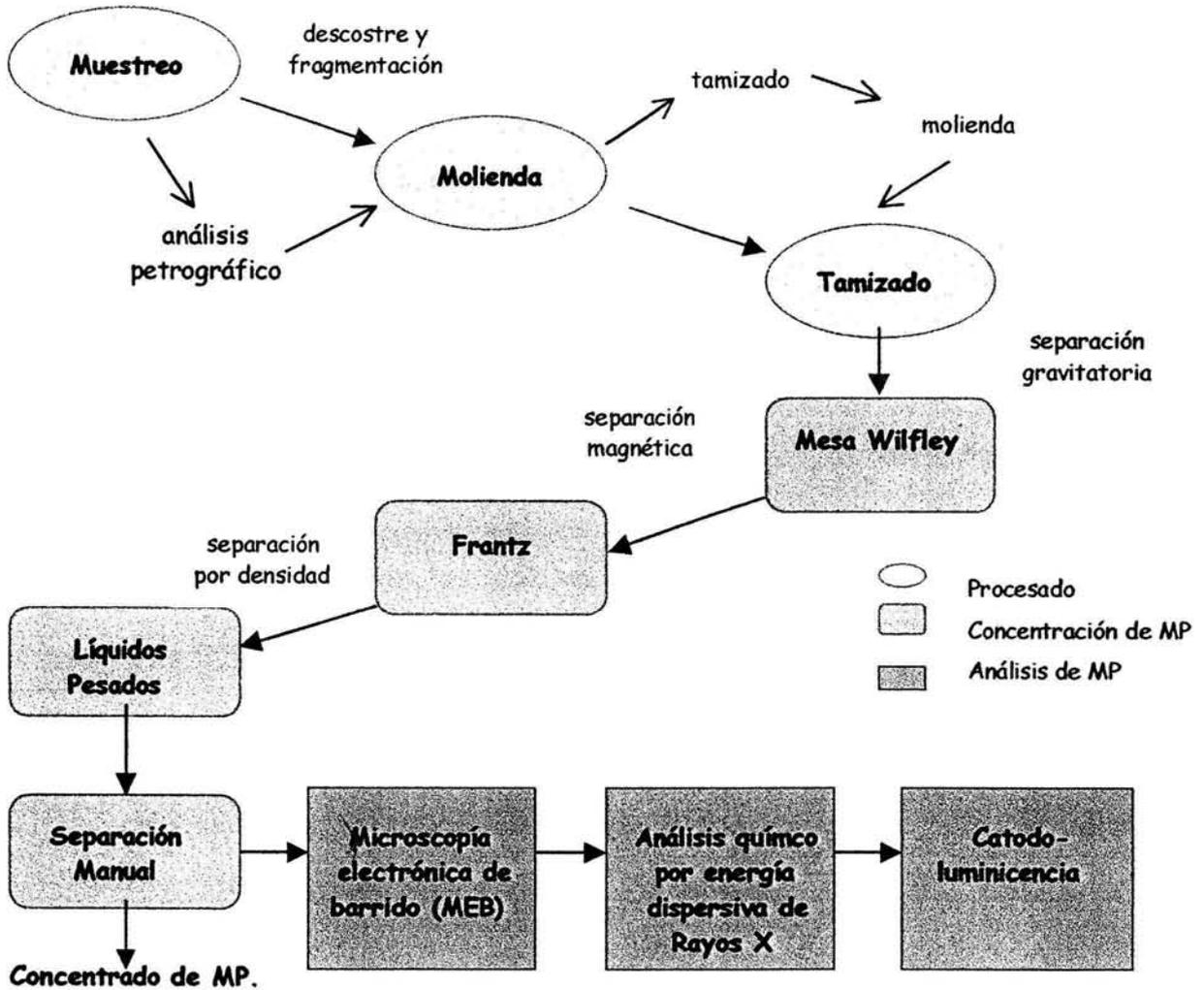


Figura 1. Esquema de las técnicas de procesamiento y análisis de los minerales pesados.

II. Marco Geológico

II. 1 Geología Regional

El Complejo Acatlán (CA) es el basamento del Terreno Mixteco y está limitado al poniente por la falla de Papalutla, y al oriente por la Falla de Caltepec que lo yuxtaponen con los Terrenos Guerrero y Zapoteco, respectivamente. Al sur colinda con el terreno Chatino a través de la falla de Chacalapa, mientras que al norte está cubierto por las rocas del Cinturón Volcánico Transmexicano (Fig. 2). Su cobertura sedimentaria es predominantemente detrítica y tiene un alcance estratigráfico que va desde el Devónico al Pérmico Temprano. Estas rocas a su vez están cubiertas en discordancia por rocas continentales y marinas del Mesozoico y por rocas sedimentarias continentales y volcánicas del Cenozoico.

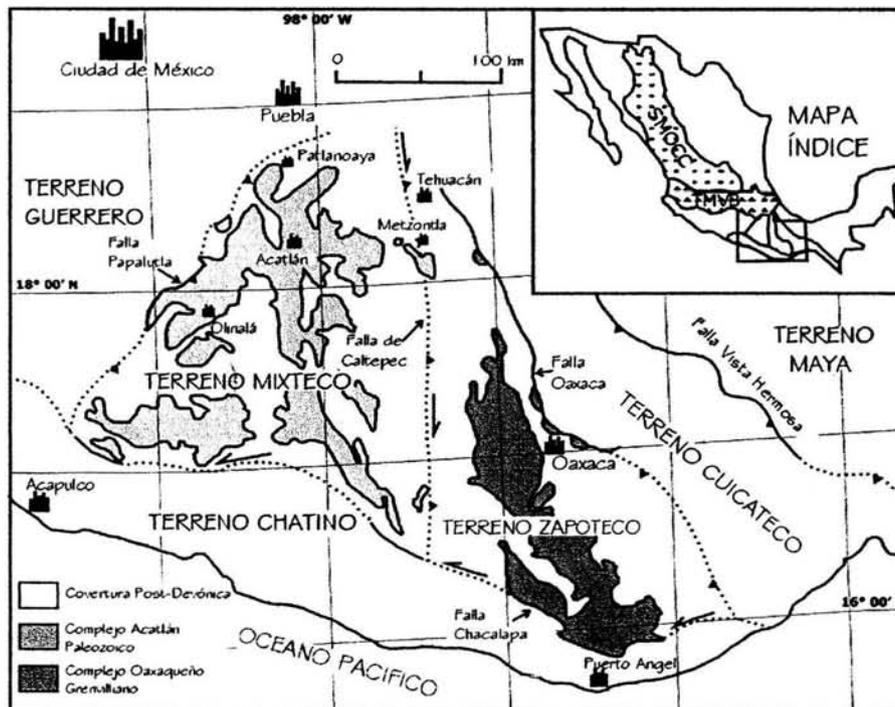


Figura 2. Mapa de Terrenos tectonoestratigráficos del Sur de México (modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999).

II.2 Geología del Complejo Acatlán

El CA ha sido subdividido en tres grupos litotectónicos: Grupo Petlalcingo, Grupo Piaxtla y la Formación Tecomate (Fig. 3) (Ortega-Gutiérrez, 1993; Ramírez-Espinosa, 2001). El CA se ha interpretado como resultado de una colisión continental ocurrida en el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Ramírez-Espinosa, 2001). Ortega-Gutiérrez et al. (1999) describen a este evento como Orogenia Acateca. Durante este evento ocurre anatexis y metamorfismo de alta presión que origina a las unidades que componen al Grupo Piaxtla (Granitoides Esperanza y Formación Xayacatlán; Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Ramírez-Espinosa, 2001). Al mismo tiempo ocurre la yuxtaposición del Grupo Petlalcingo, compuesto por rocas predominantemente metasedimentarias descritas como Formación Chazumba y Formación Cosoltepec (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Ramírez-Espinosa, 2001). El significado del Grupo Petlalcingo es aún incierto.

Por otra parte, la Formación Tecomate tiene características geológicas diferentes a las del resto de las unidades del CA. La deformación y metamorfismo que presentan se han interpretado como resultado de un segundo evento orogénico descrito como Orogenia Mixteca (Sánchez-Zavala et al., 2000). La edad de este evento es incierta y motivo de debate. Recientemente se ha descrito una nueva unidad volcanosedimentaria, la cual Hernández- Espriú y Morales-Morales (2000) llamaron formación Ahuatlán, unidad que en un principio se había relacionado con la Formación Tecomate, sin embargo, su deformación y características geológicas sugieren su incorporación en un grupo diferente.

II.3 Estratigrafía del Complejo Acatlán

Los criterios utilizados para la definición de las diferentes unidades del CA son su litología y metamorfismo, así como sus relaciones de contacto. A continuación se hace una breve descripción de cada una de ellas, así como de los cuerpos intrusivos.

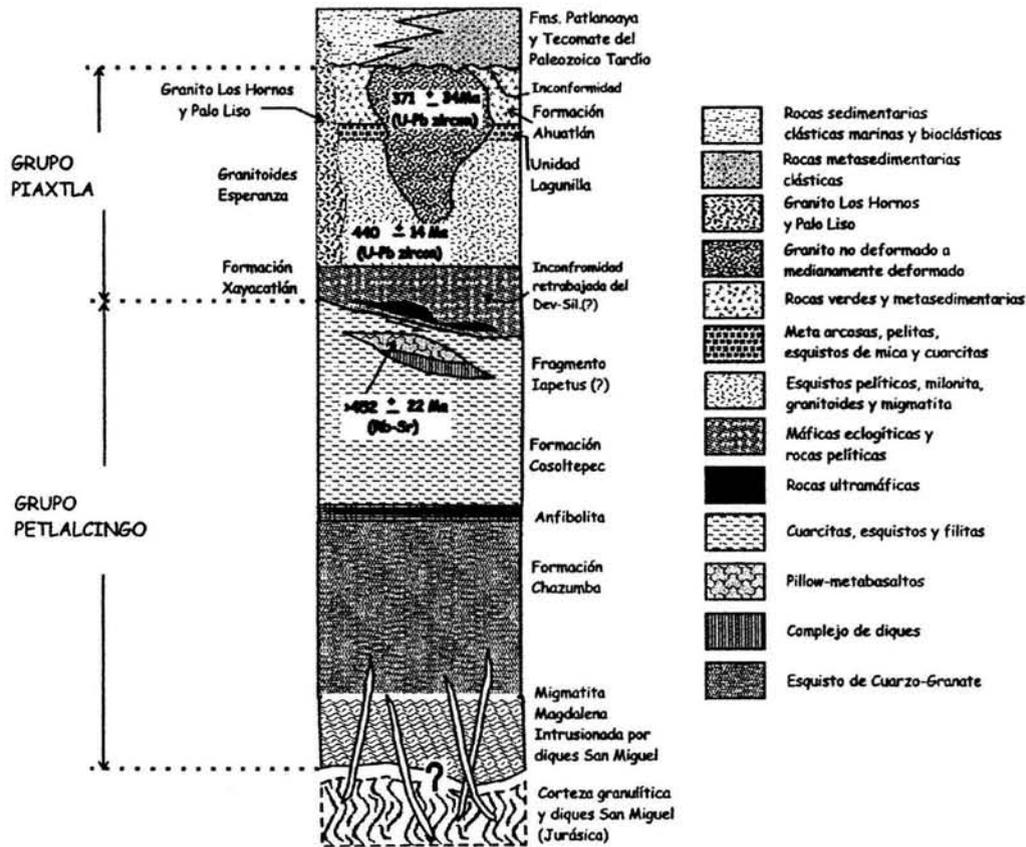


Figura 3. Columna tectonoestratigráfica del Complejo Acatlán, modificada de Ortega-Gutiérrez *et al.* 1999.

II.3.1 Grupo Petlalcingo

El Grupo Petlalcingo consiste de rocas metasedimentarias polideformadas de origen marino con algunas intercalaciones de rocas volcánicas básicas e intrusiones ígneas (Ortega-Gutiérrez, 1975; 1978). Esta secuencia es la base estructural del CA y posee un metamorfismo dinamo-térmico que varía desde la facies de esquisto verde hasta anfibolita. Además su parte inferior está afectada por migmatización (Ortega-

Gutiérrez, 1975; 1978). De la base a la cima, el Grupo Petlalcingo comprende a la Migmatita Magdalena, la Formación Chazumba y la Formación Cosoltepec (Fig. 3).

II.3.1.1. Migmatita Magdalena

La Migmatita Magdalena consiste en neosomas de composición granítica y pegmatítica y paleosomas ricos en biotita que se mezclan íntimamente (Ortega-Gutiérrez, 1975; 1978). Su composición es tonalítico-diorítica, con algunas variaciones. Su historia estructural es compleja, documentándose hasta siete eventos de deformación (Powell et al., 1998). El protolito está constituido por sedimentos pelíticos y psamíticos y en menor cantidad por carbonatos, sin embargo, hasta la fecha no hay una evidencia concreta, por lo que esta interpretación sólo se basa en su composición mineralógica (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1993; Powell et al., 1998). Recientemente Keppie y colaboradores (2004) obtuvieron una edad U-Pb del Jurásico medio para la migmatización.

Su contacto superior se ha descrito como transicional con respecto a la Formación Chazumba (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1993, Ramírez-Espinosa, 2001). Aunque la edad del protolito no ha sido determinada aún, la edad de migmatización obtenida mediante Sm/Nd en granates y Rb/Sr en muscovitas en roca total, son de 204 ± 6 y 163 ± 2 Ma, respectivamente (Yáñez et al., 1991).

II.3.1.2 Formación Chazumba

La Formación Chazumba consiste en esquistos de biotita, esquistos pelíticos, metaareniscas y en menor proporción cuarcitas y metagabros en facies de anfibolita y tienen un plegamiento heterogéneo y crenulado (Ortega-Gutiérrez, 1978; Foto 1). El metagabro es un cuerpo tabular masivo incluido en los esquistos y se caracteriza por

poseer turmalina magnesiana (Ortega-Gutiérrez, 1978). La base de la Formación Chazumba es transicional con respecto a la Migmatita Magdalena, mientras su contacto superior es estructuralmente paralelo con la Formación Cosoltepec. Ramírez-Espinosa (2001) lo considera concordante y Ortega-Gutiérrez (1975) considera la posibilidad de un contacto tectónico o discordante. Su edad es desconocida, sin embargo, Yáñez y colaboradores (1991) determinan edades de enfriamiento Sm/Nd en granates y de Rb/Sr en muscovita de 429 y 349 Ma, respectivamente. También se han obtenido edades modelo de residencia en la corteza de 1.4 Ga (Yáñez *et al.*, 1991). Estos datos contribuyen a constreñir el alcance mínimo de la unidad y la ubican al menos como pre-Silúrico Tardío.

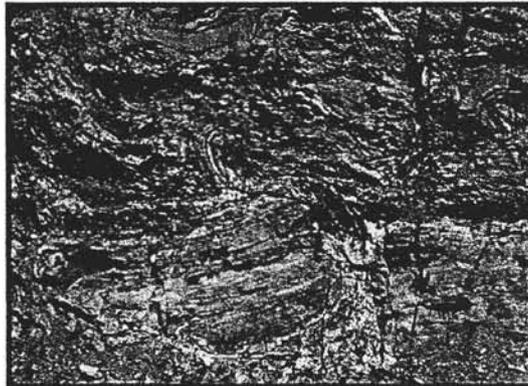


Foto 1. Esquistos pelíticos plegados de la Formación Chazumba.

II.3.1.3. Formación Cosoltepec

La Formación Cosoltepec es la unidad con mayor distribución espacial del CA. Es una secuencia metasedimentaria compuesta por filitas, pizarras, cuarcitas, metapedernales, metaareniscas, rocas verdes intercaladas tectónicamente, y algunas metacalizas (Foto 2). Un rasgo distintivo de esta unidad es la abundante presencia de cuarzo de segregación que define en la mayoría de los casos su polideformación. En ocasiones, a pesar de su intensa deformación, aún pueden observarse algunas estructuras primarias en sus porciones pelíticas y psamíticas tales como "slumps", laminación y estratificación gradada, las cuales son la base para interpretarla como una secuencia turbidítica (Ramírez-Espinosa, 2001). La petrografía y geoquímica de

estas rocas verdes revelan un protolito basáltico y un metamorfismo en facies de prehnita-actinolita y de la parte baja de esquistos verdes (Ortega-Gutiérrez, 1998; Ramírez-Espinosa, 2001), sin embargo, en el área de Garzones, al norte de Acatlán, se observa una paragénesis que sugiere un metamorfismo en la parte media de la facies de esquistos verdes (zona de biotita).

Su base únicamente está expuesta en su localidad tipo, en la parte oriental del CA, donde se observa paralelo con la Formación Chazumba. Su contacto superior, aunque tectonizado, es discordante con respecto a la Formación Tecomate. Además está en contacto tectónico con el Grupo Piaxtla y es el basamento de una parte de la cobertura del Terreno Mixteco. Al poniente, la Formación Cosoltepec está en contacto tectónico con rocas del Terreno Guerrero a través de la Falla de Papalutla, estableciendo el límite occidental del terreno Mixteco; además se encuentra en contacto tectónico o discordante con respecto al resto de las unidades descritas para el Complejo Acatlán y su cobertura.



Foto 2. Foto de afloramiento de meta areniscas deformadas de la Formación Cosoltepec.

El alcance estratigráfico de esta unidad no se ha establecido, sin embargo, con base en sus relaciones de contacto y una edad Rb/Sr en roca total de 452 ± 22 Ma, reportada por Armstrong (1975 in Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999) se ha considerado

como del Cámbrico-Ordovícico. Estudios recientes de U/Pb en zircones detríticos en cuarcitas, reportan edades máximas de 355-375 Ma y 460-700 Ma para esta unidad (Ramírez-Espinosa *et al.*, 2002; Keppie *et al.*, 2003). Estos datos sugieren una edad máxima para su depósito del Misisípico. Además datos isotópicos Ar/Ar en roca total de las rocas volcánicas muestran una meseta de 288 ± 13 Ma (Campa y López-Martínez, 2000). Sin embargo, estos datos son aún motivo de controversia e inconsistentes con sus relaciones de campo que indican una edad pre-Misisípica.

II.3.2. Grupo Piaxtla.

El nombre de Grupo Piaxtla fue propuesto por Ramírez-Espinosa y Talavera (1997) para describir a un conjunto de rocas que incluyen metabasitas y rocas metasedimentarias, así como granitos con diferentes grados de deformación. Estos cuerpos de roca comparten una historia de deformación milonítica intensa y metamorfismo en facies de eclogita (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). El Grupo representa una unidad alóctona que cubre tectónicamente al Grupo Petlalcingo y aunque tectonizada, es cubierta en discordancia por la Formación Tecomate. Este Grupo se divide en dos unidades: La Formación Xayacatlán y los Granitoides Esperanza.

II.3.2.1 Formación Xayacatlán

La Formación Xayacatlán consiste en esquistos verdes, esquistos filoníticos, anfibolitas, metagabros, eclogitas, serpentinitas, milonitas, metapelitas y metacuarcita afectadas por metamorfismo de alta presión e intensamente deformada, con retrogresión metamórfica (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1993; Foto 3). Sus relaciones de contacto son tectónicas con respecto al Grupo Petlalcingo, particularmente con la Formación Cosoltepec a la cual cubren tectónicamente, mientras su contacto superior, aunque tectonizado es discordante bajo la Formación

Tecomate. Además tienen relaciones de intrusión con los Granitoides Esperanza (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Ramírez-Espinosa, 2001).

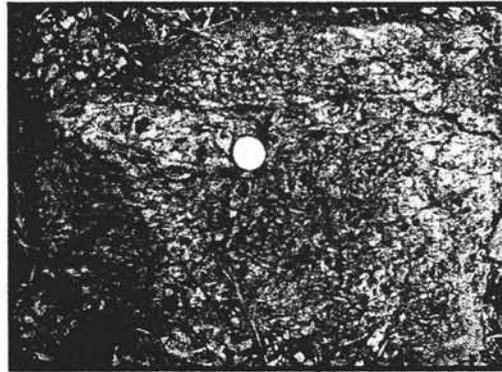


Foto 3. Esquisto filonítico de la Formación Xayacatlán.

A las eclogitas de la Formación Xayacatlán se les han calculado edades metamórficas del Devónico de 388 ± 44 Ma por medio de la isocrona de Sm/Nd de granates en roca total (Yáñez *et al.*, 1991). La edad magmática de cristalización aún se desconoce, pero se sabe que tendría que ser más antigua que los 478 o 425 Ma, que es la edad calculada para los Granitoides Esperanza, los cuales la intrusionan. De tal forma, el protolito de las eclogitas, podría tener edades desde el Cámbrico hasta el Ordovícico Temprano. Todo este paquete litológico es interpretado como una secuencia ofiolítica desmembrada afectada por un metamorfismo que alcanzó las facies de eclogita (Ortega-Gutiérrez, 1991). Sin embargo, recientemente Talavera-Mendoza y colaboradores (2002), en la región de la montaña, en el estado de Guerrero, reportan esquistos azules, lo cual sugiere un escenario de evolución diferente al considera hasta ahora para el CA.

II.3.2.2 Granitoides Esperanza

Con el nombre de Granitoides Esperanza, Ortega-Gutiérrez (1978), describe a un conjunto de rocas magmáticas, aplitas, pegmatitas, augengneises, augenesquistos, granitos gnéisicos y rocas verdes, todas ellas deformadas y metamorfoseadas en condiciones de alta presión, lo cual produjo un complejo milonítico que varía desde

cataclastitas, protomilonitas, milonitas, y ultramilonitas. Su litología más característica es el augengneis granítico con megacristales de feldespato potásico, migmatitas y en menor proporción anfibolitas (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Foto 4). Los Granitoides Esperanza tienen, aunque tectonizada, una relación de intrusión con la Formación Xayacatlán, con la cual comparte su deformación y grado metamórfico (Ortega-Gutiérrez, 1993; Ortega-Gutiérrez, 1999; Ramírez-Espinosa, 2001). Además en conjunto estas unidades cabalgan sobre el Subgrupo Petlalcingo (Ramírez-Espinosa, 2001). Los Granitoides son cubiertos en discordancia por la Formación Tecomate (Sánchez-Zavala y Ortega-Gutiérrez, 1997; Sánchez-Zavala et al., 2000).

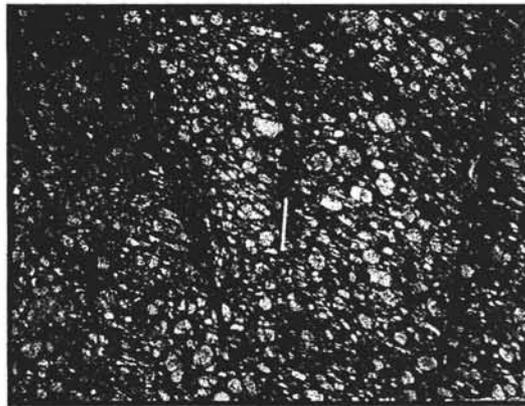


Foto 4. Augengneis con profidoclastos de feldespato K; litología típica de los Granitoides Esperanza.

La edad de los Granitoides Esperanza es controversial; por un lado Robinson (1990) determina una edad de 425 Ma; posteriormente Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1999) determinaron una edad de cristalización por U/Pb en zircones de 440 ± 14 Ma, que ubican a los Granitoides en el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano. Por otro lado, Campa et al. (2002) determinaron una edad de 478 ± 5.2 Ma. Esta unidad se ha interpretado como una escama continental compuesta por rocas graníticas y pelíticas que fueron afectadas por anatexis y metamorfismo de alta presión durante una orogenia producto de una colisión continental (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Ramírez-Espinosa, 2001).

II.3.3 Unidad Lagunilla

Con el nombre informal de Unidad Lagunilla se describe un conjunto de cuerpos metasedimentarios que cubren en el Cerro La Lagunilla, localizado entre Piaxtla y San Bernardo, a los Granitoides Esperanza (Foto 5). Reyes-Salas (2003) menciona por primera vez a estas rocas y las incluye como parte de los Granitoides Esperanza, sin embargo, a pesar de la intensa deformación que poseen aún puede reconocerse su carácter sedimentario y diferenciarse. Además su deformación y metamorfismo no son comparables con los de los Granitoides Esperanza.

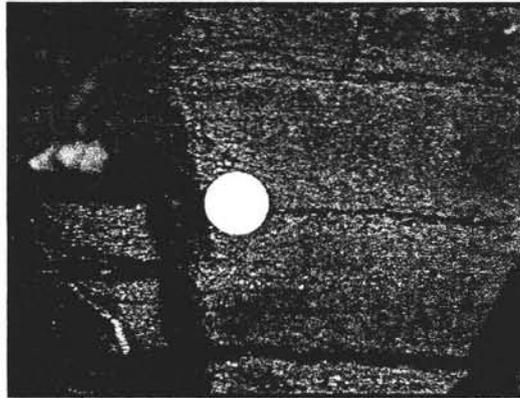


Foto 5. Meta areniscas con estratificación gradada de la Unidad Lagunilla.

Hacia la base de la secuencia, la Unidad Lagunilla está compuesta por un metaconglomerado, en su porción media por metareniscas y cuarcitas intercaladas y hacia su cima consiste de una secuencia pelítica. Esta unidad es tectónicamente concordante con cuerpos de augengneis protomiloníticos y miloníticos de los Granitoides Esperanza y su contacto superior no es claro. Su mineralogía es principalmente de cuarzo, feldespato y granate. Sus principales minerales accesorios son turmalina, zircón, apatita y minerales opacos.

A pesar de lo local de su afloramiento y su espesor estructural de aproximadamente 400 m, es importante tanto por su mineralogía y significado porque pudiera representar restos de la margen continental que originó a los Granitoides Esperanza.

II.3.4 Formación Tecomate

La Formación Tecomate fue descrita originalmente por Rodríguez-Torres (1970) y posteriormente Ortega-Gutiérrez (1978) la define formalmente. Consiste de meta conglomerados, meta areniscas, que varían de grauvacas a arcosas, pizarras, metacalizas y rocas metavolcánicas que incluyen tanto unidades metapiroclásticas y metalavas, que comprenden rocas verdes y metafelsitas (Ortega-Gutiérrez, 1993, Sánchez-Zavala y Ortega-Gutiérrez, 1997; Sánchez-Zavala *et al.*, 2000; Ramírez-Espinosa, 2001; Foto 6). El contraste en litología, deformación y metamorfismo de esta unidad con respecto al resto de las unidades del CA es notable (Sánchez-Zavala *et al.*, 2000). Por otro lado, Ramírez-Espinosa y Talavera (1997) y Ramírez-Espinosa (2001) enfatizan el carácter bimodal de los cuerpos de lava, de composición básica a félsica. Esta unidad está metamorfizada en facies de esquistos verde e intensamente deformada, lo cual origina pliegues isoclinales, crenulación y una fuerte cataclisis. A pesar de la fuerte deformación, aún es posible reconocer algunas de sus estructuras primarias tales como laminación paralela, estructuras de carga y estratificación gradada, lo cual sugiere depósitos turbidíticos. Su contacto inferior se observa fuertemente tectonizado aunque ha sido posible reconocer su relación discordante con la Formación Cosoltepec, los Granitoides Esperanza y la Formación Xayacatlán (Ortega-Gutiérrez, 1993; Sánchez-Zavala y Ortega-Gutiérrez, 1997,1998; Sánchez-Zavala *et al.*, 2000). Su contacto superior es discordante con respecto a las unidades de la cobertura mesozoica del Terreno Mixteco. También es intrusionada por plutones deformados (Tronco de Totoltepec).

La edad de la Formación Tecomate está constreñida por su posición estratigráfica y por los plutones que la intrusionan. Cubre en discordancia a los Granitoides Esperanza y a la Formación Xayacatlán que se les ha determinado una edad Ordovícico-Silúrico (Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1999) así como la Formación Cosoltepec de edad incierta.

También está afectada por un granito deformado del Pérmico (Malone *et al.*, 2000; Keppie *et al.*, 2004). Recientemente se han reportado algunos fragmentos de conodontos, que sugieren una edad del Paleozoico Superior (Pensilvánico-Pérmico temprano) (Keppie *et al.*, 2003; 2004). Todos estos datos en conjunto sugieren un alcance estratigráfico para esta unidad del Devónico Tardío-Pérmico Medio.



Foto 6. Meta areniscas con vetas de cuarzo de la Formación Tecomate.

II.3.5 Formación Ahuatlán

La Formación Ahuatlán es una unidad informal descrita originalmente por Hernández-Espriú y Morales-Morales (2002). Está compuesta por una secuencia volcanosedimentaria deformada y con metamorfismo en facies de esquistos verdes. Consiste en rocas verdes, intercaladas con pizarras, filitas, metaareniscas y metaconglomerados (Foto 7). Sus relaciones de contacto son discordantes ó tectónicas con respecto a los Granitoides Esperanza y está cubierta en discordancia por las unidades de la cobertura sedimentaria paleozoica del Terreno Mixteco. Su contacto con la Formación Cosoltepec es tectónico. Cabe destacar, que los contactos están tectonizados y esto ha motivado que se interpreten estas relaciones como fallamiento lístrico (Keppie *et al.*, 2003). El alcance estratigráfico es incierto, al menos es Pre-Devónico. Su geoquímica sugiere un magmatismo bimodal que varía

desde ambientes tectónicos de arcos de isla a zonas de apertura intracontinentales (Ramírez-Espinosa, 2001).

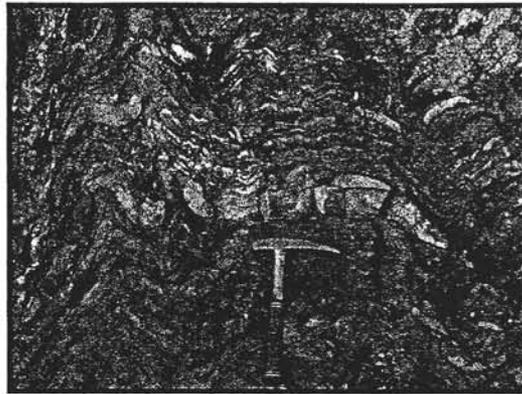


Foto 7. Meta areniscas de arena fina con vetas de cuarzo fuertemente plegadas de la Formación Ahuatlán.

II.3.6 Cobertura Paleozoica.

El Complejo Acatlán está cubierto en discordancia por secuencias marinas y continentales sin deformación penetrante que integran la cobertura sedimentaria del terreno Mixteco. La parte de la cobertura que corresponde al Paleozoico está integrada por las Formaciones Otate, Patlanoaya, Matzitzzi, Los Arcos u Olinalá y Los Hornos

La **Formación Otate** es una unidad informal descrita por Hernández- Espriú y Morales-Morales (2002) en la barranca de Otate, al sur de San Salvador Patlanoaya. Consiste de argilitas, limolitas, lutitas, pizarras, lentes de pedernal que gradúan hacia su parte superior a areniscas, litaarenitas, conglomerados y areniscas conglomeráticas. Esporádicamente se observan rocas volcánicas, así como algunas estructuras primarias que incluyen estructuras de base (Hernández- Espriú y Morales-Morales, 2002) . Su contacto inferior está tectonizado, pero se considera discordante con respecto a la Formación Cosoltepec (Hernández- Espriú y Morales-Morales, 2002). El contacto superior es aparentemente concordante y transicional con

la Formación Patlanoaya. Con base en sus relaciones de contacto se considera que su alcance estratigráfico para esta unidad es del Devónico Tardío.

La **Formación Patlanoaya** descrita originalmente por Vázquez-Echeverría (1986), es una secuencia sedimentaria constituida en su base por areniscas, areniscas conglomeráticas y limolitas de color verdoso, también presenta algunas lutitas con metamorfismo incipiente. Es común la presencia de estructuras primarias tales como estratificación cruzada y gradada. Su parte media consiste en capas delgadas de areniscas conglomeráticas intercaladas con capas rojas, en este nivel también se encuentran arcillas verdes intercaladas con radiolaritas. Su parte superior son turbiditas bioclásticas y calizas fósilíferas, seguidos por rocas silicoclasticas. La base, por los fósiles reportados, corresponde al Devónico más Tardío, su parte media al Osageano y su parte superior al Pérmico Medio (Villaseñor-Martínez *et al.*, 1987; Bruner *et al.*, 1998; Flores de Dios *et al.*, 2002). Su contacto inferior es transicional con la formación Otate y el superior discordante con respecto a las capas rojas del Jurásico de la Formación Tecomazúchil.

El ambiente de depósito interpretado para la Formación Patlanoaya inicia con depósitos de rampa media a externa en el Devónico; seguida durante el Carbonífero por planicies aluviales, cubiertos por sedimentos de rampa interna (clástica), rampa externa, bancos de arena y turbiditas bioclásticas; por último, la tercer etapa se desarrolla en el Pérmico, en donde se observan depósitos de ambiente deltaico que cambian a rampa interna (Flores de Dios *et al.*, 1998). Con base en el contenido de flora y fauna fósil, la edad asignada se encuentra dentro del Devónico tardío (Famenniano) al Pérmico Temprano (Leonadiano) (Flores de Dios *et al.*, 2002; Vachard y Flores de Dios, 2003).

La **Formación Matzitz** consiste principalmente en sedimentos clásticos que incluyen hacia la base, conglomerados con clastos de esquisto, gneis granulítico, rocas ígneas, arcosas, subarcosas y cuarcitas sobreyacidos por la intercalación de arenisca, lutitas carbonosas y conglomerados, así como algunas capas de carbón. Dentro de la secuencia se puede apreciar al menos un horizonte de ignimbritas. La **Formación Matzitz** descansa en discordancia sobre el **Complejo Acatlán** y sobre el **Complejo Oaxaqueño** y es cubierta en discordancia por las rocas del **Grupo Tecocoyunca**. Cabe mencionar que sus afloramientos están restringidos a la zona de contacto de los **Complejos Acatlán y Oaxaqueño**. Cubre a la zona de la **Falla de Caltepec** la cual se considera la sutura entre el **Complejo Acatlán** y el **Oaxaqueño** (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002). La edad asignada para la unidad es del **Pérmico Temprano** (Leonardiano)(Weber, 1997), lo cual sugiere una edad pre-Leonardiano para la yuxtaposición de ambos complejos (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002).

El ambiente de depósito de esta formación, es de un complejo fluvial con depósitos de llanura de inundación, de canal y de abanico aluvial y sin variaciones estacionales, donde las características litológicas de la base (conglomerática) pudieran estar relacionadas a la yuxtaposición del **Complejo Acatlán y Oaxaqueño** y su rápida exhumación.

Hacia la parte central del **Terreno Mixteco**, área de **Olinalá**, aflora la **Formación Los Arcos u Olinalá** (Corona-Esquivel., 1981 (1983), Flores de Dios et al., 1982). Está compuesta por areniscas, lutitas negras y conglomerados con fragmentos de filita, esquistos de clorita, mica, cuarzo lechoso y cuarcitas, así como calizas y lutitas carbonosas. El ambiente de depósito es deltáico que gradúa a marino somero. Cubre discordantemente al **Complejo Acatlán** y se le ha asignado un alcance estratigráfico del **Pérmico Medio** (González-Arreola et al., 1994).

Recientemente, en la región de Izucar de Matamoros, se describió a la **Formación Los Hornos** (Ramírez-Espinosa *et al.*, 2000). Consiste en conglomerados cuarzofeldespáticos y areniscas gruesas que varían a areniscas calcáreas hacia la base, seguido por calizas con delgados horizontes de pedernal y bioclastos de gasterópodos, bivalvos, equinodermos, fusulínidos y crinoides. El último miembro está constituido por areniscas de grano fino y lutitas negras con estructuras de gradación e icnofósiles. Su asociación faunística sugiere una edad del Leonardiano y está en contacto discordante y tectónico con la Formación Ahuatlán y el Granito Los Hornos (Ramírez-Espinosa, 2000; 2001).

II.3.7 Cuerpos Intrusivos

El Complejo Acatlán es afectado por una serie de cuerpos intrusivos deformados y no deformados de diferente edad. Estos cuerpos han sido descritos como La Noria, Los Hornos, Palo Liso, Teticic, Cozahuico y Tronco de Totoltepec (Ortega-Gutiérrez, 1975; 1978; 1993; Sánchez-Zavala *et al.*, 2000; Ramírez-Espinosa, 2001; Hernández-Espriú y Morales-Morales, 2001). Las relaciones de contacto de estos cuerpos son de intrusión con respecto a las distintas unidades del CA, incluso en algunos casos afectan a la cobertura paleozoica, lo cual ha permitido constreñir la edad de algunas de las unidades del Complejo. En general son de composición granítica con variaciones en mineralogía y textura.

El Granito la Noria aflora en la región de Tehuiztzingo, El Cozahuico, en la región de Caltepec y el Tronco de Totoltepec, en el área de Totoltepec y están deformados dúctilmente. En ocasiones producen fábricas de "augen" que puede confundirse con la de los Granitoides Esperanza, sin embargo sus relaciones de contacto, así como su mineralogía permiten su diferenciación. La edad también es variada: El Granito de la Noria es del Devónico Medio (Yáñez *et al.*, 1991), el Tronco de Totoltepec y el

Cozahuico son del Pérmico Temprano. Mientras los Granitos Los Hornos y Palo Liso no tienen deformación y están intrusionando a la formación Ahuatlán y Oate respectivamente. A estos dos últimos cuerpos graníticos se les considera una edad del Pérmico.

III. Metodología

El estudio de los MP se ha aplicado en diversos campos de la mineralogía, geoquímica, petrología, sedimentología, etc. Para el caso de las rocas sedimentarias han sido útiles en la determinación del grado de intemperismo en las áreas fuente o del efecto de transporte en sedimentos, entre otros. Además, su significado petrológico y su resistencia mecánica y química, permiten su aplicación como indicadores de procedencia en rocas metasedimentarias. Los minerales pesados (MP) generalmente constituyen menos del 1% del volumen total de roca, por lo que es necesaria su concentración para poder analizarlos. Su concentración requiere de una metodología que incluye desde el buen muestreo de campo hasta la preparación adecuada del material para su análisis a través de diferentes técnicas petrográficas y analíticas. Debido a la importancia de la metodología y la innovación de las técnicas de preparación que se proponen para el estudio de los MP en rocas metasedimentarias es necesaria su descripción detallada.

El estudio de minerales pesados (MP), se divide en tres partes: procesado, identificación y concentración, análisis a través de diferentes técnicas, las cuales se describen a continuación. La metodología empleada es la utilizada en el Instituto de Geología, UNAM, desarrollada por la Ing. Consuelo Macías Romo.

III.1 Procesado de la Muestra

1^{er} Etapa. Muestreo

La calidad y el significado de los datos analíticos están controlados por un buen trabajo de campo y un adecuado proceso en laboratorio. El trabajo de campo es importante porque es ahí donde se establecen las condiciones de muestreo de acuerdo a la calidad de la roca en afloramiento y de los objetivos que se pretende resolver. Es

recomendable que en campo se fragmente la roca en tamaños de entre 5 y 3 cm aproximadamente, para evitar cualquier tipo de contaminación y facilitar su proceso analítico. Es importante conservar un testigo para observaciones posteriores que permitan aclarar cualquier duda. Antes de iniciar la preparación de la muestra para el concentrado de MP, es necesario elaborar una lámina delgada para llevar a cabo observaciones de abundancia relativa de los MP, formas, tamaños y ocurrencia de los mismos.

2^{da} Etapa. Molienda y tamizado.

Antes de iniciar la molienda deben ser eliminadas todas las partes intemperizadas y de ser necesario debe fragmentarse la muestra entre los 5 y 2 cm. Posteriormente se trituran los fragmentos en el molino de quijadas, o bien de ser necesario se utiliza el molino de discos y/o rodillos para pulverizarlos lo más fino posible. Es importante señalar, que antes y después de usar los molinos deben limpiarse perfectamente para evitar la contaminación por otras muestras. La limpieza se realiza con aire a presión, mientras que para los discos y las quebradoras se utiliza un cepillo de alambre instalado en un taladro.

El tamizado se realiza simultáneamente con la molienda y el objetivo es obtener las fracciones entre las mallas <200 y <60. Por lo general la fracción <200 concentra la mayor cantidad de material molido y el menor volumen de la muestra procesada debe quedar por encima de la malla No. 65 (>300 μm). En este trabajo, se utilizaron los tamices No. 200, 100 y 65, obteniendo fracciones entre los 70 y 300 μm . Como resultado del presente trabajo, se concluyó experimentalmente que la mayor concentración de MP se encuentra en las fracciones más finas, es decir, por debajo de la malla No. 200

III.2 Concentración de Minerales Pesados

Existen varias técnicas para separar y concentrar a los MP, entre las más utilizadas están: la separación por gravedad (*Mesa Wilfley* ó *Mesa Vibratoria*), por densidad (*líquidos pesados*) y por susceptibilidad magnética (*Separador Magnético*), dichas técnicas se emplearon en el presente trabajo y se describen a continuación:

Separación por gravedad.

La separación por gravedad consiste en dividir granos minerales con diferente peso específico, en respuesta al efecto del movimiento y a la fuerza de gravedad, que da como resultado un pre concentrado de MP. La separación por gravedad se realiza con la Mesa Wilfley (Fig. 4). La Mesa Wilfley consiste de una base rectangular y una serie de accesorios que incluyen:

- Riel vibrador. Es una canaleta donde se coloca la muestra y al hacerla vibrar a una velocidad constante, el material es vaciado sobre la mesa. El riel se coloca en la parte superior de la mesa (Fig.4).
- Motor. Genera un desplazamiento continuo y paralelo a la parte elongada de la mesa.
- Tubería perforada. El suministro de agua se realiza a través de una tubería perforada localizada en la parte superior de la mesa, paralela a la dirección de golpeteo. El flujo de agua debe ser continuo y constante para cubrir toda la superficie de la mesa (Fig.4).
- Rifles. Los rifles son pequeñas barreras de aproximadamente 3 mm de altura, dispuestas a lo largo de la mesa y colocadas paralelamente unas con respecto a otras, lo cual permite la acumulación de MP por diferencia de densidad. Los minerales ligeros brincan los rifles hasta caer al frente de la mesa.

- **Inclinación Frontal.** Para procesar cualquier muestra, es necesario asignar una inclinación frontal a la mesa. La inclinación depende del tamaño de las partículas, de la cantidad de muestra y del tipo de roca, que junto con el golpeteo de la mesa y el flujo de agua, separa a los MP de los ligeros.

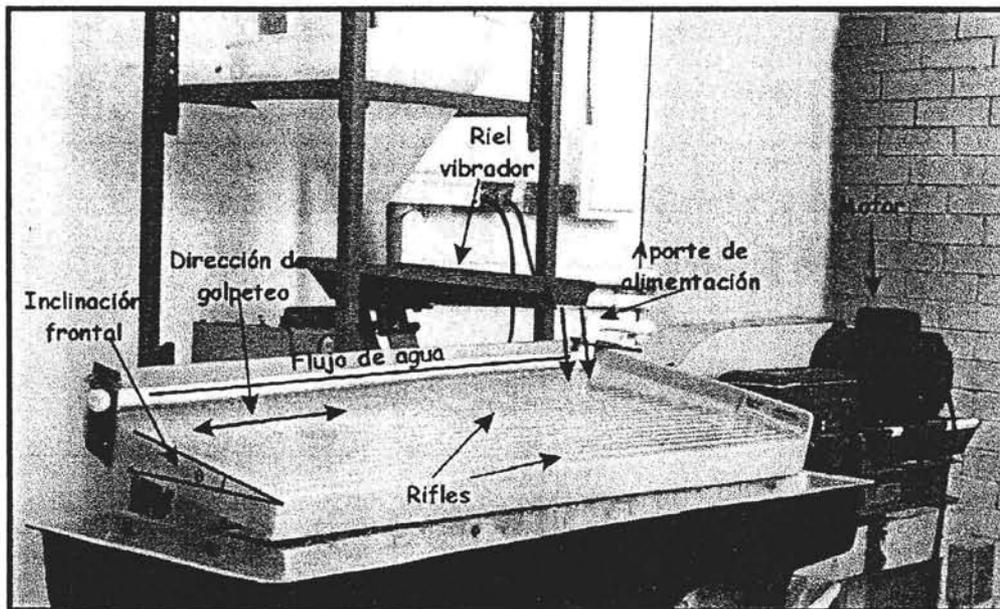


Figura 4. Imagen de la Mesa Wilfley, marca Carpeo modelo 13A.

Para hacer funcionar a la Mesa Wilfley se procede de la siguiente manera: 1) se le asigna una inclinación frontal; 2) se abre la llave del agua hasta que el flujo sea homogéneo a lo largo de la tubería perforada y cubra en su totalidad la superficie de la mesa; 3) se enciende el motor de la mesa y por último, 4) se enciende el motor vibrador de aporte de material, permitiendo la distribución del material sobre la mesa. La inclinación frontal y el golpeteo de la mesa producen la separación entre las fracciones pesadas y ligeras que se acumulan en los rifles. La fuerza ejercida por el movimiento de golpeteo, arrastra el material acumulado en los rifles hacia el extremo izquierdo de la mesa hasta depositarse en los contenedores, colocados y numerados a la salida de cada fracción para no perder el material separado (Fig. 4). De igual manera, el material ligero, se deposita en los contenedores ubicados en la parte

frontal de la mesa de tal forma, que numerados dichos contenedores desde el extremo izquierdo, se tienen los número 1 y 2, y en la parte frontal se tienen los 3, 4, 5, 6 y 7.

Los resultados experimentales muestran que los pre concentrados de MP se ubican en los contenedores 1, 2 y 3 (primera separación). Si el flujo de agua es continuo y la velocidad a la que se vierte el material es constante, la separación de los MP está en función de su tamaño y de la inclinación frontal de la mesa. Sin embargo, debido a que el material no es homogéneo y/o que la velocidad de aporte no es constante, los MP pueden quedar incluidos en los contenedores 4, 5 y 6, por lo que es necesario procesar nuevamente este material (segunda separación). En la tabla 1, se resumen los datos obtenidos experimentalmente para la separación de MP mediante la mesa Wilfley.

FRACCIÓN	INCLINACIÓN 1 ^{ra} separación	INCLINACIÓN 2 ^{da} separación
< 200	10°	13°
200 - 100	13°	15° o 16°
100 - 60	15°	17° o 18°
> 60	_____	_____

Tabla 1. Separación de los MP con la mesa Wilfley, en la fracción mayor a 60 no es posible hacer una separación, ya que el ángulo de inclinación frontal máximo es de 19°.

Después de separar el material en la mesa, este se coloca en charolas, respetando el orden de los contenedores, y se lava con acetona para reducir la cantidad de agua en la muestra y evitar la oxidación. Las charolas con la muestra, se colocan bajo lámparas de luz amarilla hasta que el material este completamente seco. Una vez seco el material de los contenedores 1, 2 y 3 de cada fracción se coloca en bolsas previamente etiquetadas para su posterior separación a través de otras técnicas.

Separación Magnética

La separación magnética se realiza a través del separador electromagnético isodinámico Frantz el cual, separa los minerales cuando son sometidos a la acción de un campo magnético. Cada especie mineral tiene diferencias en susceptibilidad magnética, lo cual permite su separación, sin embargo, existen otros factores que también influyen en su separación, por ejemplo: las características del equipo, el peso específico, la granulometría, la forma de los minerales, etc.

El Frantz funciona a través de la generación de un campo magnético producido por la variación de amperaje, el cual atrae a los minerales. Cada mineral posee un rango de amperaje en el que es susceptible, dichos rangos se muestran en la tabla 2.

En términos generales y para este tipo de procedimiento, los minerales se dividen en tres tipos, los minerales ferromagnéticos, los paramagnéticos y los diamagnéticos. Los minerales ferromagnéticos, son aquellos que poseen propiedades magnéticas particulares como una susceptibilidad magnética elevada, mientras que los paramagnéticos son atraídos en un campo magnético y finalmente los diamagnéticos son aquellos que son repelidos en un campo magnético.

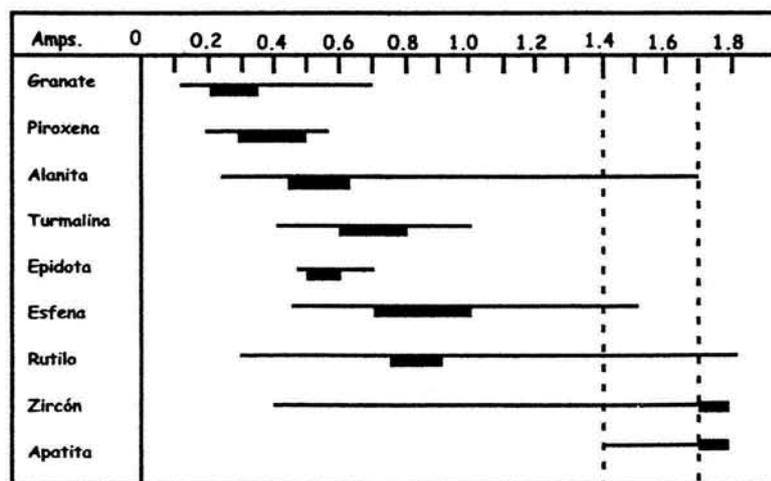


Tabla 2. Susceptibilidades magnéticas de algunos minerales importantes al incrementar el amperaje, las líneas discontinuas marcan los residuos de minerales poco magnéticos (tomado y modificado de Hutchison, 1974).

La separación con el Frantz en posición vertical tiene la característica que es más rápida aunque menos precisa, en comparación con el uso de la canaleta, que el trabajo es más lento pero con mayor precisión. En el presente trabajo se requirió concentrar grupos de minerales en vez de especies minerales para su estudio, por lo que se optó por el Frantz en posición vertical.

La separación de MP en un electroimán tipo Frantz se realiza de la siguiente manera:

1. Con el Frantz en posición vertical, se enciende el equipo con el amperaje en 0, para separar los minerales ferromagnéticos. El resto del material cae en un recipiente (material diamagnético y paramagnético).
2. Se retira el material ferromagnético que queda pegado a los imanes cubiertos por papel aluminio.
3. Posteriormente, se varía el amperaje en rangos previamente establecidos para separar a los minerales paramagnéticos. Los minerales paramagnéticos se vierten en un canal donde el campo magnético está ejerciendo mayor fuerza. Es necesario tener cuidado sobre el lugar en donde cae el material residual.
4. Inmediatamente después se retira el residuo y se coloca otro recipiente para recuperar el material detenido bajo ese rango de amperaje.
5. Se apaga el Frantz ó se baja el amperaje a 0, así se recupera la muestra retenida en el rango de amperaje utilizado
6. El material separado se guarda en sobres etiquetados

En la tabla 3 se muestran los rangos de amperaje obtenidos experimentalmente, así como los minerales pesados que se separan bajo estas condiciones.

Amperaje	Minerales Pesados	Nombre
0.0 - 0.1	Magnetita e ilmenita	Magnéticos
0.1 - 1.0	Hornblenda, piroxeno, biotita, clorita, epidota y esfena.	Paramagnéticos
1.0 - 1.5	Clorita, biotita, moscovita, turmalina, granates y rutilos.	Paramagnéticos
1.5 - 1.8	Moscovita, turmalinas, zircones y apatitos con inclusiones de minerales magnéticos	Paramagnéticos
Residuo de 1.8	Zircones y apatitos	Diamagnéticos

Tabla 3. Rangos de amperaje para algunos minerales pesados, separados con el Frantz en posición vertical.

Concentración por Líquidos Pesados

Es una técnica de separación por densidad en la cual se aprovecha la gravedad específica de los minerales que puede fluctuar en un rango determinado, o bien tener un valor específico. Los líquidos pesados más utilizados son: bromoformo, yoduro de metileno y politungstato de sodio.

La separación por densidad consiste en introducir el material en un líquido de densidad conocida para que los minerales más densos con respecto al líquido precipiten y los menos densos floten en él. La separación por líquidos pesados nos ayuda a eliminar definitivamente la fracción ligera y se realiza de la siguiente manera:

1. Se comienza a verter el líquido en un embudo de separación, 50 ml de bromoformo purificado (líquido pesado, 2.9 gr/cm^3), el embudo debe tener la llave inferior cerrada y ser tapado después de colocar el líquido.
2. La muestra se vierte en el embudo por la parte superior y se agita. Posteriormente el embudo se tapa y se espera hasta que los minerales pesados se concentren en la parte inferior y los ligeros floten (Fig.5).
3. Cuando la totalidad de los MP están concentrados, se coloca un vaso de precipitado con un embudo y un papel filtro del N° 40, debajo de la llave del

embudo (Fig. 5). Después se abre la llave para recuperar el material del fondo, es decir, la fracción pesada; esto se hace rápidamente ya que de otra forma podríamos dejar salir el material que esta flotando.

4. Después de que la fracción pesada se libera, el bromoformo se filtra lo más que se pueda, para posteriormente verterlo nuevamente en el embudo. La muestra recuperada en el papel filtro se lava con alcohol etílico y acetona pura y se seca a temperatura ambiente.
5. El paso 4 se repite hasta que se vacíe el embudo.

Nota. Es importante mencionar, que aún cuando el uso de Bromoformo requiere de precauciones, ya que la inhalación del mismo es muy dañina para la salud pues es un producto tóxico, es uno de los líquidos más eficaces y rápidos para realizar la separación por densidad.

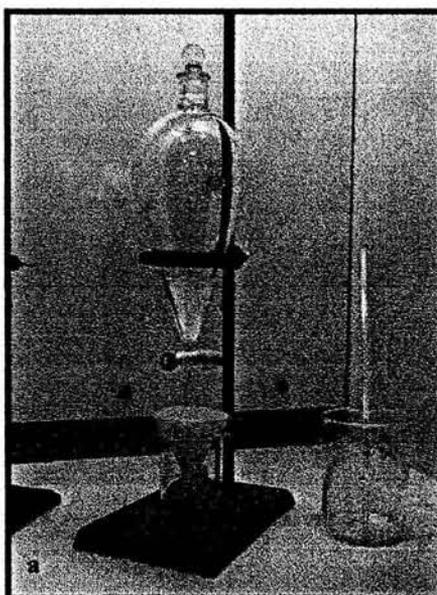


Figura 5. Embudo con bromoformo utilizado para la separación de minerales pesados

Cada concentrado obtenido del Frantz será procesado de igual forma, si es abundante se hará por partes, obteniéndose para cada caso una fracción pesada y una ligera. Una vez que la muestra esta seca, se coloca en pequeños sobres etiquetados.

En la tabla 4 se enlistan algunos minerales según su densidad. Para definir la densidad del líquido se utiliza un densímetro. Si es necesario disminuir su densidad se deben de leer las especificaciones de este, para conocer el tipo de solventes que deben emplearse.

Mineral	Densidad
3.0 - 4.0	
Turmalina	3.0 - 3.25
Apatita	3.15 - 3.2
Hornblenda	3.2
Diópsida	3.2 - 3.3
Augita	3.2 - 3.4
Enstatita	3.2 - 3.5
Jadeíta	3.3 - 3.5
Diáspora	3.35 - 3.45
Epidota	3.35 - 3.45
Egirina	3.4 - 3.55
Titanita	3.4 - 3.55
Granate	3.5 - 4.3
Allanita	3.5 - 4.2
4.0 - 5.0	
Rutilo	4.18 - 4.25
Zircón	4.68

Tabla 4. Densidades de algunos de los principales minerales (tomado y modificado de Klein C. and Hurlbut C., 2001).

Separación manual de MP

Con base en sus rasgos morfológicos, tamaño, color, etc, se realiza la separación de grupos minerales con ayuda del microscopio estereoscópico binocular para su descripción detallada. La separación se realiza con pinzas o bien con un cabello montado en un pincel (Fig. 6).

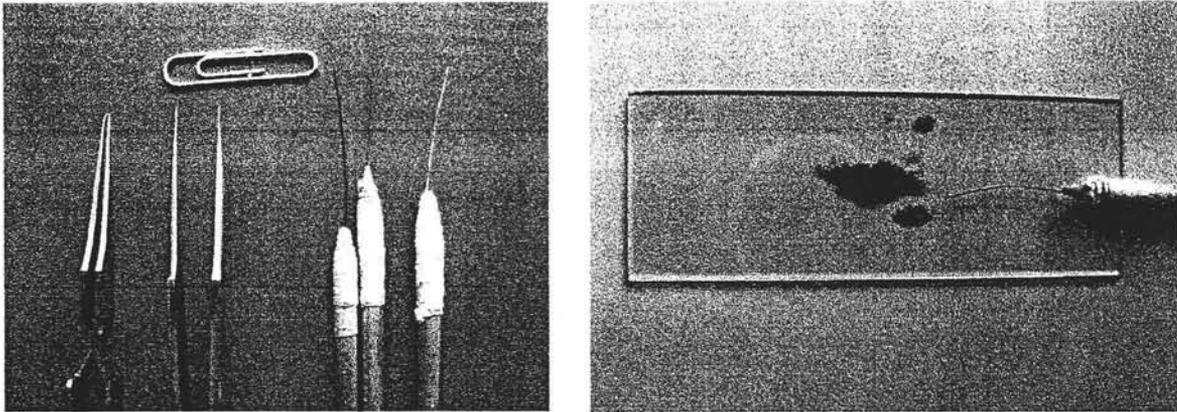


Figura 6. Pinzas y cerdas montados en pinceles para separación manual en microscopio estereoscópico.

Es importante comenzar a separar los minerales plenamente identificados, describiendo detalladamente sus principales propiedades como color, forma, morfoscopía, brillo, crucero, maclas, etc. La importancia de reconocer estos atributos se debe a:

- a) El color es una propiedad importante ya que a diferencia de la lámina delgada en donde varios de los cristales son incoloros, los minerales en grano vistos con el microscopio estereoscópico, presentan una amplia gama de colores, auxiliar es su posterior identificación.

- b) La forma es resultado del sistema cristalino de cada mineral. Sin embargo, en algunos casos el desgaste es tan grande que el grano mineral está roto, esférico ó deforme. Aún cuando esto suceda, en la mayoría de los casos es posible reconocer alguna característica que nos ayuda a determinar su forma original. La forma de los granos, nos ayuda a identificar su origen dentro de una misma especie mineral, por ejemplo, los cuarzos piramidales muy limpios son de origen volcánico, por lo que cualquier cuarzo con forma distinta no estará indicando tal origen, de tal forma cada especie mineral presenta características distintivas entre grano y grano, lo cual nos proporcionan información relevante sobre el origen del sedimento.

c) La morfoscopia es el aspecto de la superficie de los granos minerales, por desgracia, esta propiedad no es muy objetiva, ya que la percepción de cada individuo es muy distinta y subjetiva. En términos generales, los aspectos morfoscópicos a considerar son:

- Aspecto brillante. Es la superficie lisa y brillante que refleja la luz puntual cuando la superficie presenta convexidad en dirección de la fuente luminosa (común en corrientes fluviales y marinas).
- Aspecto mate. Es cuando la superficie del grano está pulida y por tanto no reflexiona la luz puntual (choque de granos en seco, viento).
- Aspecto vesicular. Este aspecto se origina cuando la corrosión actúa sobre los granos, disolviéndolos y alterándolos químicamente, de tal manera que el grano tiene huecos en su superficie.

d) El crucero de un mineral está íntimamente relacionado con el sistema cristalino al que pertenece, el cual determina su patrón y número de los planos. El crucero de un mineral se define en función de su perfección por lo que un mineral puede tener crucero perfecto, bueno, pobre ó imperfecto. Para observar el crucero de un mineral, el microscopio estereoscópico es una de las mejores herramientas, ya que en el caso de las láminas delgadas, el crucero de un mineral solo se puede observar en algunos cortes, mientras que en los granos individuales puede identificarse los planos de crucero del mineral.

e) Maclas: es la asociación de uno o varios cristales con otro de la misma especie mineral, en algunos casos se desarrollan a partir de la cara cristalina de otro mineral (macla polisintética en las plagioclasas) ó en ángulos encontrados (estauroлита).

Una vez que se han separado los diferentes grupos de minerales, estos se montan de dos maneras distintas para su posterior análisis; en la primera, los minerales se montan como granos en cinta adhesiva, la cual esta sujeta a un pequeño cilindro, esta montura se utiliza principalmente para análisis en el Microscopio Electrónico de Barrido y para análisis químicos por energía dispersiva de Rayos X. Por otro lado, para análisis de Catodoluminiscencia y Microsanda, es necesario montar los cristales en resina y después pulirlos hasta que en la mayoría de los cristales se alcance el núcleo y presenten una superficie de espejo.

Es importante que todo el material que se trabaje esté correctamente etiquetado y que la separación manual desde su inicio debe hacerse con un único pincel para cada muestra con el propósito de evitar su contaminación.

Para tener un mejor control de los grupos minerales separados por fracción, se procede a fotografiarlos y se realizan tablas, que incluya su descripción y la fotografía del grupo mineral. Esto facilita las comparaciones entre una muestra y otra.

III.3 Análisis de Minerales Pesados.

Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)

El microscopio electrónico utiliza un haz de electrones para formar una imagen. El haz de electrones se genera a través de un filamento de tungsteno al crear un vacío en la columna donde se encuentra un cañón electrónico. También posee de dos a tres condensadores electromagnéticos que reducen el haz electrónico hasta hacerlo llegar a la muestra. La característica principal de un microscopio electrónico de barrido son las bobinas deflectoras o de barrido, que pueden ser una o dos pares que desvían el

haz electrónico primario y lo hacen incidir secuencialmente sobre la muestra, permitiendo así el "barrido" de esta.

El análisis por medio de MEB, nos proporciona imágenes amplificadas de nuestros cristales, por lo que, la apreciación de patrones de fracturamiento, superficies pulidas y/o corroídas, son más evidentes. La identificación de éstas características nos permite reconocer algunos elementos que indican su origen y/o procesos por los que pasó la roca.

Las muestras analizadas en el MEB deben reunir dos condiciones: 1) que estén secas y 2) que sean conductivas, con la intención de que la imagen sea lo más clara posible. La muestra puede secarse al aire ó mediante el reemplazamiento de un fluido volátil con una superficie de tensión menor a la del agua. Por otro lado, para la conductividad, la muestra es cubierta por carbón en una ionizadora ó evaporador.

El análisis por MEB se realiza de la manera siguiente.

1. Los grupos minerales se montan con una cinta con doble pegamento en un cilindro que tiene un radio de .5 cm y 1.5 cm de largo aproximadamente. Una parte del pegamento es adherido al cilindro y en la otra se pegan los cristales que se pretenden analizar (Fig. 7a).
2. Cuando ya están montados los granos en el cilindro, este se introduce en una campana evaporadora de carbón, la cual trabaja al vacío. La campana evapora el carbón cubriendo la superficie de los cristales que se encuentran montados en la cinta, hasta que el material sea conductor.
3. Ya que el material está cubierto por el carbón, el cilindro se introduce en el Microscopio Electrónico de Barrido y se comienza a observar el material (Fig 7b).

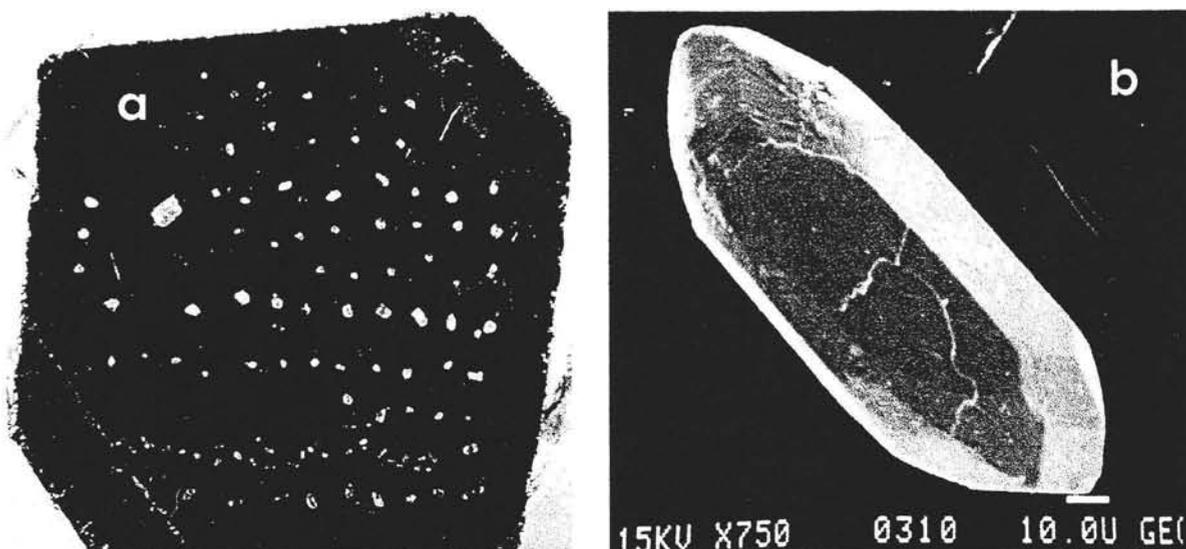


Figura 7. a) Material montado en cinta preparado para ser analizado por MEB, b) cristal de zircón observado mediante MEB

Análisis químico por energía dispersiva de rayos X .

El análisis químico de la muestra, se obtiene mediante la colección de los rayos X generados por el haz electrónico al barrer la muestra. Cada elemento que constituye a los cristales produce rayos X con energías y longitudes de onda características. Los rayos X producidos son analizados utilizando un detector sensible a la energía como el Si(Li). Sin embargo, uno de los inconvenientes de este método de análisis, es que sólo es posible detectar elementos de número atómico (Z) mayor que 11 (Na).

El sistema de análisis químico por energía dispersiva de rayos X, se encuentra incorporado al sistema del Microscopía Electrónica de Barrido, debido a que este tipo de equipos son de difícil manejo, a continuación solo se mencionarán algunas características importantes sobre la forma en la que trabaja.

Cuando se hace incidir el haz de electrones en la muestra a analizar, esta busca la estabilidad perdida por el choque de electrones. Los electrones compensan esta

inestabilidad saltando de una órbita a otra y producen rayos X. Los rayos X son particulares para cada elemento, y son detectados en forma de pulsos. Cada pulso es amplificado y transmitido a un analizador multicanal donde es registrado. El analizador colecta todos los rayos X que se detectan y crea un histograma. Después el histograma es desplegado en una pantalla donde se obtiene un espectro. El análisis químico es controlado por una computadora que almacena la totalidad de los rayos X detectados de todos los elementos que se encuentran en la muestra, así la computadora identifica cada elemento que da origen a la línea de espectro (Fig. 8).

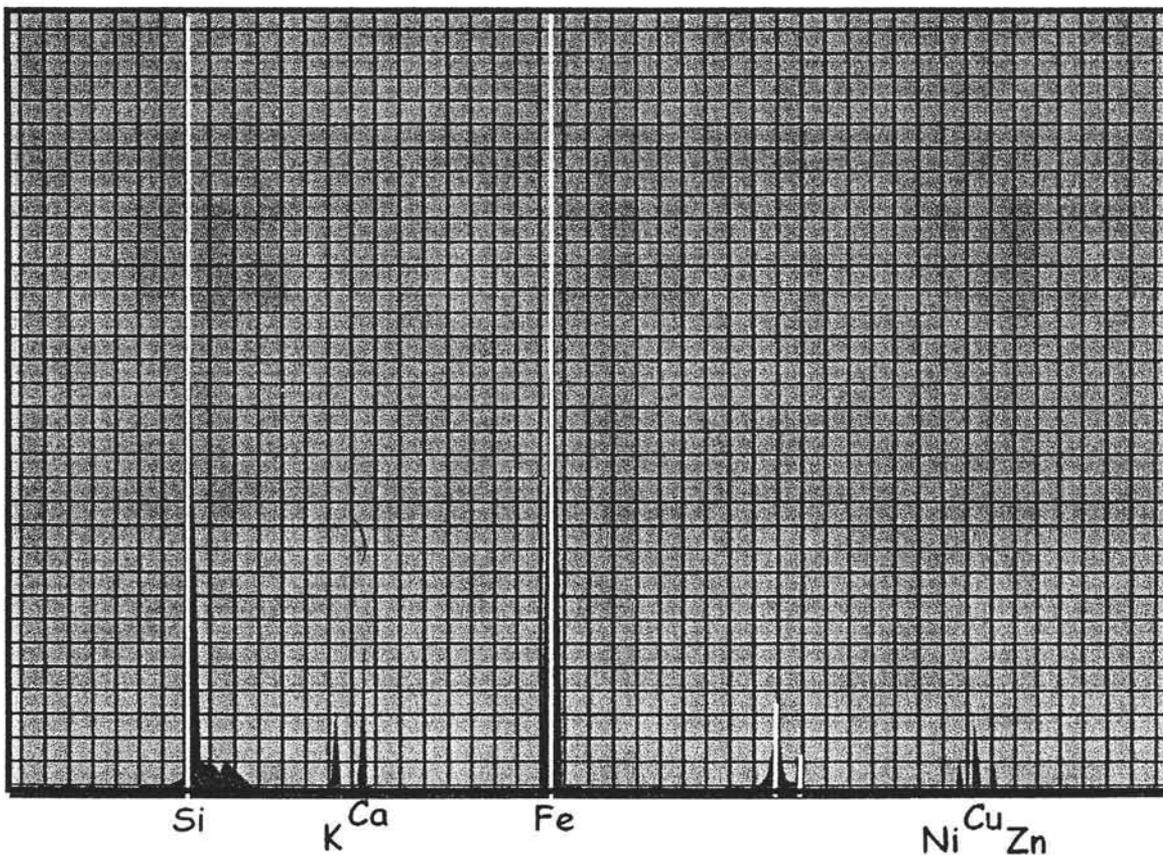


Figura 8. Espectro de elementos químicos obtenido por dispersión de Rayos X, análisis cualitativo.

Para saber la concentración de elementos de forma cuantitativa, el sistema de cómputo posee programas que permiten hacer dicho análisis de dos formas: 1) por comparación del espectro obtenido con estándares internos y 2) por comparación con

estándares externos. Para este trabajo el análisis cuantitativo se obtuvo mediante la comparación de estándares internos.

Cátodoluminiscencia.

Hacia la década de los '60, las propiedades luminiscentes de algunos minerales comenzaron a ser de gran interés, de ahí que se desarrollaran otras técnicas analíticas como el caso de la catodoluminiscencia.

La primeras aplicaciones de estudios de catodoluminiscencia fueron:

1. La visualización y diferenciación de algunos minerales observados en lámina delgada, esta técnica es una herramienta útil y rápida para la identificación de minerales cuyas propiedades ópticas son similares, ej. calcita y dolomita.
2. La presencia de minerales luminiscentes en granos muy finos, ó como pequeñas vetillas de relleno, las cuales son inmediatamente visibles mediante esta técnica.
3. Las variaciones de las emisiones de rayos catodoluminiscentes en diferentes porciones de un mismo mineral, pueden indicar diferentes generaciones con diferentes condiciones de formación de dicho mineral.
4. El color de luminiscencia de un mineral, puede ser indicador de algún elemento traza que éste contenga.
5. Usualmente las mismas especies de un mineral, formados bajo diferentes condiciones o derivados desde distintas fuentes, muestran diferentes propiedades luminiscentes.

De forma general, el equipo de catodoluminiscencia funciona mediante bombardear con un haz de electrones, dentro de una cámara al vacío, la superficie del mineral de nuestro interés.

IV. Análisis de procedencia con base en Minerales Pesados

IV. 1 Generalidades sobre los Minerales Pesados

Los minerales pesados (MP) son aquellos que tienen una densidad mayor a 2.9 gr/cm^3 . En general, su abundancia no rebasa el 1% del volumen total y su tamaño es comúnmente menor que 1 mm (Mange y Maurer, 1992). Originalmente pudieron ser minerales esenciales (anfíboles, piroxenos, micas, etc) ó accesorios (zircones, apatitos, rutilos, turmalinas, etc.). Para su estudio, por su escasa ocurrencia, es necesaria su concentración. Las técnicas para su separación, concentración y análisis se describen y discuten en el Capítulo III. El estudio de los MP se ha aplicado con buenos resultados en el análisis de procedencia de sedimentos.

Los estudios de procedencia se basan en la identificación y descripción de los granos minerales y fragmentos líticos, sin embargo, en ocasiones sus características petrográficas y la determinación de sus constituyentes esenciales no son suficientes. En estos casos, es cuando el estudio de los MP es importante, ya que su fuerte resistencia física y química les permite conservar mucha de su información petrogenética original, aún después de ser afectados por metamorfismo y deformación penetrante intensa. Es importante resaltar que para su estudio debe considerarse el grado metamórfico y su estilo de deformación, ya que hay especies que sí son afectadas o pueden formarse y/o fragmentarse durante estos procesos.

La petrografía es la mejor herramienta para la identificación y descripción de las características principales y diagnósticas de los MP. Su estudio inicia con la descripción petrográfica de la roca que los contienen, así como su modo de ocurrencia, tamaño, forma, etc. En este capítulo se describen brevemente las características petrográficas para cada unidad analizada, enfatizando sus MP. Las

técnicas empleadas fueron: Petrografía con microscopio estereoscópico, de luz reflejada y transmitida, Microscopia Electrónica de Barrido (MEB), Análisis Químicos por Energía Dispersiva de Rayos X, Catodoluminiscencia (CL) y Microsonda. La ubicación de las muestras se presenta en la Figura 9.

IV. 2 Petrografía y análisis de Minerales Pesados.

IV.2.1 Formación Cosoltepec

La Formación Cosoltepec está compuesta predominantemente por rocas sedimentarias polideformadas y afectadas por metamorfismo en facies de esquistos verdes. Las muestras estudiadas son meta arcosas (muestras 180501-4a y 180501-4b) y cuarcitas (muestra 140501-1) de las áreas de Olinalá y Tehuiztzingo (Figura 9). Petrográficamente las meta arcosas están compuestas por un mosaico de cuarzo y feldespato, clorita, mica blanca y ocasionalmente biotita. Los MP que se reconocieron son granos de zircón, apatito, titanita y en menor proporción anfíboles y piroxenos (Foto 8).

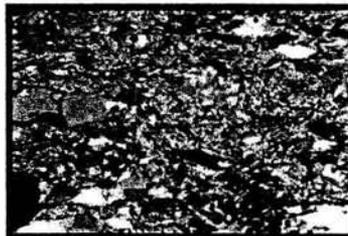
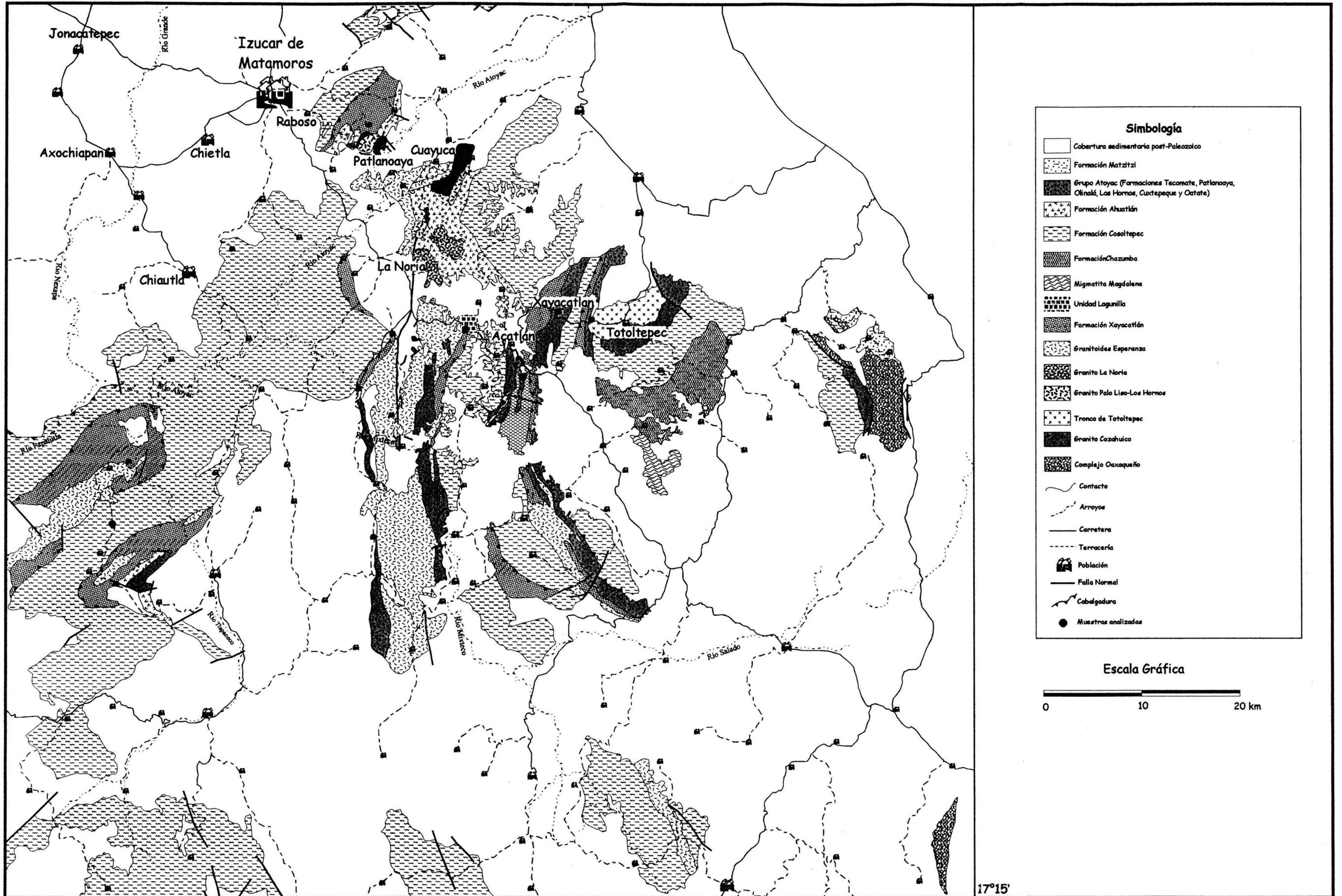


Foto 8. Mosaico de cuarzo, feldespato, mica blanca y clorita de la muestra 180501-4b

Cuarzo: está recristalizado con extinción ondulante hasta ocurrir en mosaicos con límites lobulares. Su recristalización produjo granos con extinción ondulante, rodeados por granos más pequeños con formas irregulares que constituyen una pseudomatriz granular. Está orientado con respecto a los planos de foliación (Foto 9a).



98° Figura 9. Mapa geológico simplificado y de ubicación de las muestras analizadas para el Complejo Acatlán (modificado de Ortega-Gutiérrez, 1978; Ramírez-Espinosa, 2001 y Sánchez-Zavala, en proceso).

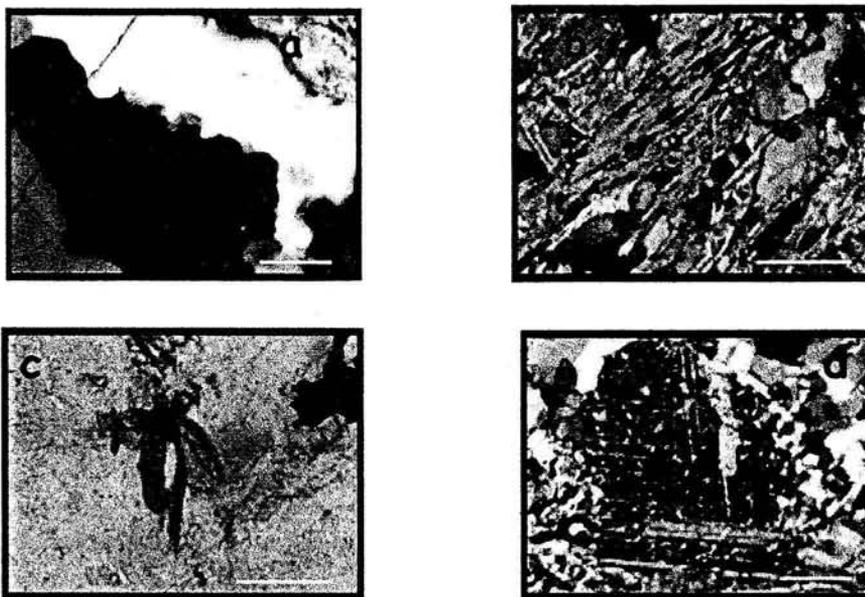
Mica blanca: ocurre en listones rodeando a los porfidoclastos de feldespato y fragmentos líticos en dirección de la foliación, la cual está definida por cuarzo, clorita y mica blanca (Foto 9b). Su origen es metamórfico, aunque en algunos casos se presenta como producto de alteración de los feldespatos.

Clorita: tiene un hábito acicular, orientada con respecto a los planos de foliación (Foto 9c). También ocurre como producto de la alteración de la biotita, reemplazándola totalmente. La clorita está relacionada con la mica blanca y la biotita. Junto con la mica blanca definen la foliación y llega a presentarse como producto de alteración de la biotita. En términos generales, el cuarzo junto con la mica blanca y la clorita bordean a los porfidoclastos de feldespato y fragmentos líticos, definiendo una foliación anastomosada.

Feldespato: se identificaron microclina, ortoclasa, albita e intercrecimientos peritéticos. La microclina y la peritita son los feldespatos más abundantes y los menos alterados; su tamaño es variado y en general los granos están deformados. La ortoclasa y la albita están muy alterados, lo cual dificulta su identificación; la ortoclasa se presenta como granos grandes subredondeados con contactos irregulares y lobulares con respecto a otros feldespatos y está limitado por la mica blanca. La albita es escasa y sus límites no son claros, sin embargo, se aprecia dentro de la matriz ó bien rodeados por la mica blanca (foto 9d).

Fragmentos líticos: son escasos y están distribuidos en toda la unidad. Sus formas varían desde subangulosas a subredondeadas. Consisten en fragmentos de filitas, esquistos crenulados y de metagranitos. También se identificaron fragmentos de cuarzo criptocristalino que pueden corresponder a pedernal o cuarcitas.

La descripción de los MP incluye observaciones en lámina delgada y en granos individuales con todas las técnicas enumeradas al inicio del capítulo III.



Fotos 9. Microfotografías de algunos minerales esenciales observados en el microscopio petrográfico; a) cristales de cuarzo con límites lobulares; b) zircones incluidos dentro de la matriz, bordeados por mica blanca; c) clorita cristalina con hábito acicular; d) plagioclasa de gran tamaño con alteración incipiente.

Titanita: su color es amarillo verdoso con lustre mate, algunos de los granos conservan su forma subeuhedral original con impurezas de minerales magnéticos (foto 10a). Su tamaño varía entre los 150 a 200 μm , aunque alcanzan hasta un mm. La titanita es un mineral accesorio común en las rocas ígneas y metamórficas.

Granate: se presenta en fragmentos irregulares alterados y con superficies corroídas, lo cual dificulta su identificación. Son de color amarillo y lustre resinoso. Su determinación se corroboró con base en análisis químicos por energía dispersiva de rayos X (Tabla 5), los cuales los ubican en el campo de la esferosita- almandita. Su tamaño varía entre los 200 a 250 μm (fotos 10b y 10c). Son minerales comunes en rocas metamórficas.

	GRANATE		PIROXENO
	COSOLTEPEC	U. LAGUNILLA	COSOLTEPEC
SiO ₂	41.38	40.02	41.18
TiO ₂	0.14	0.51	0.07
Al ₂ O ₃	22.09	22.59	26.46
FeO	20.09	13.71	---
Fe ₂ O ₃			10.31
MgO	2.92	0.24	0.28
MnO	6.55	0.44	0.43
CaO	5.65	21.66	20.91
Na ₂ O	0.29		0.29
K ₂ O	---		---
S	0.07		0.07

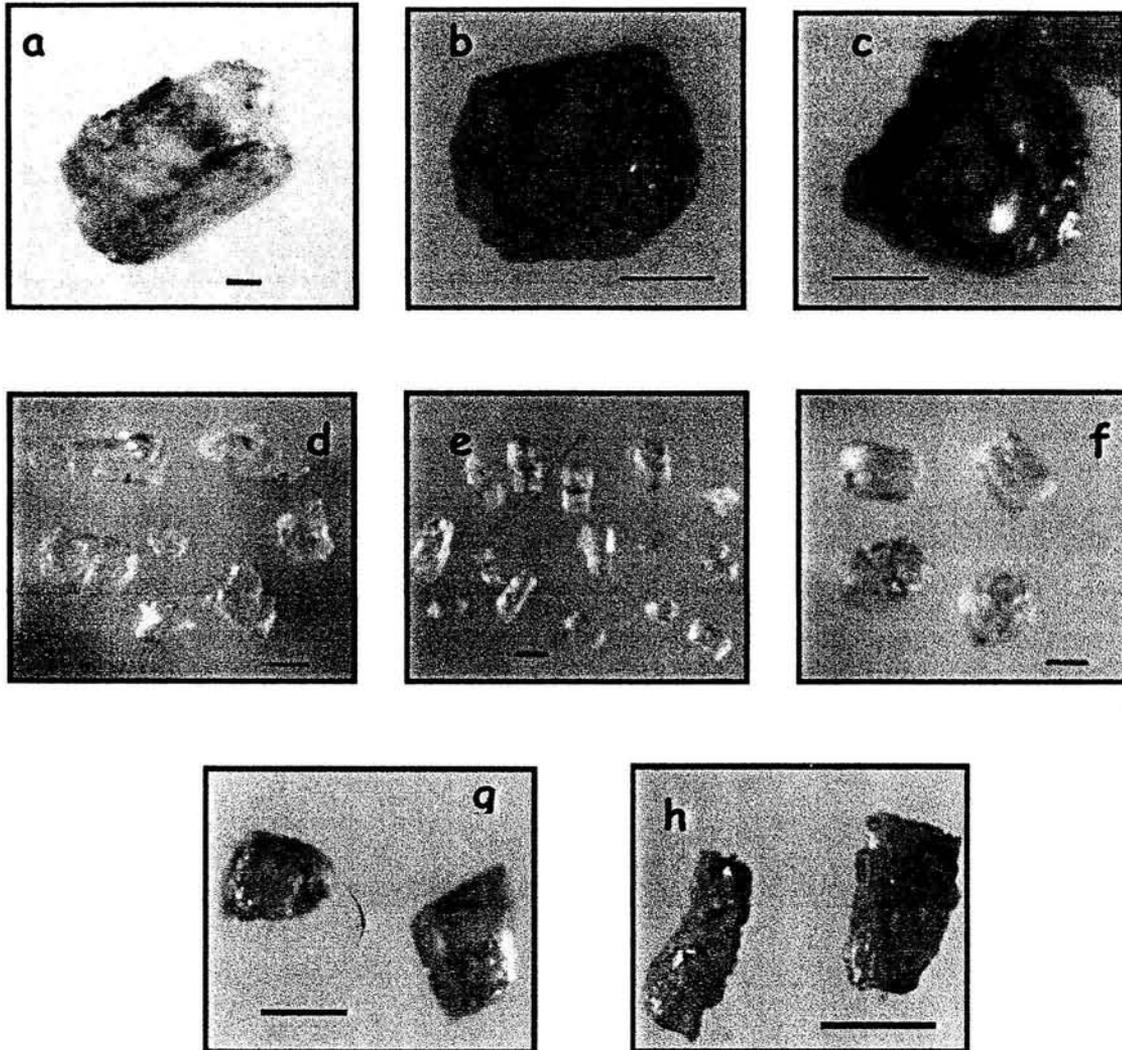
Tabla 5. Análisis químicos realizados en granates de la Formación Cosoltepec y de la unidad Lagunilla. De acuerdo a su composición química, los granates corresponden a espersatita para la Fm. Cosoltepec y grosularia en la unidad Lagunilla. Los análisis de los piroxenos de la Formación Cosoltepec corresponden a clinopiroxenos, mientras los análisis de la unidad Lagunilla representan ortopiroxenos.

Apatito: junto con el zircón es el grupo mineral más abundante. Se identificaron dos tipos; los incoloros con abundantes impurezas y fracturados intensamente, cuyo tamaño varía entre las 50 y las 400 μm y están redondeados (fotos 10d y 10e). El segundo tipo es de color amarillo y formas euhedrales, subeuhedrales y sin impurezas (foto 10f). Su tamaño es de 200 a 350 μm . Algunos apatitos se observan incluidos en cuarzo y otros en la matriz. Los apatitos son comunes en rocas ígneas y metamórficas.

Anfíbol: en su mayoría son fragmentos con muchas impurezas de color amarillo claro y lustre vítreo, sus concentraciones son bajas y su tamaño no rebasa las 100 μm (foto 10g). Son comunes en rocas ígneas y metamórficas.

Piroxeno: En su mayoría son fragmentos con impurezas y son escasos. Su color es amarillo y lustre ligeramente terroso. El tamaño no alcanza las 200 μm (foto 10h). Sus

análisis químicos los ubican en el campo de los clinopiroxenos en el grupo de la ferrohenderbergita (Deer, 1992; Tabla 5).



Fotos 10. Minerales pesados encontrados en las muestras 180501-4ª y 180501-4b, observados en el microscopio estereoscópico; a) cristal de titanita con impureza de algún mineral magnético hacia el centro; b) cristal de granate con la orilla muy rota y corroída; c) cristal de granate con lustre resinoso y con impurezas; d) fragmentos de apatitos de tamaños promedio de 250µ; e) cristales de apatito con formas euhedrales pero fracturados hacia el centro; f) apatitos de color amarillo con formas subeuhedrales; g) cristales de anfíboles muy rotos y h) piroxenos rotos con lustre terroso y con impurezas.

Zircón: es el grupo más abundante y diverso, ocurre en diferentes formas, tamaños y colores; algunos están rotos, corroídos y otros tiene formas euhedrales. Dada su abundancia e importancia petrogenética, se estudiaron los zircons euhedrales. La

determinación morfológica se realizó con base en la clasificación de Pupin y Turco (1972). De acuerdo a esta clasificación las poblaciones más abundantes son los tipos: P₂, P₃, S₁₃ y Q₃ (Tabla 6).

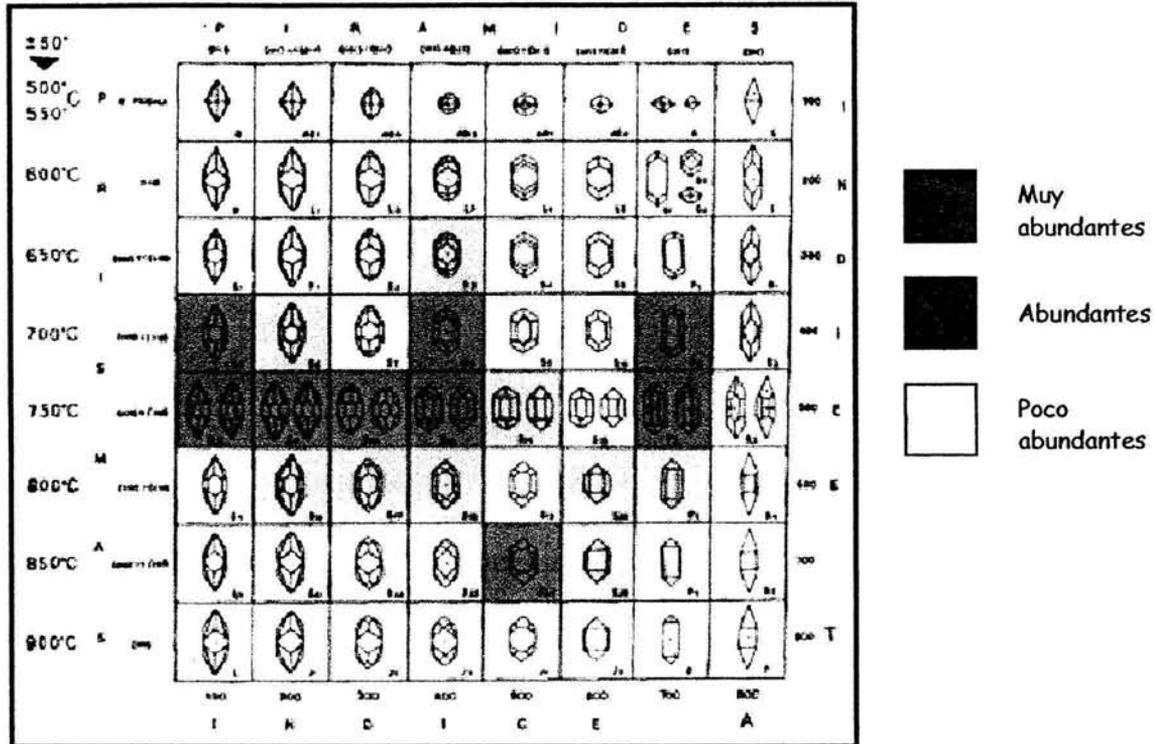


Tabla 6. Tabla de clasificación morfológica de zircones de las meta arcosas de la Formación Cosoltepec (modificada de Pupin y Turco, 1972).

Para reconocer y clasificar mediante su forma a los diferentes grupos de zircones, se utilizaron imágenes amplificadas obtenidas mediante Microscopía Electrónica de Barrido (MEB). Esta técnica fue de gran ayuda para determinar el grado de abrasión en los cristales, así como, para reconocer la destrucción por decaimiento radiactivo que define a los zircones metamórficos.

El Grupo de MP más abundante de es unidad es el de los zircones y representan poco más del 50%. Las meta areniscas contienen, en orden de abundancia, fragmentos, granos redondeados, cristales euhedrales y zircones metamórficos (Fig. 10). Los fragmentos de color rosa e incoloros son los más comunes y tienen diferentes grados de abrasión, no obstante, en ocasiones conservan sus formas euhedrales. Los granos

redondeados tienden a ser esféricos, debido a la forma original del cristal. Los granos euhedrales son de color rosa e incoloros. Estos últimos tienen inclusiones de un mineral opaco que no fue posible identificar; mientras que los de color rosa son translúcidos y limpios. Los zircones metamórficos en su mayoría conservan su forma original a pesar de la destrucción de su estructura cristalina.

Las cuarcitas de la Formación Cosoltepec (140501-1) están compuestas por un mosaico de cuarzo y esporádicos granos de feldespato. El cuarzo está recristalizado y orientado con respecto a los planos de foliación. Los grupos de MP encontrados son: titanita, rutilo, turmalina, apatito y zircón.

Titanita: tiene un color verdoso y lustre ligeramente resinoso. Se presenta en fragmentos y posee muchas impurezas (foto 11a). Su tamaño nunca rebasa las 250 μ m. Análisis químicos de titanita de la Formación Cosoltepec y Lagunilla se enlistan en la Tabla 7.

TITANITA				
	COSOLTEPEC	LAGUNILLA	LAGUNILLA	LAGUNILLA
SiO ₂	34.28	31.10	34.09	21.92
TiO ₂	35.15	36.37	34.75	20.54
Al ₂ O ₃	2.01	2.17	2.02	1.40
Fe ₂ O ₃	0.89	1.73	2.18	9.35
MgO	---	0.06	0.27	0.43
MnO	---	0.37	0.02	---
Ca ₂ O	27.62	27.56	25.57	41.46
Na ₂ O	---	---	0.25	0.31
K ₂ O	0.05	---	0.01	0.42
p	---	---	0.69	---
S	---	0.55	0.16	---

Tabla 7. Análisis químicos de Titanitas de la formación Cosoltepec y la unidad Lagunilla.

Turmalina: su forma es euhedral y su color varía desde el pardo hasta el rosado (foto 11b). También, se observan granos muy abrasionados por el transporte; en estos casos la coloración es pardo oscura (foto 11c). Cabe mencionar que este grupo es un buen indicador de procedencia debido a su variabilidad química. El rango de tamaño en el que se presentan va desde las 80 hasta las 200 μ m. Los análisis químicos de las turmalinas de la Formación Cosoltepec se enlistan en la Tabla 8. Las turmalinas, dada su composición química, son buenas indicadoras de procedencia. Para el caso de las turmalinas de la Formación Cosoltepec sus análisis químicos las ubican en el campo de las chorlo-dravitas, similares a los reportados para los Granitoides Esperanza (Reyes-Salas, 2003).

TURMALINA					
	COS.	COS.	COS.	COS.	COS.
SiO ₂	44.32	41.84	42.78	43.58	42.74
TiO ₂	0.71	0.74	0.02	1.01	0.71
Al ₂ O ₃	37.64	39.22	37.81	37.80	35.54
Fe ₂ O ₃	9.19	10.30	7.86	8.29	12.07
MgO	5.84	6.35	7.50	6.28	6.12
MnO	—	0.46	—	0.47	0.09
Ca ₂ O	0.27	0.69	0.51	0.43	0.32
Na ₂ O	1.88	1.39	2.54	2.09	2.32
K ₂ O	0.16	0.01	0.18	0.04	0.09
Co	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—

Tabla 8. En algunos casos los valores de titanio son significativos, sin embargo el elemento más importante que compone a estos minerales, el boro, no es detectado por estos métodos de análisis.

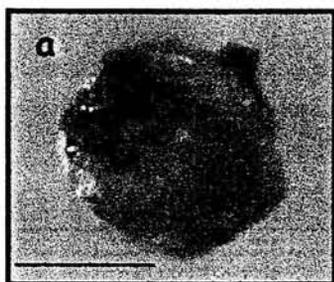
Rutilo: se presenta de dos formas. La primera corresponde a granos de formas anhedral de color naranja, son los de mayor tamaño, entre las 50 y las 150 μ m (foto 11d). La segunda corresponde a formas euhedrales y color rojo intenso con tamaños de 100 μ m (foto 11e). Las diferencias en composición química se presentan en la tabla 9 de

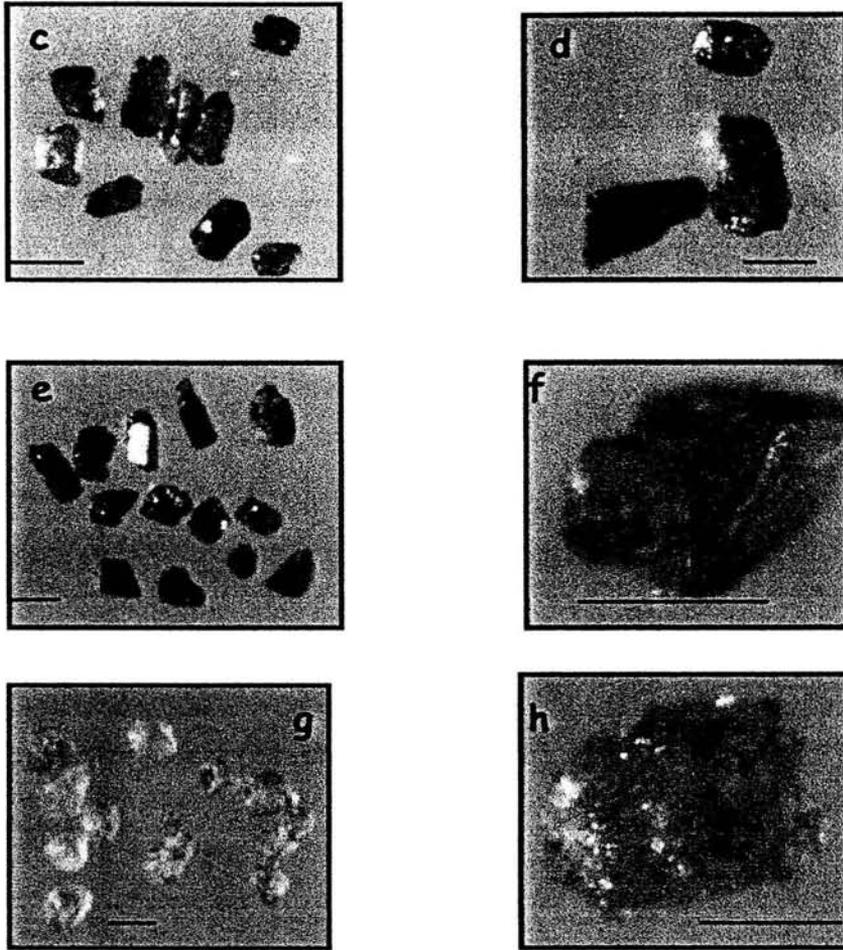
este capítulo. El rutilo también ocurre como inclusión en granos de cuarzo (cuarzo rutilado). Su concentración es escasa y su tamaño varía entre las 50 a las 150 μm (foto 11h).

RUTILO									
	COS.								
SiO ₂	1.63	0.65	0.69	----	----	----	----	----	----
TiO ₂	96.13	99.03	97.38	89.30	87.16	92.78	95.50	92.71	93.73
Al ₂ O ₃	0.74	0.12	0.64	0.35	0.77	0.02	0.10	0.20	0.30
Fe ₂ O ₃	0.04	0.04	0.48	1.52	5.03	0.04	2.87	0.69	0.44
MgO	0.25	0.02	0.78	0.04	0.49	----	----	0.32	----
MnO	0.16	----	----	0.48	----	0.26	----	0.37	0.21
Ca ₂ O	----	----	0.03	0.10	----	0.13	----	0.18	0.09
Cr	----	----	----	0.37	0.23	----	0.67	0.22	0.11
Nb	----	----	----	0.22	0.34	0.80	0.38	0.44	0.57
Ta	----	----	----	7.62	5.98	5.97	0.49	4.87	4.53

Tabla 9. Análisis químicos de granos de rutilo de las cuarcitas de la Formación Cosoltepec. Los valores que resaltan son los de tántalo.

Corderita: es escasa, sin embargo, las implicaciones que tiene su presencia es relevante. Su forma es euhedral, están maclados y bastante fracturados, lo cual indica su origen detrítico (foto 11f).





Fotos 11. Minerales pesados de la muestra 140501-1, observados mediante el microscopio estereoscópico; a) titanita subeuhedral color amarillo claro con inclusiones; b) turmalinas subeuhedrales color pardo; c) cristales de turmalina subredondeados de color pardo a rosado; d) fragmentos subangulosos de rutilo color naranja; e) rutilos de formas euhedrales de color rojizo; f) cristal de cordierita de color pardo con intercrecimientos; g) fragmentos de apatitos con bordes corroídos; h) cuarzo rutilado anhedral.

Apatito: ocurre en granos incoloros, limpios y muy fracturados (foto 11g). En la mayoría de los casos sus bordes están rotos. Los tamaños son desde 80 a 120 μm .

Zircón: es el grupo mineral más abundante y variado. En orden de abundancia presenta: fragmentos amorfos, granos euhedrales y redondeados elongados. Los zircones euhedrales de acuerdo a la clasificación morfológica de Pupin y Turco (1972), corresponden a los tipos P_2 , R_3 y Q_3 (Tabla 10). En su mayoría son incoloros.

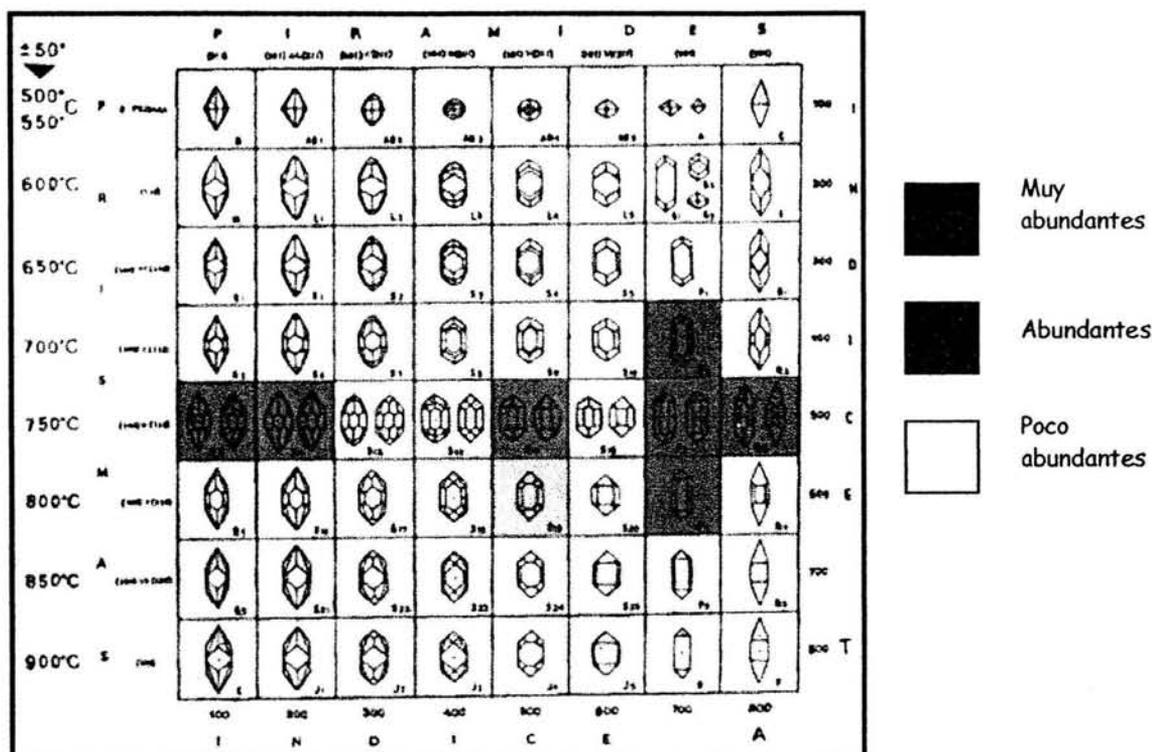


Tabla 10. Tabla de clasificación morfológica de Zirrones presentes en la cuarcita de la Formación Cosoltepec (modificada de Pupin y Turco, 1972).

La morfología de los grupos de zirrones euhedrales en la cuarcita contrastan con los observados en la meta arenisca. Las formas simples y elongadas (formas P₂ y R₃ de Pupin y Turco, 1972) son las abundantes en la cuarcita. Mientras que en las meta arcosas las formas complejas son las predominantes, destacando las definidas por pirámides bien desarrolladas y prismas poco desarrollados (formas S₁₃ y Q₃). La morfología sugiere diferentes fuentes. Las formas simples son comunes y proporcionan escasa información de procedencia. Las formas complejas indican su origen de rocas graníticas. Cabe mencionar que la mayoría de los granos de zircón no son luminiscentes.

IV.2.2. Unidad Lagunilla

La unidad Lagunilla está compuesta por rocas metasedimentarias cuarzo-feldespáticas. Reyes-Salas (2003) es la primera en referirse a esta unidad, aunque la

incluye como parte de los Granitoides Esperanza, sin embargo, sus relaciones de campo y los estudios petrográficos y de MP, evidencian una historia diferente.

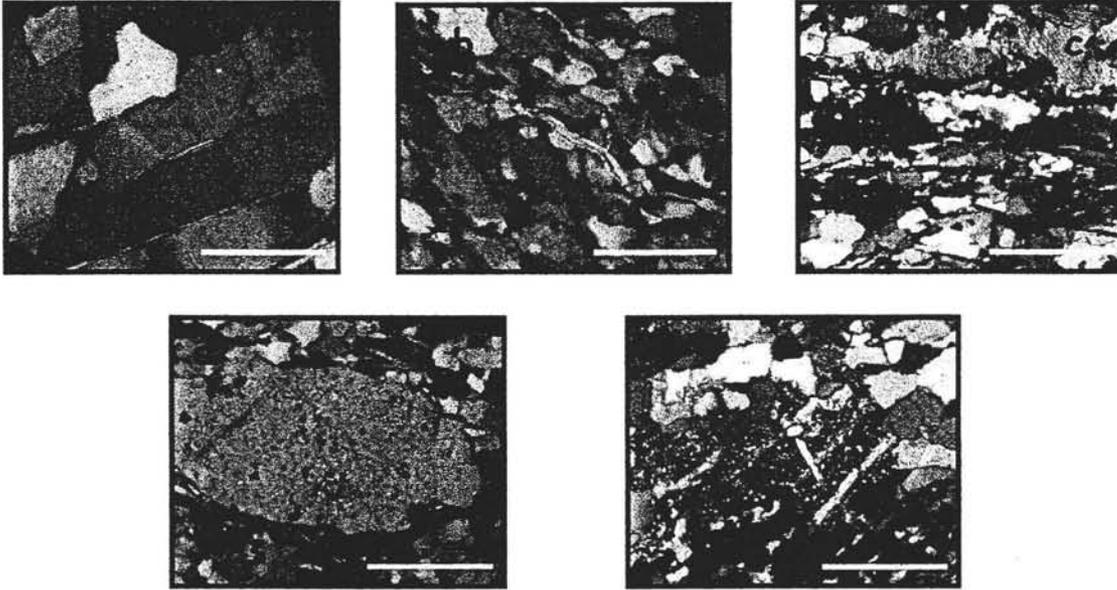
El análisis petrográfico de la Unidad Lagunilla incluyó meta areniscas (DG-8, 9, 10) y cuarcitas (DG-11). Petrográficamente, el primer grupo consiste en un mosaico de cuarzo y feldespato K (microclina y ortoclasa), plagioclasa (albita), clorita, mica blanca y como minerales pesados titanita, granate, epidota, alanita, rutilo, zircón, apatito y esporádicamente anfíbol y piroxeno.

Cuarzo: define la foliación y en su mayoría sus límites son rectos con respecto a otros cristales de cuarzo. Es claro que el modo de ocurrencia del cuarzo es debido a la recristalización metamórfica y está asociado con la mica blanca (foto 12a).

Mica blanca: no es muy abundante y su tamaño es pequeño, aunque orientada con respecto a la misma dirección de la foliación lo que sugiere su origen metamórfico (foto 12b).

Clorita: ocurre en fibras delgadas (acicular) dentro de la matriz y se orienta con respecto a los planos de foliación, está asociada con el cuarzo y su modo de ocurrencia sugiere su origen metamórfico (foto 12c).

Feldespatos: son microclina, ortoclasa y albita, en todos los casos están alterados, lo que se manifiesta a través de diferentes grados de sericitización. La proporción de los feldespatos K con respecto a la plagioclasa es aproximadamente 1:1. La abundancia de los feldespatos es baja (fotos 12d y 12e).



Fotos 12. Minerales esenciales observados con microscopio petrográfico; a) cristales de cuarzo con límites rectos; b) mica blanca orientada en el mismo sentido a la dirección de foliación; c) clorita con forma alistonada con la misma dirección a la foliación; d) feldespato K con incipiente seritización; e) plagioclasa con macla polisintética con alteración incipiente

Titanita: en general está fracturada e incluida en la matriz. Su forma es subredondeada, lo cual sugiere retrabajo (fotos 13a y 13b). Se identificaron dos tipos: una de color pardo oscuro y lustre vítreo; su forma es subeuhedral y están pulidas (foto 14b). El segundo grupo es de color amarillo, lustre resinoso y formas anhedrales y con evidencias de retrabajo, En ambos casos, su tamaño, varía entre las 80 y 120 μm , e incluso llega a tener tamaños de 300 μm y esporádicamente las 400 μm .

Rutilo: aún cuando no es abundante su tamaño es grande, son prismáticos y aciculares (foto 13c).



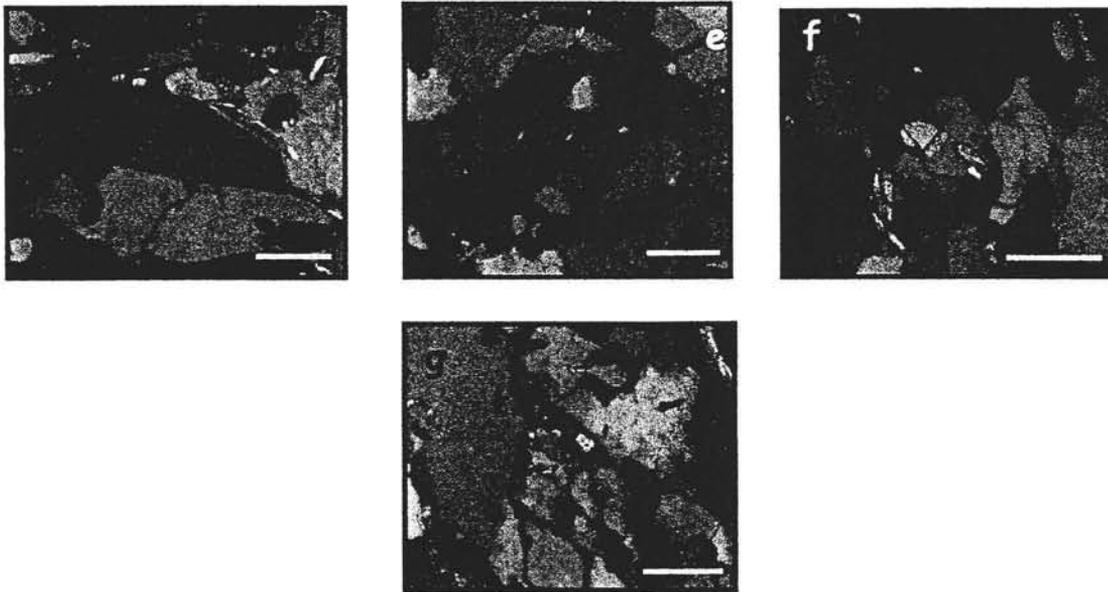


Foto 13. Minerales pesados encontrados en las muestras DG-8, 9 y 10, observados con el microscopio petrográfico; a) cristales de titanita subeuhedral observada en corte basal; b) cristal de titanita en corte basal fracturada; c) rutilo euhedral con corona de reacción; d) cristal de apatito con forma euhedral incluido en cuarzo; e) cristales de apatitos de tamaños muy pequeños con formas euhedrales dentro de la matriz; f) zircones subeuhedrales retrabajados asociados con cuarzo; g) zircones con tamaños entre 10 y 20 $m\mu$ dentro de la matriz.

Epidota: su color es pardo, translucido y sus formas son subeuhedrales y pulidas, lo cual evidencia retrabajo, rebelando su carácter detrítico. Su tamaño varía entre las 150 y 200 $m\mu$ (foto 14a).

Granate: son escasos y ocurren como fragmentos. Son de color amarillo y lustre resinoso. Su tamaños aproximado es de 110 $m\mu$ (foto 14c). Su identificación fue difícil, debido a su retrabajo, lo cual ha ocasionado la pérdida de sus propiedades diagnósticas, por lo que hubo que emplear análisis químicos para su reconocimiento (Tabla 5). El tipo de granate que se determino para esta unidad fue grosularia-almandita.

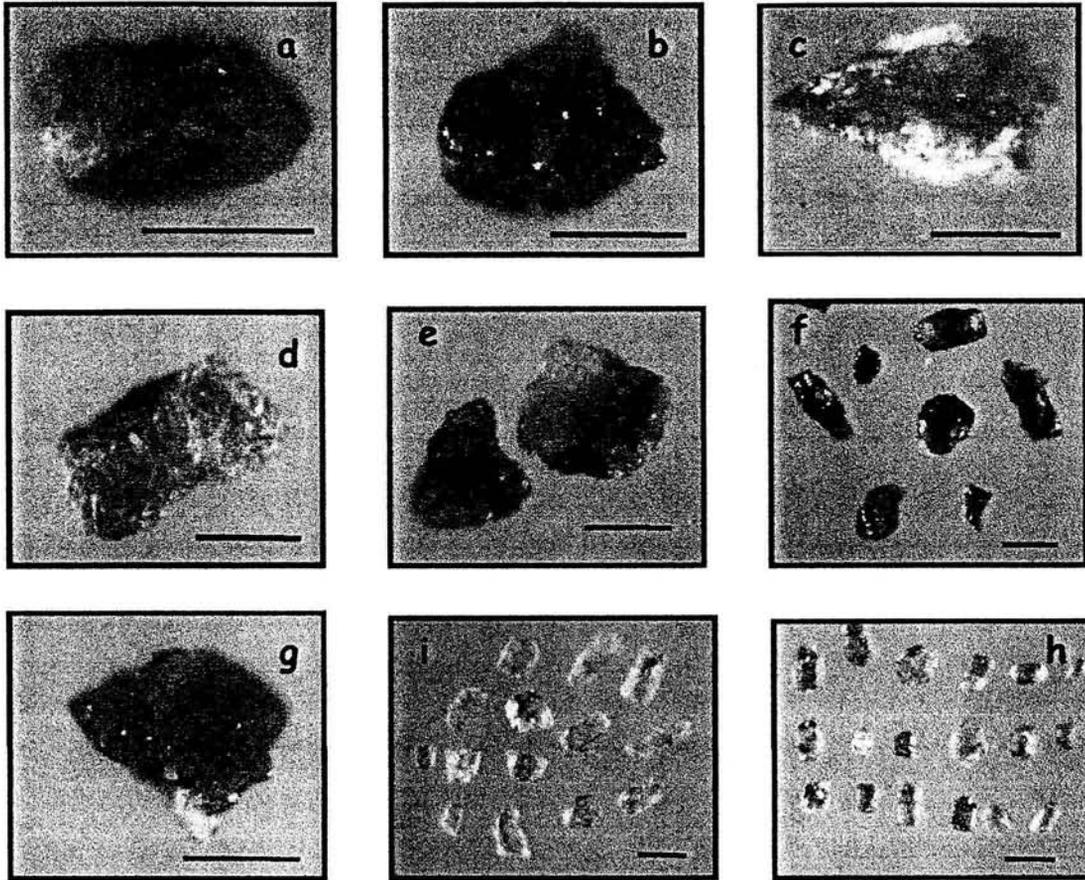
Anfíboles: Alcanzan tamaños de hasta 230 $m\mu$ y su fracturas están rellenas por el mismo material (foto 14d). Son de color amarillo con formas subeuhedrales, sin

embargo, no es posible apreciar con claridad sus caras cristalinas y vértices. Su tamaño es de 140 μm y están fracturados.

Piroxeno: su color va del verde pálido translúcido y tienen pequeñas inclusiones de minerales magnéticos, en general, los cristales han perdido toda forma debido al efecto de transporte. Su tamaño es mayor a las 100 μm (foto 14e).

Alanita: ocurre en dos grupos bien diferenciados por el color. El primero es negro de brea (foto 14f), mientras que el segundo tiene un color castaño amarillento (foto 14g). En ambos casos el lustre es resinoso y están pulidos, lo cual sugiere retrabajo. Su identificación se logró mediante análisis químicos donde la presencia de tierras raras, hizo posible su reconocimiento. Particularmente en la muestra DG-10, los cristales de allanita son muy abundantes y tienden a confundirse con los apatitos de color amarillo. Su tamaño varía entre las 50 hasta las 200 μm .

Apatito: incluye tres tipos principales. El primer grupo tiene formas euhedrales y están incluidos en la matriz, tienen evidencias de transporte, aunque no están fracturados (fotos 13e y 13f). El segundo grupo se caracteriza por su tamaño de alrededor de las 150 μm sin impurezas, están fragmentados con bordes corroídos incipientemente (foto 14h). El tercer grupo es de color amarillo, tiene formas subeuhedrales y tamaño entre las 80 y 110 μm ; están rotos en la parte media con respecto al eje c. Sus fracturas están rellenas por el mismo material, algunos de ellos presentan impurezas aunque no fue posible determinar de que tipo son (foto 14i). Algunos apatitos están incluidos en el cuarzo y tienen tamaños de 20 μm .



Fotos 14. Minerales pesados observados con el microscopio estereoscópico; a) cristal de epidota ligeramente pulido; b) cristal de titanita con lustre resinoso; c) granate fuertemente retrabajado; d) anfíbol subeuedral con índices de relleno en las fracturas que presenta e) piroxenos anhedrales con inclusiones de magnetita; f) alanitas anhedrales de color pardo; g) fragmento de alanita de color amarillo con lustre resinoso; h) apatitos incoloros con formas subedrales de tamaños aproximados a las 150 μm ; i) apatitos de color amarillo fracturados en la parte media con respecto al eje C.

Zircones: como en los casos anteriores, este es el grupo más abundante y diverso. Incluye granos metamórficos, euhedrales y fragmentos irregulares con diferentes tamaños y formas. Los zircones se dividieron en dos grupos: el primero incluye granos rotos no mayores a las 10 μm . El segundo grupo tiene formas euhedrales y su tamaño varía entre los 50 y 70 μm . En ambos casos, los zircones están incluidos en la matriz (fotos 13c y 13d). Aún cuando existen cristales con formas muy euhedrales, es evidente su origen detrítico ya que algunas de sus caras y vértices se observan retrabajados y/o pulidos.

Las formas más abundantes de los zircones euhedrales, según la clasificación de Pupin y Turco (1972), son los tipo P₂, P₃, S₁₃, S₁₄ y S₁₅ (Tabla 11).

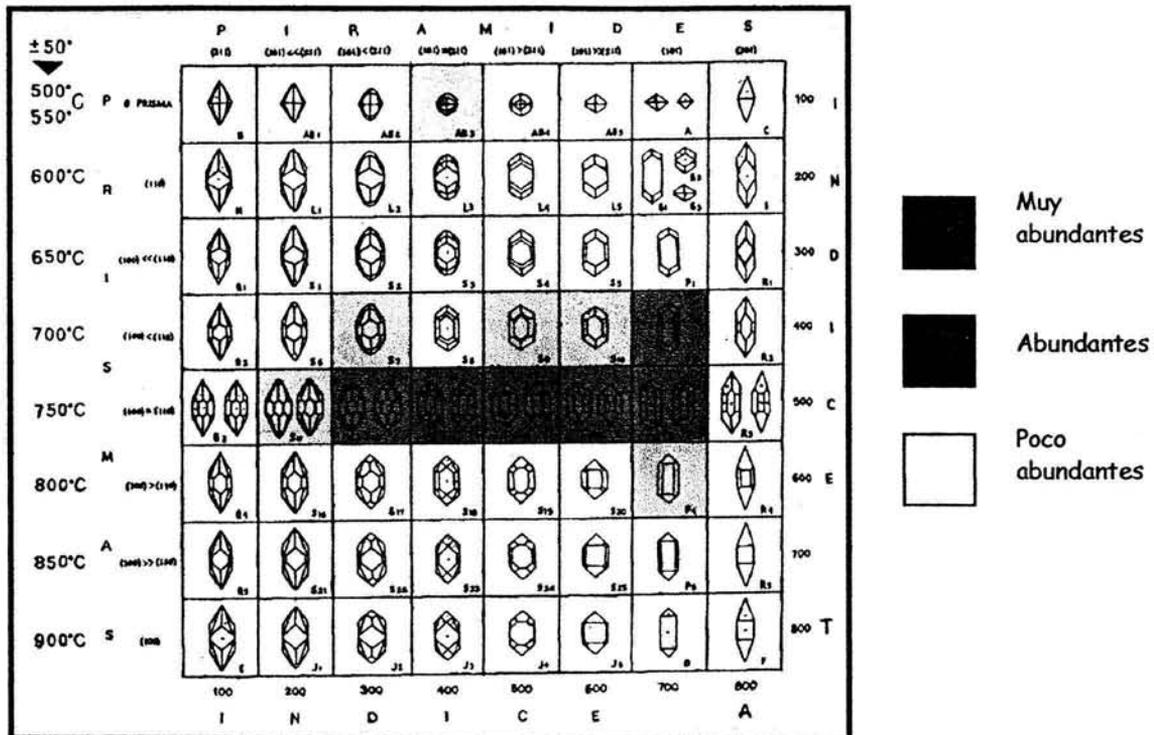
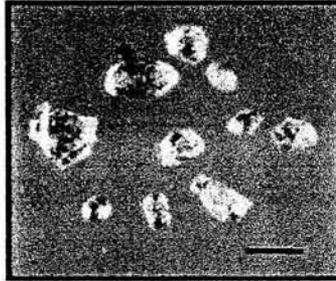


Tabla 11. Tabla de clasificación morfológica de Zircones de las meta areniscas de la unidad Lagunilla (modificada de Pupin y Turco, 1972).

Por otro lado, la composición mineralógica y los MP dominantes en las cuarcitas (muestra DG-11), son apatitos y zircones, redondeados y pulidos. Dichos minerales se describen a continuación.

Apatito: son incoloros y en su mayoría son fragmentos. Algunos tienen inclusiones que, debido su tamaño no fue posible determinar su composición. Los fragmentos están en un rango de tamaño entre las 50 y 260 μm (foto 15).



Fotos 15. Fragmentos de apatitos con algunas inclusiones observados con el microscopio estereoscópico.

Zircones: este es el grupo mineral más abundante y diverso. Los granos en orden de abundancia, varían desde redondeados, fragmentos, granos euhedrales y metamórficos. Los granos euhedrales también se observan redondeados y pulidos. Según la clasificación tipológica de Pupin y Turco (1972) sus formas corresponden a las P₂, P₃, S₁₂ y S₁₃ (Tabla 12).

		P U P I R A M I D E S										
		P ₁₀	I ₁₀	R ₁₀	A ₁₀	M ₁₀	I ₁₀	D ₁₀	E ₁₀	S ₁₀		
		(010)	(011) << (211)	(011) < (211)	(100) = (210)	(010) > (210)	(011) > (211)	(010)	(010)	(010)		
±50°												
500°C	P										100	I
550°C		B	AB1	AB2	AB3	AB4	AB5	A	C			
600°C	R										200	N
650°C	I										300	D
700°C	S										400	I
750°C	M										500	C
800°C											600	E
850°C	A										700	
900°C	S										800	T
		100	200	300	400	500	600	700	800			
		I	N	D	I	C	E		A			

Muy abundantes
 Abundantes
 Poco abundantes

Tabla 12. Tabla de clasificación morfológica de zircones de las cuarcitas de la unidad Lagunilla (modificada de Pupin y Turco, 1972).

El tipo de zircones que constituyen a la unidad Lagunilla van desde fragmentos, cristales prismáticos, granos redondeados y zircones metamórficos. La abundancia de

los fragmentos es alta en ambas litologías (meta areniscas y cuarcitas) y en términos generales, se presentan incoloros en sus formas euhedrales.

Por comparación morfológica (tabla 11 y 12), se observa con claridad que los grupos de zircons presentes en ambas litologías son los mismos. En las cuarcitas se observan más pulidos y mejor redondeados.

La proporción de zircons redondeados en las meta areniscas es baja y los granos comienzan observarse con una tendencia hacia las formas esféricas, mientras que en las cuarcitas, se incrementa de manera importante su abundancia y la mayoría de los granos son esféricos.

Las cuarcitas también poseen mayor cantidad de zircons metamórficos con colores violetas, sin embargo, a pesar de que en las meta areniscas son más escasos, este tipo de zircons tienen la particularidad de presentarse en color blanco.

IV.2.3 Formación Tecomate

La Formación Tecomate en su mayor parte está compuesta por rocas metasedimentarias de protolito detrítico. Las muestras descritas corresponden a metareniscas, muestras Fr-3 y Fr-4. Las muestras fueron colectadas en el arroyo El Frijolar ubicado al sureste de Acatlán, Pue. (Figura 9). Petrográficamente, tienen una composición cuarzo-feldespática, cuyas características texturales originales no fue posible identificar por la intensa recristalización que presentan. En general, se observaron agregados de cuarzo, feldespato, mica blanca, clorita, calcita y fragmentos líticos. Los MP son rutilo, titanita, apatito y zircón.

El cuarzo está recristalizado y fracturado, oscureciendo el reconocimiento de los granos y la matriz (foto 16a). La recristalización se manifiesta a través de su extinción ondulante hasta el desarrollo de límites lobulados. Las fracturas que presenta están rellenas de cuarzo.

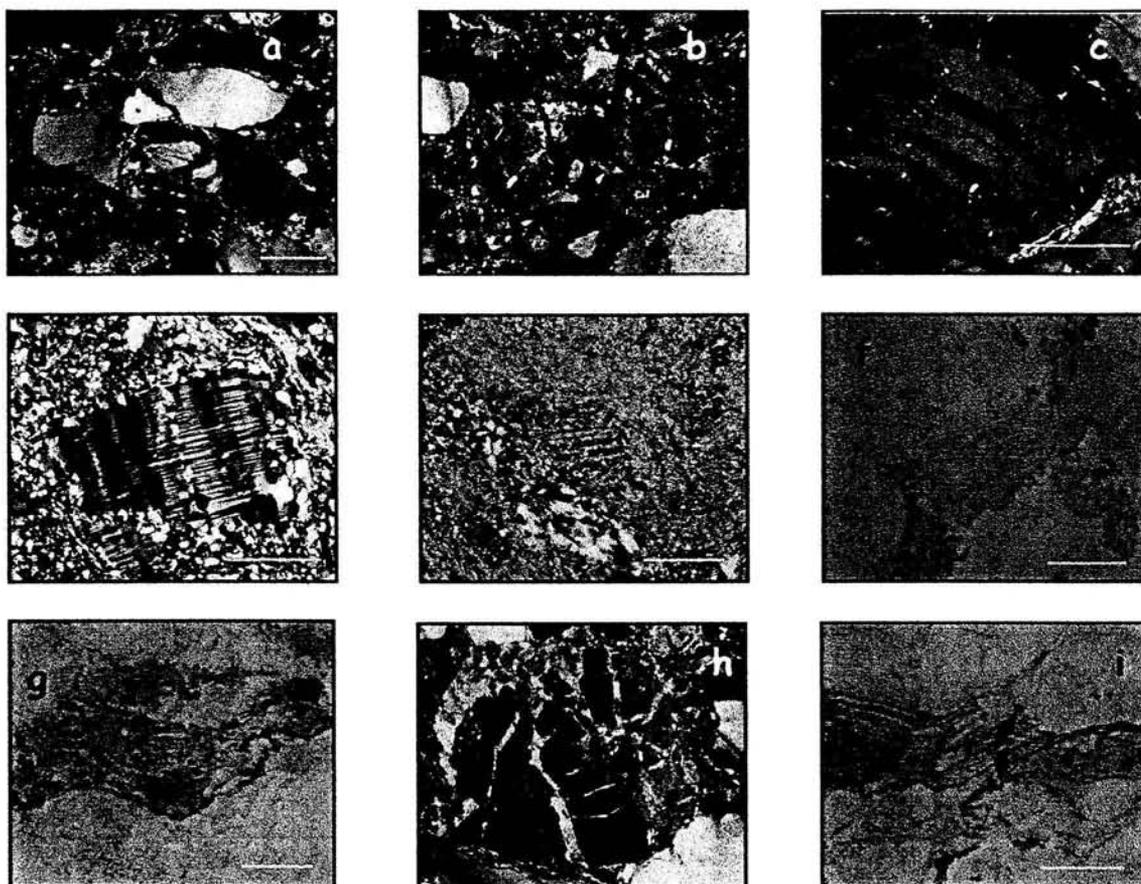
Los feldespatos incluyen microclina, ortoclasa y plagioclasa. La microclina es la más abundante y presenta su típica macla en enrejado (foto 16b). La ortoclasa es escasa y contiene fracturas rellenas de calcita. En ambos casos, sus límites son rectos y relacionados a la presencia de cuarzo. La plagioclasa es albita y oligoclasa. Su forma tiende a ser subangulosa y están fracturados. En algunos casos los granos corresponden a plagioclasa deformada dúctilmente (foto 16c). También es común la pertita, es la más abundante, su tamaño es considerable y generalmente está rodeada por pequeños cristales de cuarzo (foto 16d).

La mica blanca ocurre en listones siguiendo la orientación de la foliación, definiendo una foliación anastomosada. También se observa en pequeños cristales (foto 16e).

La clorita es uno de los minerales que define la foliación (foto 16f). En algunos casos, ocurre como producto de alteración de la biotita, la cual es muy escasa y en su mayoría está alterada (foto 16g). Los granos de biotita están crenulados.

Calcita: en su mayor parte ocurre relleno de fracturas presentes en los granos de cuarzo y feldespato (foto 16h). No es abundante, y aunque poco común, en ocasiones se observa en vetas con la misma orientación a la dirección de la foliación.

Fragmentos líticos: no son abundantes, representan hasta el 1% en volumen de la rocas. Los fragmentos identificados, corresponden a filitas, esquistos y rocas graníticas (foto 16i). Algunos de sus constituyentes tienen cristales aciculares.



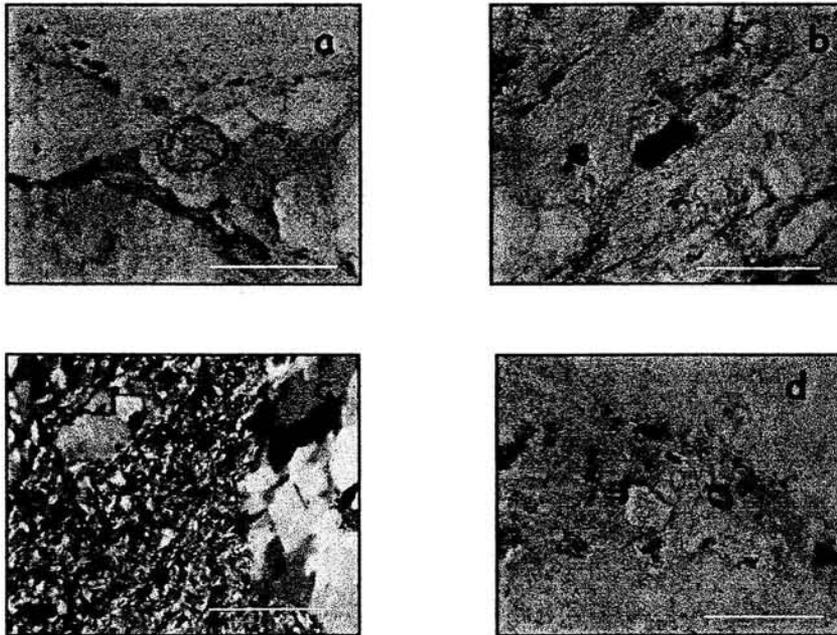
Fotos 16. Microfotografías de los minerales esenciales encontrados en las muestras Fr-3 y Fr-4; a) cuarzo recristalizado fuertemente fracturado; b) microclina fracturada con macla de enrejado; c) plagioclasa con macla polisintética deformada dúctilmente; d) pertita de gran tamaño ($\sim 300 \mu$) bordeado por pequeños cristales de cuarzo; e) mica blanca orientada con la misma dirección a la foliación; f) cristales de clorita orientados con la dirección de foliación; g) clorita producto de la alteración de la biotita; h) cristales fracturados de cuarzo y feldespato rellenos por calcita; i) fragmentos líticos, aparentemente de otra roca metamórfica, posiblemente esquisto.

Los MP dominantes son apatito, rutilo y zircón y en menor cantidad se reconocieron piroxenos, anfíboles, turmalinas y alanitas. La descripción en lámina delgada de algunos de ellos se presenta a continuación:

Los apatitos ocurren en tamaños que alcanzan hasta 1 mm. están fracturados y tienen un color amarillento. Están incluidos en la matriz, cuarzo y esporádicamente en los feldespatos (foto 17a).

El rutilo tiene un color pardo rojizo y su forma es prismática (euhedral) y no es muy abundante (foto 17b). En ocasiones presenta pleocroismo muy bajo. No tienen una orientación preferencial y están incluidos en la matriz.

Los zircones de acuerdo a la forma que presenta se integraron en dos grupos; el primer grupo está constituido por granos euhedrales que varían en tamaño de los 150 a los 500 μm . Estos últimos se ubican en la matriz (foto 17c), mientras los de menor tamaño también se observaron incluidos en los granos de cuarzo. El segundo grupo de zircones corresponde a formas redondeados y muy fracturados; están incluidos en la matriz y su tamaño es mayor a las 650 μm (foto 17d).



Fotos 17. Minerales pesados encontrados en las muestras Fr-3 y Fr-4, observados con el microscopio petrográfico; a) apatito fracturado dentro de la matriz asociado con feldespatos; b) rutilo euhedral de color pardo rojizo incluido en la matriz; c) zircón subeuhedral incluido en la matriz; d) zircones con formas diversas, algunos se observan redondeados y todos ellos se encuentran dentro de la matriz.

La descripción de los granos minerales obtenidos en el concentrado se realizó en cada uno de las distintas especies de MP antes mencionadas, dicha descripción es la siguiente:

Piroxenos: A pesar de que en el estudio petrográfico, no se observaron piroxenos, en el concentrado sí y aún cuando no son muy abundantes, se encontraron con relativa facilidad. La mayoría son clinopiroxenos y se presentan con formas euedrales y con las aristas y vértices muy desgastados, todos los piroxenos contienen inclusiones de minerales magnéticos y en general, se observan con un color amarillo verdoso ó pardo, el tamaño promedio de los cristales es de 250 a 380 μ (fotos 18a y 18b).

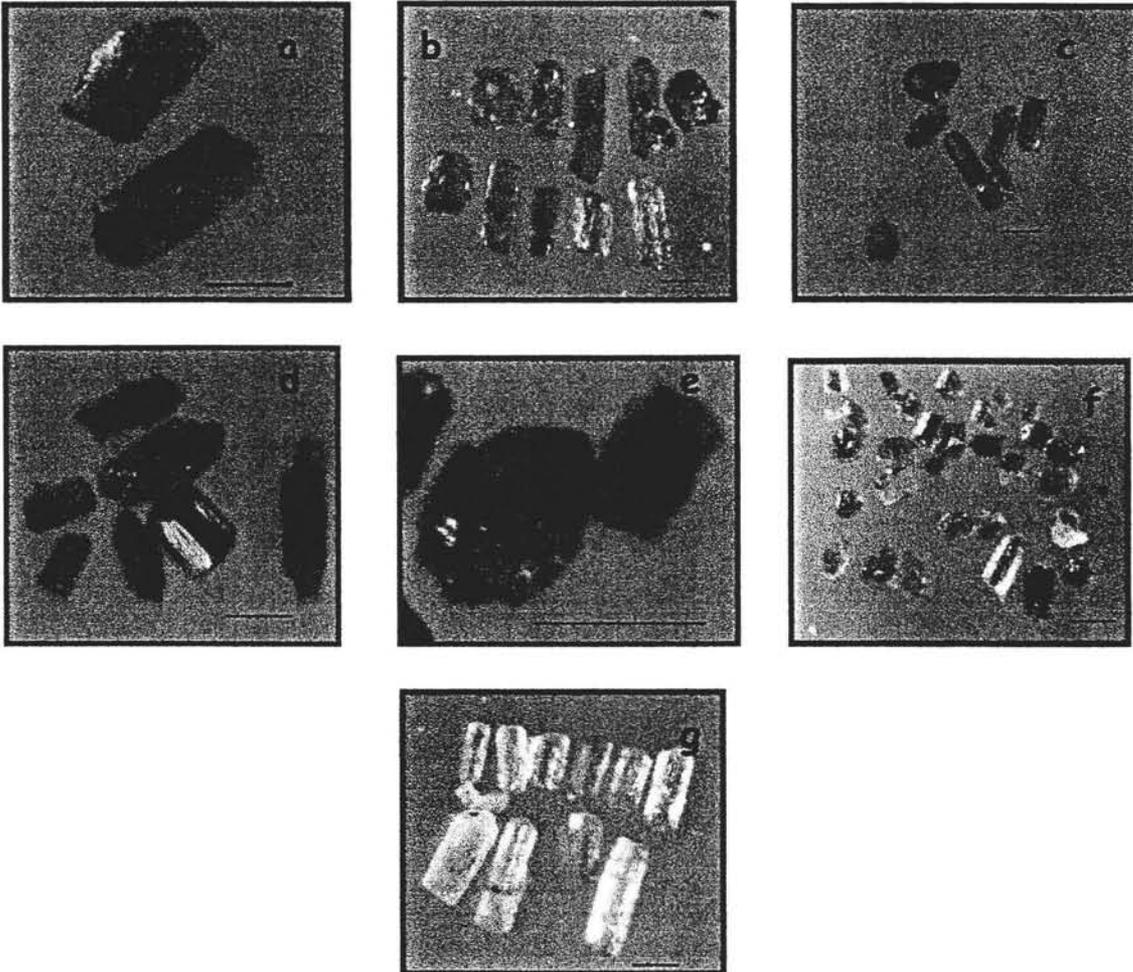
Anfíboles: Los anfíboles se presentan con colores que van desde un amarillo claro hasta lo incoloro, la mayoría de ellos se encuentran con formas euedrales, aunque también se observan en fragmentos, como en el caso de los piroxenos, también presentan gran cantidad de inclusiones de minerales magnéticos, el rango de tamaño en el que se encuentran van de las 100 a las 250 μ (foto 18c).

Turmalinas: Se encuentran en una concentración baja, y normalmente ocurren como fragmentos, aunque llegan a encontrarse granos con formas prismáticas euedrales pero con ausencia de la pirámide que estos minerales desarrollan, la mayoría de los cristales se presentan en color pardo, algunos de ellos tienen sus aristas muy rotas y en algunos casos tienden a verse redondeados, los tamaños en los que se encuentran es de ~ 110 μ (foto 18d).

Granates: Los granates son muy escasos y se encuentran como fragmentos, lo que hace difícil su identificación, como en casos anteriores, se utilizó la energía de rayos X para reconocerlos. Casi todos los fragmentos se presentan de color anaranjado claro ó miel, su lustre como ya es típico es resinoso, en general no se aprecian muchas características en los minerales y su tamaño no pasa de las 120 μ (foto 18e).

Apatitos: También se identificaron apatitos ahumados, cuyo color va desde un gris intenso que se desvanece hasta ser incoloros (fotos 18f), se encuentran con una gran

diversidad de formas y tamaños. La forma más común en la de granos prismáticos subeuhedrales. Su tamaño varía entre las 30 y 240 μm . El segundo grupo, corresponde a granos prismáticos euhedrales, incoloros y sin inclusiones, algunos con fracturas en la parte media del cristal con respecto al eje *c*, el tamaño promedio en el que se presentan es de 120 a 410 μm (foto 18g).



Fotos 18. Minerales pesados observados con el microscopio estereoscópico; a) y b) cristales de piroxenos con formas euhedrales, algunos de ellos presentan gran cantidad de inclusiones; c) anfíboles euhedrales con algunas inclusiones de magnetita; d) turmalinas de diversos tamaños, la mayoría están rotas; e) fragmentos de granates con lustre resinoso y ligeramente pulidos; f) apatitos ahumados con formas subeuhedrales y tamaños aproximados a las 100 μm ; g) cristales de apatito euhedrales, algunos se presentan fracturados en su parte media con respecto al eje *C*.

Los zircones representan a los MP más abundantes entre los que se encuentran los zircones tipo jacintos, típicos de rocas precámbricas. Los zircones jacintos se presentan en distintos tamaños; el primero no rebasa las 70 μm , el segundo varía

entre las 300 a 470 μm . En general, los jacintos están muy retrabajados y presentan formas esféricas. También son abundantes los fragmentos de color rosa e incoloros, están pulidos y su tamaño es de 230 μm en promedio. Los zircones tienen distintos colores (rosas, ahumados, blancos, incoloros) y tamaño, aunque predominan los granos de alrededor de 310 μm . Los zircones metamórficos ocurren en fragmentos pequeños (85 μm), y en su mayoría están pulidos. Los zircones euhedrales tienen formas simples tipo P₂, P₃ y P₄ Pupin y Turco (1972) (tabla 13).

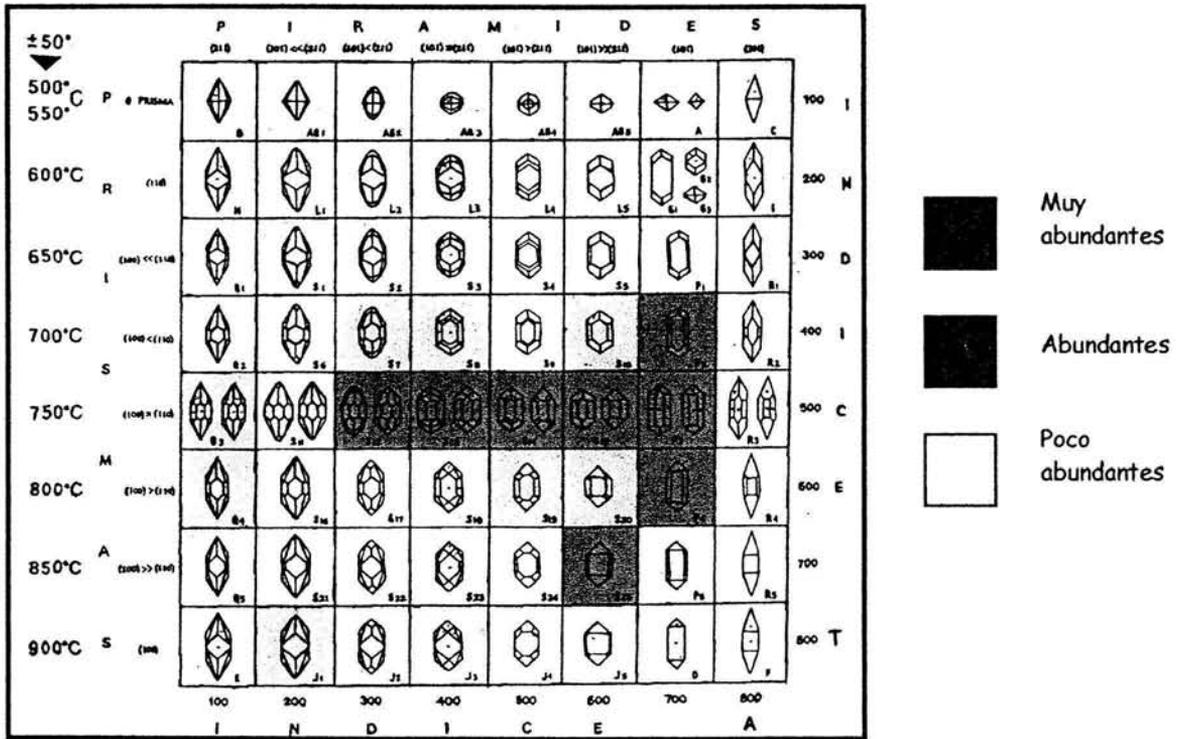


Tabla 13. Tabla de clasificación morfológica de Zircones de las muestras Fr-3 y Fr-4 (modificada de Pupin y Turco, 1972).

IV. 3 Análisis de Procedencia con base en MP.

El estudio de MP se ha aplicado con buenos resultados en la determinación de procedencia en sedimentos y rocas sedimentarias. La resistencia de algunos MP al metamorfismo de bajo grado y a la deformación penetrante los convierte en excelentes herramientas para el análisis de procedencia en secuencias meta sedimentarias. Sin embargo, debemos considerar que algunos grupos se pierden a lo largo del ciclo sedimentario o bien durante los procesos de deformación y metamorfismo. Estudios realizados, documentan cómo los procesos diagenéticos influyen en la pérdida parcial o total de muchas de las especies de MP (Morton, 1984; Milliken, 1988; Cavazza and Gandolfi, 1992). Mientras que la deformación y metamorfismo pueden propiciar la destrucción y/o formación o sobrecrecimiento de MP. Es importante diferenciar mediante distintas técnicas analíticas, los MP detríticos de los metamórficos para evitar confusiones.

La ocurrencia y la variedad de MP están controladas, en primera instancia por la forma, el tamaño y la densidad. Cuando estas propiedades son parecidas, su comportamiento hidráulico es similar y por lo tanto reflejan mejor las características de la fuente de aporte (Mange y Maurer, 1992; Morton y Hallsworth, 1994). Los MP estables en procesos diagenéticos profundos y en condiciones de metamorfismo de bajo grado incluyen al apatito, polimorfos de TiO_2 (rutilo, anatasa y brookita), turmalina y zircón (Morton, 1984; Mange y Maurer, 1992). En el caso del apatito tiene la restricción que las aguas subterráneas ácidas los disuelven. El granate, cuando es afectado por diagénesis tiende a desaparecer entre los 3000 y 3500 m por disolución (Morton, 1986). Comúnmente cuando la diagénesis o el metamorfismo de bajo grado afecta a los granates, estos presentan superficies de corrosión y alteración.

Para simplificar la información obtenida en el análisis de los MP de las muestras colectadas, se describen los resultados sobre procedencia y ambiente de depósito propuestos para cada unidad del CA en orden estratigráfico- estructural.

IV.3. 1 Formación Cosoltepec.

La mineralogía de las rocas metasedimentarias de la Formación Cosoltepec está compuesta por cuarzo, feldespato y esporádicamente se observan algunos fragmentos de roca (filita, esquisto y metagranito). Esta mineralogía sugiere una influencia continental. El cuarzo está muy recristalizado y varía desde granos con extinción ondulante hasta otros con límites lobulados, lo cual permite, independientemente de la recristalización, diferentes procedencias, que incluye rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas de alto grado (contactos crenulados, irregulares y suturados, entre otros). También se presentan algunos granos de cuarzo criptocristalino y otros con inclusiones de rutilo, que tal vez representen respectivamente metapedernal, o cuarzo derivado de terrenos granulíticos. Los granos de feldespato con sus diferentes grados de alteración reflejan una fuente plutónica y/o metamórfica.

En el caso de los MP, es clara la presencia de dos dominios bien marcados: área de Olinalá y área de Tehuitzingo. En ambos casos, el grupo mineral más abundante es el zircón con más del 50% del volumen total (Fig.10). Las diferencias entre las dos áreas con respecto a este grupo es en el orden de abundancia (para detalles ver descripción petrográfica). Para las meta areniscas del área de Olinalá, los cristales euhedrales de zircons tienen formas con desarrollo de pirámides en la cara 211, lo que sugiere granitos prealuminosos (Pupin, 1976). Las formas de los zircons, aunado con la presencia de zircons metamórficos, representan una fuente relativamente local. La ausencia de turmalina y rutilo y el apatito como el segundo mineral más abundante

sugiere una fuente granítica o metagranítica. Por otro lado, los anfíboles y piroxenos sugieren una segunda fuente magmática. El granate es común en rocas metamórficas y algunas rocas ígneas (ultramáficas y pegmatitas). La presencia, aunque esporádica de granates sugiere una fuente metamórfica.

En el área de Tehuitzingo, las rocas metasedimentarias de la Formación Cosoltepec son cuarcitas, donde los MP más abundantes son los zircones (ver descripción). Destacando, la ausencia de zircones metamórficos y las formas simples de los granos euhedrales. En general están mejor redondeados que en las meta areniscas, sugiriendo mayor retrabajo. El rutilo sugiere fuentes ígneas o metamórficas, aunque es más común en esquistos, gneises y anfibolitas, razón por la cual Force (1980) concluyó que en su mayoría el rutilo proviene de rocas metamórficas de alto grado.

La turmalina puede provenir prácticamente de cualquier tipo de rocas. Sin embargo, su geoquímica es un buen indicador de procedencia. Los análisis químicos realizados en las turmalinas de la Formación Cosoltepec corresponden a las del grupo chorlo-dravita y son comparables a las de los análisis obtenidos para los Granitoides Esperanza (Reyes-Salas, 2003).

El análisis petrográfico de MP para las cuarcitas de la Formación Cosoltepec sugieren una fuente metamórfica, así como la influencia de un margen continental, tal vez Proterozoico. Las fuentes de aporte para las rocas de la Formación Cosoltepec en el área de Olinalá y Tehuitzingo no fueron las mismas. Para el área de Olinalá la fuente de aporte principal fue local y predominantemente granítica, mientras que en Tehuitzingo fue predominantemente metamórfica.

- Epidota
- Allanita
- Granate
- Titanita
- Turmalinas
- Anfíbol
- Rutilo
- Piroxeno
- Frag. apatitos
- Apatitos euedrales
- Apatitos ahumados
- Frag. Zircones
- Zircones euedrales
- Zircones jacintos
- Zircones redondeados
- Zircones metamicticos

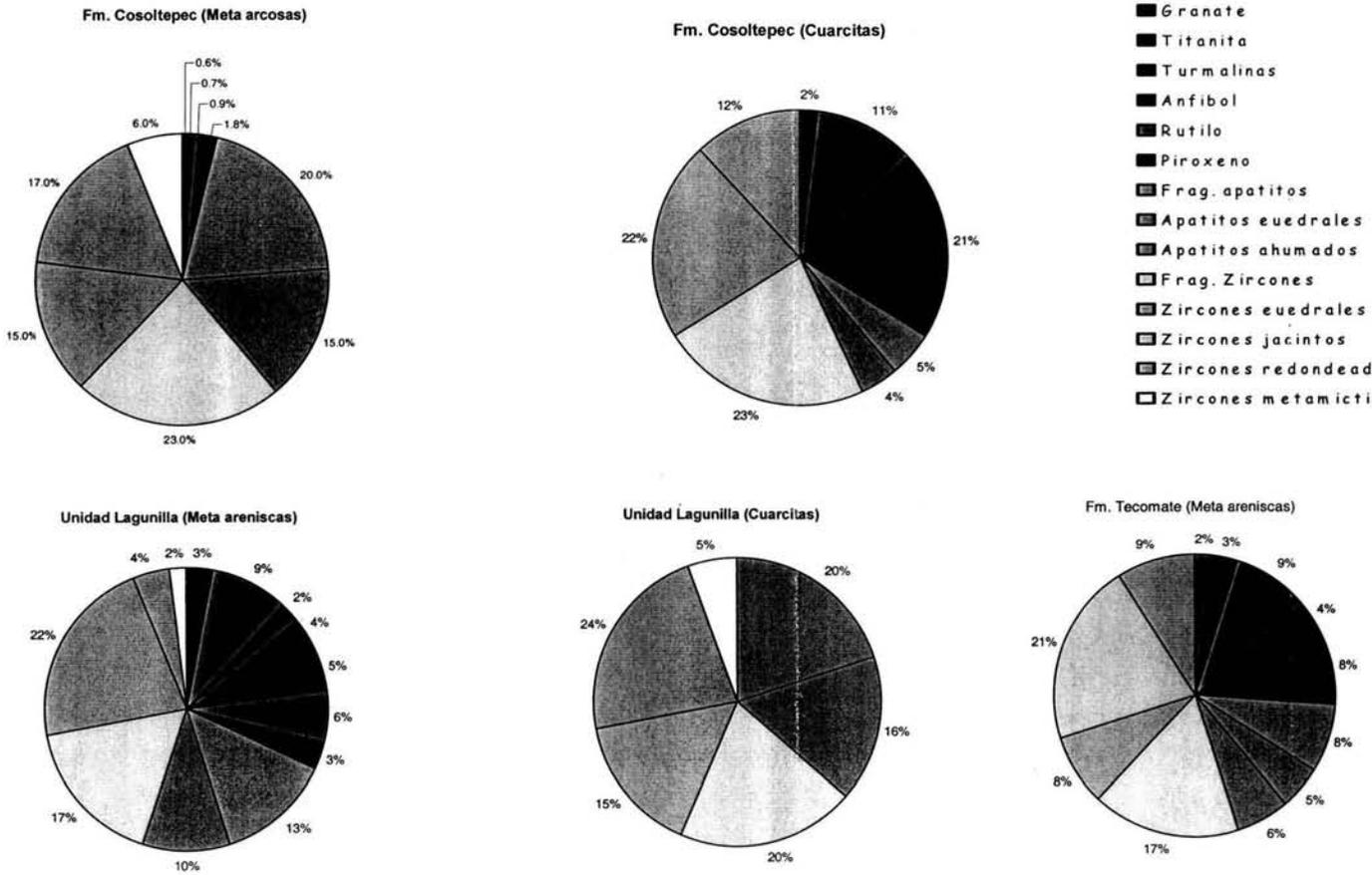


Figura 10. Diagramas de abundancia de MP de las distintas unidades analizadas del Complejo Acatlán.

IV.3.2 Unidad Lagunilla.

La composición predominantemente cuarzo-feldespática de esta unidad sugiere influencia continental. Las muestras analizadas para esta unidad corresponden a meta arcosas y cuarcitas en la misma localidad con diferente nivel estratigráfico-estructural. Las meta arcosas tienen mayor variedad de MP que incluyen zircones, apatitos, alanita, rutilo, titanita, granate, epidota y ocasionalmente anfíboles y piroxenos. Mientras que las cuarcitas únicamente contienen zircón y apatito. Destaca en ambos casos la ausencia de turmalina.

Las formas de los zircones en todas las muestras analizadas (cuarcitas y meta arcosas) son simples, con un mínimo desarrollo de sus pirámides, incoloros y algunos zircones metamórficos. La diferencia es que en la cuarcita su abundancia es menor y tienen mayor retrabajo (Fig. 10). Los apatitos en ambas litologías, también son comparables, sin embargo, en las cuarcitas dominan los fragmentos. Es decir, la cuarcita y las meta arcosas tienen la misma fuente de aporte, donde la ausencia de los grupos de MP en las cuarcitas es producto del retrabajo sedimentario.

La variedad y el tipo de los MP en las meta arcosas de la Unidad Lagunilla sugieren una fuente metamórfica, pero diferente a la de las de la Formación Cosoltepec. Es notoria, la diferencia en la geoquímica de los piroxenos y granates entre ambas unidades, así como la presencia de alanita en la unidad Lagunilla. Para el caso de los zircones metamórficos destaca que mientras que para la Formación Cosoltepec son de color rosa, en la Unidad Lagunilla son de color blanco.

La fuente de aporte junto con las características litológicas de la unidad Lagunilla sugieren su desarrollo cerca de un margen continental, diferente al relacionado al desarrollo de la Formación Cosoltepec.

IV. 3. 3 Formación Tecomate.

La Formación Tecomate es la unidad metasedimentaria del CA que tiene la mayor variedad litológica, dominando, como en los casos anteriores su composición cuarzo-feldespática. Para este caso se analizaron dos muestras de meta arcosas de diferentes niveles estratigráficos, sin embargo, los MP son los mismos. El grupo más abundante es el zircón. También contienen apatito, rutilo, alanita, turmalina y piroxenos. Los zircones se presentan como fragmentos, granos redondeados y euhedrales, donde esté último grupo es el más escaso. Se encuentran de manera abundante granos de zircón jacintos, los cuales se considera que provienen de fuentes precámbricas.

Las características de los MP sugieren que la Formación Tecomate tuvo como fuente de aporte a las unidades inferiores del Complejo Acatlán, al menos en los Granitoides Esperanza (Sánchez-Zavala, et al., 1997). Los zircones de color rosado y los jacintos son abundantes, además de que se encuentran redondeados, sugiriendo la influencia de un margen continental precámbrico, tal vez Oaxaquia.

En conjunto los MP de la Formación Tecomate se presentan con mayor retrabajo que los observados en la Formación Cosoltepec y la Unidad Lagunilla. Algunos de ellos, son similares sugiriendo que la fuente de aporte de algunos de ellos pudieran ser derivados de estas unidades.

V. Marco Paleogeográfico

El Grupo Petlacingo es predominantemente sedimentario y posee la unidad de mayor distribución espacial del Complejo Acatlán: la Formación Cosoltepec. Las características de esta unidad incluye una litología homogénea que consiste en cuarcitas, filitas y meta pedernal con intercalaciones esporádicas de meta areniscas y carbonatos. La polideformación es otro de sus atributos, no obstante, se han reconocido algunas estructuras sedimentarias como estratificación gradada, "slump" e incluso huellas de carga (Ramírez-Espinosa, 2001), sugiriendo un ambiente de talud. También contiene cuerpos de roca metavolcánicos en relación tectónica con los cuerpos metasedimentarios. La litología de la Formación Cosoltepec junto con las estructuras sedimentarias reconocidas sugiere su depósito en un ambiente turbidítico distal.

Los MP que se describieron para esta unidad sugieren la influencia de un margen continental. La composición química de la turmalina indica una procedencia de terrenos metamórficos, mientras que el cuarzo rutilado sugiere fuentes granulíticas. En este sentido, las edades modelo reportadas para las rocas de la Formación Cosoltepec son comparables con las del Complejo Oaxaqueño (Ruiz y Pattchet, 1988 y Yáñez et al., 1991). Todo esto en conjunto indican que el margen continental relacionado a la sedimentación de esta unidad es Oaxaquia.

Con respecto a la unidad Lagunilla, su litología, que consiste en una secuencia metasedimentaria compuesta por metaconglomerados, meta arcosas y cuarcitas, sugiere un ambiente sedimentario de formación continental o transicional. El análisis de sus MP revela una procedencia diferente a la de la Formación Cosoltepec, aunque en ambos casos es clara la influencia continental y un ambiente de depósito diferente.

Desafortunadamente, lo local de sus afloramientos no permite hacer mayores inferencias sobre su origen.

Por último, la Formación Tecomate es la unidad estratigráfico estructural superior del CA y se distingue de las anteriores por su variedad litológica, siempre predominantemente clástica. La relación discordante, aunque retrabajada con respecto a las unidades inferiores del CA, se manifiesta a través de la presencia de algunos de sus MP, particularmente de los Granitoides Esperanza y de la Formación Cosoltepec. Destaca la presencia de zircones tipo jacinto, a los cuales se les relaciona con una procedencia precámbrica. Edades obtenidas para algunos de los zircones detríticos evidencian una fuente grenvilliana (Sánchez-Zavala et al., en prensa) que sugieren su relación con Oaxaquia.

En resumen, la Formación Cosoltepec se desarrollo en un ambiente marino distal con influencia de un margen continental que puede ser Oaxaquia. Mientras que la unidad Lagunilla se depositó en condiciones diferentes y bajo influencia continental diferente a la de la Formación Cosoltepec. La Formación Tecomate se depositó sobre las unidades inferiores del Complejo Acatlán con influencia continental tipo Grenvilliano (Oaxaquia).

VI. Discusión y Conclusiones

VI. 1 Discusión

Las primeras descripciones del Complejo Acatlán son de finales del siglo antepasado (Aguilera, 1875), intensificándose en los últimos años los estudios que tienen por objetivo entender su evolución tectónica (Ortega-Gutiérrez, et al., 1999; Ramírez-Espinosa, 2001; Keppie et al. 2004, entre otros). No obstante, la historia del Complejo Acatlán es aún motivo de debate. Las características geológicas del CA y su importancia, ofrece una buena oportunidad para proponer métodos alternativos en la resolución de sus problemas geológicos.

En el presente trabajo, se planteó el estudio de los Minerales Pesados presentes en algunas de las unidades metasedimentarias del Complejo Acatlán con el objetivo de establecer su procedencia y las posibles relaciones que pudieran tener, así como su significado.

Las unidades analizadas son: la Formación Cosoltepec, Unidad Lagunilla y la Formación Tecomate. El análisis incluyó la descripción y la determinación de las características de los MP a través de diferentes técnicas. La información obtenida, junto con las relaciones de campo y sus características litológicas, implica un escenario dinámico con elementos tectónicos no considerados. Las muestras analizadas son de meta areniscas localizadas en los alrededores de Olinalá, Tehuitzingo y en Acatlán, Puebla.

El estudio de cada muestra se realizó con MP estables en condiciones de metamorfismo de bajo grado, e incluyó zircones, apatitos, titanitas, alanitas y turmalinas principalmente. Los grupos dominantes son el de los zircones, en diferentes variedades y apatitos. En menor proporción están las turmalinas, titanitas, rutilos,

granates, alanitas, anfíboles y piroxenos, que por su significado petrogenético se incluyeron en el estudio.

El análisis de procedencia con base en MP para distintas unidades del CA que se realizó es cualitativo, sin embargo, los datos obtenidos merecen ser considerados en la resolución de la historia tectónica del CA.

VI. 2 Conclusiones

La abundancia y escasa variedad de los MP descritos para el área de Olinalá en la Formación Cosoltepec contrasta con los grupos que contiene las rocas de la misma unidad en el área de Tehuiztingo, los cuales tienen una amplia variedad.

Los MP descritos en el área de Olinalá incluyen zircones euhedrales y fragmentos poco pulidos, cuya morfología indica una procedencia granítica local con influencia de una segunda fuente poco significativa representada por la presencia de anfíboles y piroxenos.

Para el área de Tehuiztingo, el retrabajo y la variedad en los zircones, junto con la presencia de turmalinas y titanitas, fueron derivados de rocas metamórficas de alto grado y graníticas, diferentes a las del área de Olinalá.

Además la presencia de cuarzo rutilado, junto con las edades modelo obtenidas para la unidad, indican una procedencia de terrenos granulíticos grenvillianos, que representa el margen continental, probablemente Oaxaquia.

La Unidad Lagunilla no es parte de los Granitoides Esperanza. Las características litológicas y petrográficas, así como sus MP, permiten su separación de los Granitoides Esperanza.

Los MP de la Unidad Lagunilla incluyen zircones, apatitos, rutilo, titanita, que junto con sus características litológicas muestran influencia continental. Sin embargo, las características de estos grupos contrastan con respecto a los descritos para la Formación Cosoltepec, es decir su fuente, aunque continental es diferente.

La Formación Tecomate tiene también como grupo dominante de MP a los zircones, destacando la presencia de jacintos, a los cuales se les atribuye una procedencia de terrenos Precámbricos. Las características de los apatitos, las turmalinas e incluso de algunas de las poblaciones de zircones sugieren que provienen de las unidades inferiores del Complejo Acatlán, particularmente de los Granitoides Esperanza y la Formación Cosoltepec.

Las características de los MP y edades obtenidas para algunos de los zircones detríticos de la FT indican una fuente grenvillina como Oaxaquia.

Las características litológicas, sedimentarias y de sus MP evidencian que la Formación Cosoltepec se depositó en un ambiente marino distal relacionado a un margen continental que pudo ser Oaxaquia.

La Unidad Lagunilla muestra influencia continental diferente a la Formación Cosoltepec, tal vez represente el fragmento que colisionó con Oaxaquia durante la orogenia Acateca.

Los MP de la Formación Tecomate, demuestran de manera indirecta su relación de discordancia con respecto a las unidades inferiores del CA, además de la influencia de un margen continental Grenvilliano.

Bibliografía

- Aguilera, J. G.; 1896. Sinopsis de la geología mexicana. Instituto Geológico (México), Boletín 4-6, p. 187.
- Bonilla-Ramos, A.; 2002. Petrología del Complejo Acatlán en el area de Santa Cruz Organal- San Pedro Cuayuca, estado de Puebla. Tesis de Licenciatura; Universidad Nacional Autónoma de México; Facultad de Ingeniería; pp. 72.
- Brunner, P.; Villaseñor- Martínez, A. B. Y Martínez, A.; 1988. Estudio bioestratigráfico de las rocas del Paleozoico en Izucar de Matamoros, Puebla. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-5015; p. 36; inédito.
- Campa- Uranga, M. F. Y López- Martínez, M.; 2000. Lavas máficas del Pérmico (288 Ma) en el Terreno Mixteco. 2da Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra; Pto. Vallarta, Jalisco; Resúmenes y programas; p. 329.
- Campa-Uranga, M.F., Gehrels, G. Y Torres de León, R.; 2002. Nuevas edades de Granitoides metamorfizados del complejo Acatlán en el estado de Guerrero. Instituto Nacional de Geoquímica, Actas, V.8; N° 1; p. 248 (resumen).
- Cavazza, W. y Gandolfi, G; 1992. Diagenetic processes along a basin-wide marker bed as a function of burial depth. *J. Sediment. Petrol.*; V. 62; p. 261-272.
- Corona- Ezquivel, J. R.; 1981 (1983). Estratigrafía de la región de Olinalá- Tecocoyunca, noroeste del estado de Guerrero. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*; V. 5, N° 1; p. 17-24.
- Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J.; 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Segunda Edición, Longman Scientific and Technology; U. K.
- Elías-Herrera, M. y Ortega-Gutiérrez, F.; 2002. Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic

- Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications. *Tectonics*; V. 21, N° 3; p. 1-18.
- Flores de Dios, L. A. y Buitrón, B. E.; 1982. Revisión y apuntes de la estratigrafía de la montaña de Guerrero. Serie técnico-científica de la Universidad Autónoma de Guerrero; N° 12; pp. 28.
 - Flores de Dios, L. A., Vachard, D. Y Buitrón, B. E.; 1998. New Mesozoic age for red beds of the Yododeñe Formation, Oaxaca, México. Primera Reunión de Ciencias de la Tierra; 21-25 September 1998; Libro de Resúmenes, p. 143.
 - Flores de Dios, L. A., Vachard, D. Y Ramírez-Espinosa, J.; 2002. Hallazgo de microfósiles del Struniano (Famenniano tardío, Devónico terminal) en San Salvador Patlanoaya (Puebla, México), consecuencias geodinámicas. *Sociedad Geológica Mexicana; Convención Geológica Nacional*, V. 16; Libro de Resúmenes; p. 432 (resumen).
 - Force, E.; 1980. The provenance of Rutile. *Journal of Sedimentary Petrology*; V. 50; N° 2; p. 485-488.
 - Friis, H.; 1976. Weathering of a Neogene fluvialite fining upwards sequence at Voervadsbro, Denmark. *Bulletin of Geological Society of Denmark*; V. 25; p. 99-105.
 - González- Arreola, C., Villaseñor- Martínez, B. Y Corona-Esquivel, R.; 1994. Permian fauna of the Los Arcos Formation, Municipality of Olinala. State of Guerrero, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*; v. II; N° 2; p. 214- 221
 - Hernández-Espriú, J. A. y Morales-Morales, F.; 2002. *Geología metamórfica del Complejo Acatlán y su cobertura paleozoica del área de San Miguel Las Minas- Patlanoaya- Ahuatlán, estado de Puebla*. Tesis de Licenciatura; Universidad Nacional Autónoma de México; Facultad de Ingeniería; pp. 102.
 - Keppie, D. J., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M. y Nance, R. D.; 2003. Paleozoic and Precambrian rocks of southern México-Acatlán

- and Oaxacan complexes. Guidebook for field trips of the 99 the Annual Meeting or the Cordilleran Section of the Geological Society of America. Puerto Vallarta, Jalisco; Field trip 12; p. 281-314.
- Keppie, D., Sandberg, C. S., Miller, B. V., Sánchez-Zavala, J. L., Nance, R. D. y Poole F. G.; 2004. Implications of Latest Pennsylvanian to Middle Permian Paleontological and U- Pb SHRIMP Data from the Tecamate Formation to Redating Tectonothermal Events in the Acatlán Complex, Southern Mexico. *International Geology Review*; v.46, Iss. 8; p. 745- 753.
 - Mange, M. A. y Maurer, H. F. W.; 1992. *Heavy Minerals in Colour*. Chapman and Hall, London; pp. 147.
 - Milliken, K. L.; 1988. Loss of provenance information through subsurface diagenesis in Plio-Pleistocene sediments, northern Gulf of Mexico. *J. Sediment. Petrol.*; V. 58; p. 992-1002.
 - Morton, A. C.; 1984. Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones from The North Sea Basin. *Clay Minerals*; V.19; p. 287-308.
 - Morton, Andrew C.; 1985. A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the Northern North Sea. *Sedimentology*; V. 32; p. 553-566.
 - Morton, A. C.; 1986. Influences of provenance and diagenesis on detrital garnet suites in the Paleocen Forties Sandstone, central North Sea. *Journal of Sedimentary Geology*; V. 57; p. 1027-1032.
 - Morton, Andrew C. y Hallswoerth, Claire; 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones; *Sedimentary Geology*; V. 90; p. 241-256.
 - Morton, Andrew C. y Hallswoerth, Claire; 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones; *Sedimentary Geology*; V. 124; p. 3-29.

- Ordoñez, E.; 1906. Las rocas Arcaicas de México. Mem. Soc. Científica Antonio Alzate; v. 22; p. 315- 331
- Ortega- Gutiérrez, F.; 1975. The pre-Mesozoic geology of the Acatlan area, south Mexico. Ph.D Thesis, University of Leeds, Leeds, UK; pp. 166.
- Ortega- Gutiérrez, F.; 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja. Estados de Puebla y Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México; Instituto de Geología, Revista 2; p. 112-131.
- Ortega- Gutiérrez, F.; 1981. La evolución tectónica pre misisípica del Sur de México. Revista del Instituto de Geología UNAM; v. 5; p. 140- 145
- Ortega- Gutiérrez, F.; 1993. Tectonostratigraphic analysis and significance of the Paleozoic Acatlan Complex of southern Mexico. In: Ortega- Gutiérrez, F., Centeno- García, E., Moran- Zenteno, D., Gomez-Carballedo, A.; Terrane Geology of Southern Mexico. Universidad Nacional Autónoma de México; Instituto de Geología, First Circum-Atlantic Terrane Conference; Guanajuato, Mexico; Guidebook of Field Trip B; p. 54-60.
- Ortega- Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno- García, E.; 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the Late Paleozoic. *Geology* 23; p. 1127-1130.
- Ortega- Gutiérrez, F., Elias- Herrera, M., Reyes- Salas, M., Macias- Romo, C. y López, R.; 1999. Late Ordovician- Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana- Laurentia connections. *Geology* 27; p. 719-722.
- Powell, J. T., Keppie, J. D., Ortega- Gutiérrez, F. Y Nance, R.D.; 1998. Structural History of the Magdalena Migmatite, Acatlan Complex, Southern Mexico, in Keppie, J. D., ed., IGCP #376 Field Trip in the Mixteco and Zapoteco Terranes. Instituto de Geología UNAM; México; Program and Abstracts; p. 28

- Pupin, J. P. y Turco, G.; 1972. Le zircon accessoire en geothermometrie. C. R. Ac. Sc., Paris; t. 274; p. 2121-2124.
- Ramírez- Espinosa, J., Flores de Dios, A., Buitrón, B. E., Silva, A. y Vachard, D.; 2000. Nueva Localidad del Paleozoico Superior al Noroeste de Acatlán, Puebla. 2da Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra; 30 -3 Octubre, Pto. Vallarta, Jalisco; p. 159.
- Ramírez- Espinosa, J.; 2001. Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlán Complex in Southern Mexico, and its correlation with the Appalachian system. Ph. D.; University of Arizona; pp. 178
- Ramírez-Espinosa, J., Ruiz, J. Y Gehrels, G.; 2002. Procedencia Pan-Africana en la sedimentación de la Formación Cosoltepec del Complejo Acatlán - evidencia del margen pasivo oriental del Iapetus en el sur de México. Instituto Nacional de Geoquímica; Actas; V. 8, N° 1; p. 181-182.
- Reyes-Salas, M.; 2003.. Mineralogía y petrología de los Granitoides Esperanza del Complejo Acatlán, Sur de México. Tesis de doctorado; Facultad de Ciencias Químicas e Ingeniería; UNAM; pp. 165
- Robinson, L.K.; 1990. U- Pb Geochronology of basement terranes and the tectonic evolution of southern mainland México. M. S. thesis, San Diego state University; pp. 188
- Rodríguez- Torres, R., 1970. Geología Metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla. Excursión México-Oaxaca. Sociedad Geológica Mexicana, p. 51-54.
- Sánchez-Zavala, J. L. y Ortega- Gutiérrez, F.; 1997. La Formación Tecomate y su papel en la Evolución Tectónica del Complejo Acatlán del Sur de México. II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados; Pachuca, Hidalgo; Resumen.
- Sánchez-Zavala, J. L. Y Ortega- Gutiérrez, F.; 1998. The Tecomate Formation and its role in the Early and Middle Devonian. Tectonic Evolution

- of the Acatlan Complex, Southern of Mexico, in Keppie, J. D., ed., IGCP #376 Field Trip in the Mixteco and Zapoteco Terranes. Instituto de Geología UNAM; México; Program and Abstracts; p. 28
- Sánchez- Zavala, J. L., Ortega- Gutiérrez, F. y Elías- Herrera, M.; 2000. La orogenia Mixteca del Devónico del Complejo Acatlán, sur de México. *GEOS*, Unión Geofísica Mexicana, 2da Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes y Programa 20 (3), p. 321-322.
 - Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., César de la Cruz, J. y Vega, R.; 2002. Esquistos azules en el Complejo Acatlán (Sur de México), implicaciones tectonometamórficos. *Actas INAGEQ*; V. 8; N° 1; pp. 248.
 - Vachard, D., Flores de Dios, A., Buitrón, B. E. y Grajales, M.; 2000. Biostratigraphie par fusulines des calcaires Carbonifères et Permians de San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexique). *Geobios*; V. 33; p. 5-33.
 - Vázquez-Echavarría, A.; 1986. Descubrimiento de una nueva localidad de rocas marinas del Paleozoico al suroeste del Estado de Puebla. Informe Inédito, *Petróleos Mexicanos*.
 - Villaseñor- Martínez, A. B., Martínez- Cortés, A. y Contreras- Montero, B.; 1987. Bioestratigrafía del Paleozoico superior de San Salvador Patlanoaya, Puebla, México. *Revista de la Sociedad Mexicana Paleontológica*; V. 1; p. 396-417.
 - Weber, B., Meschede, M., Ratschbacher, L. y Frisch, W.; 1997. Structure and kinematic history of the Acatlan Complex in the Nuevos Horizontes- San Bernardo region, Puebla. *Geofísica Internacional*; V. 36; p. 63-76.
 - Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega- Gutierrez, F. y Gehrels, G. E.; 1991. Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: implications for Paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin* 103; p. 817-828.

Concentrados de MP vistos con el Microscopio Estereoscópico de algunas muestras de la Formación Cosoltepec (Muestras 180501-4a y 4b)

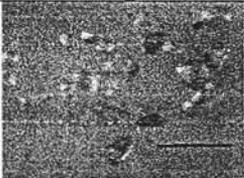
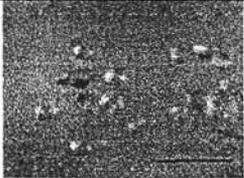
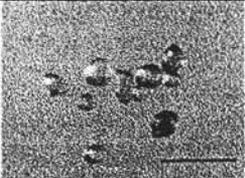
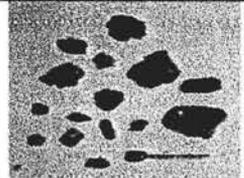
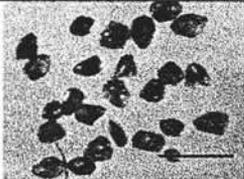
Foto	Descripción	Imagen	Foto	Descripción	Imagen
1	Apatitos amarillentos de diversos tamaños con algunas impurezas		9	Zircones metamórficos y zircones euedrales	
2	Apatitos incoloros de tamaños homogéneos sin impurezas		10	Zircones pulidos incoloros con superficies oxidadas por minerales magnéticos	
3	Apatitos rotos con contornos oxidados		11	Cristales semi-grandes, 1 muy pulido con inclusiones	
4	Anfíboles de color verde, vítreos con crucero en 2 direcciones		12	Cristales muy elongados con una relación 3:1, la pirámide esta poco desarrollada	
5	Fragmentos de zircones metamórficos muy pequeños		13	crisales elongados grandes, relación 3:1, 1 completo y los otros 2 un poco rotos	
6	Fragmentos de zircones metamórficos grandes		14	Cristales de tamaño mediano, se aprecian formas simples y con algunas inclusiones	
7	Zircones incoloros euedrales		15	crisales medio pequeños color rosa metamórficos, 1 transparente	
8	Zircones incoloros euedrales chicos		16	fragmentos semi cuadrados y 1 anguloso	

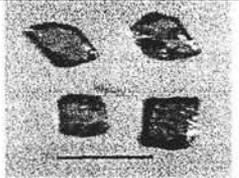
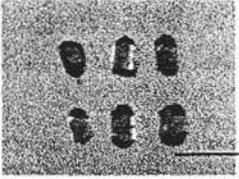
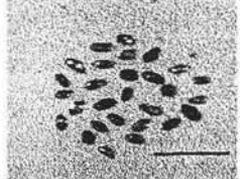
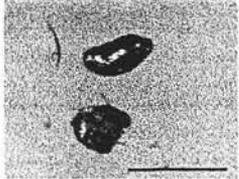
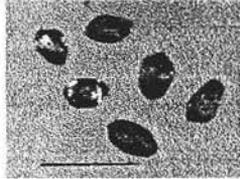
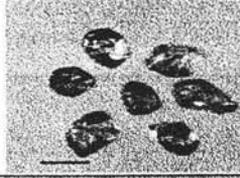
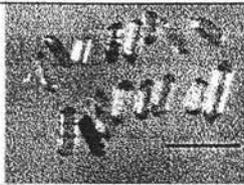
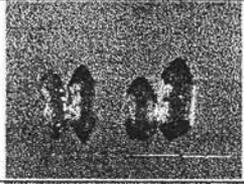
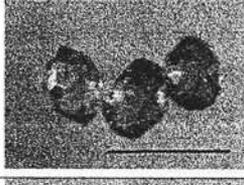
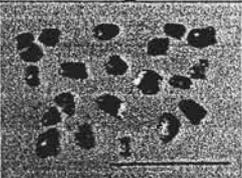
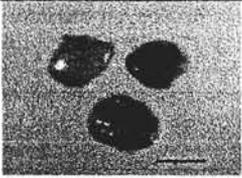
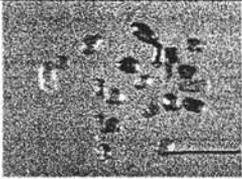
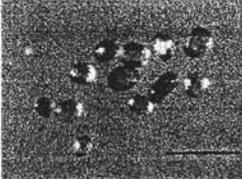
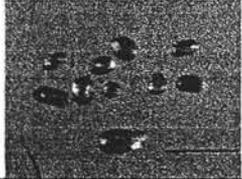
Foto	Descripción	Imagen	Foto	Descripción	Imagen
17	cristales rectangulares grandes		25	fragmentos planos con muchas inclusiones	
18	cristales rectangulares con poca pirámide, I se observa muy pulido		26	cristales muy pequeños con varias formas	
19	cristales elongados con una relación 3:1 grandes y con pirámides simples		27	cristales muy planos con formas simples y con sus pirámides poco desarrolladas	
20	cristales, relación 2:1 con formas simples		28	cristales pequeños, la mayoría metamórficos	
21	cristales, uno completo, el otro es un fragmento grande con aparente deformación		29	cristales pequeños con varias formas y un cristal metamórfico casi rectangular	
22	fragmentos metamórficos sin formas		30	cristales muy ovalados uno es metamórfico y esta muy pulido	
23	cristales elongados con poca pirámide		31	fragmentos grandes de cristales muy vítreos	
24	cristales elongados con un poco más de pirámide que el anterior		32	fragmentos metamórficos, algunos conservan las formas de las pirámides	

Foto	Descripción	Imagen	Foto	Descripción	Imagen
33	zircones medianos, todos ellos euedrales con muchas caras cristalinas		41	zircones poco redondeado, en general formas con pirámides desarrolladas	
34	Zircones euedrales, los cristales presentan morfología compleja		42	Zircones con formas simples y prismas elongados, las pirámides están poco desarrolladas	
35	Zircones subedrales con formas simples, prismas semi elongados		43	Zircones de tamaño homogéneo, formas semi complejas, sin impurezas	
36	Zircones sub redondeados, las formas originales parecen complejas		44	zircones muy chicos pero con morfologías complejas, algunos se aprecian pulidos	
37	Zircones muy pequeños, la pirámide esta muy desarrollada mientras que el prisma no		45	zircones metamicticos con pirámides desarrolladas y prismas cortos	
38	Zircones de formas diversas, en general, presentan formas simples		46	zircones muy chicos con formas simples sin inclusiones	
39	zircones chicos con las pirámides muy desarrolladas mientras que el prisma es simple		47	zircones con forma de rombo retrabajados	
40	zircones con forma de gota, pirámides complejas con muchas caras cristalinas		48	zircón roto y rellenado el otro parece deformado	

Concentrados de MP vistos con el Microscopio Estereoscópico de algunas muestras de la Formación Cosoltepec (140501-1)

Foto	Descripción	Imagen	Foto	Descripción	Imagen
1	Fragmentos de turmalinas, en general, los cristales han perdido la pirámide		9	zircones muy elongados, relación aprox. 1:5, en general, se presentan limpios	
2	zircón y turmalinas redondeadas de gran tamaño, no se aprecia forma original alguna		10	zircones de formas simples, algunos son fragmentos y se presentan muy planos	
3	Fragmentos de zircones de distintos tamaños y formas la mayoría se observan abrasionados		11	zircones elongados con evidencias de transporte, 3 presentan superficies de oxidación	
4	zircones muy redondeados, y con distintas formas originales				
5	zircones de tamaños variables de color rosado, algunos sugieren formas complejas				
6	zircones elongados transparentes, algunos presentan inclusiones				
7	Fragmentos de zircones, no se distingue su forma, aunque parecen formas simples				
8	zircones pequeños, la mayoría presentan pirámides algo desarrolladas y prismas simples				

Concentrados de MP vistos con el Microscopio Estereoscópico de las muestras DG-8,9 y 10 de la Unidad Lagunilla

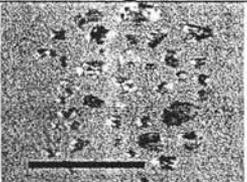
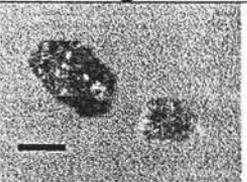
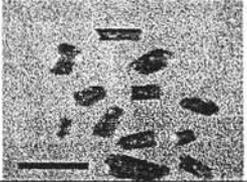
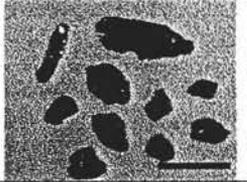
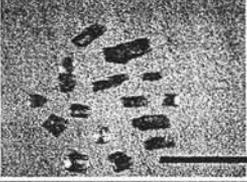
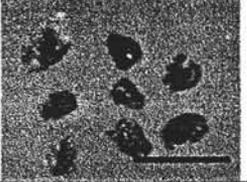
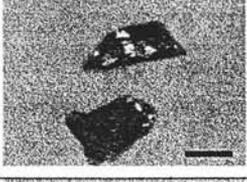
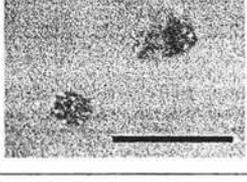
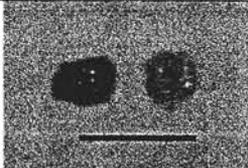
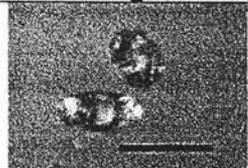
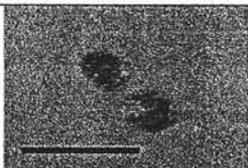
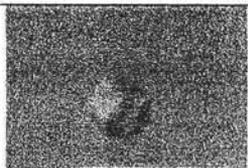
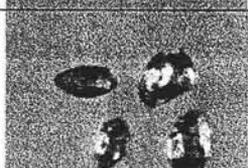
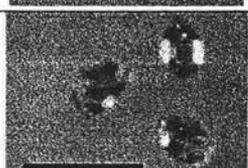
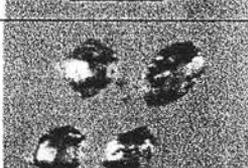
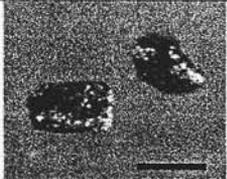
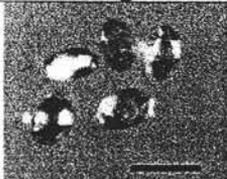
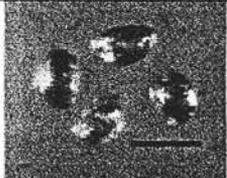
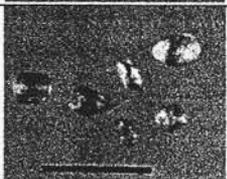
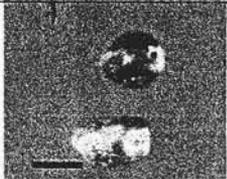
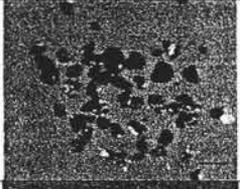
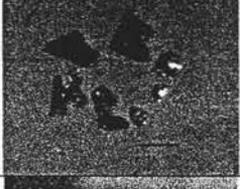
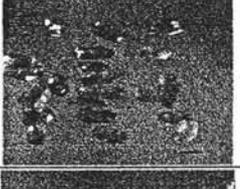
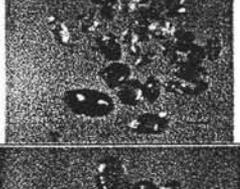
Foto	Descripción	Imagen	Foto	Descripción	Imagen
1	Fragmentos de apatitos de diferentes tamaños incoloros		9	Granates amorfos de color amarillo y lustre resinoso	
2	Apatitos subedrales, algunos ligeramente pulidos, en su mayoría son de color amarillo		10	Fragmentos de alantitas de color negro de brea, se presentan con gran tamaño	
3	Apatitos euhedrales de color amarillento, los cristales se observan fracturados por la mitad		11	Fragmentos de alantita de color pardo con lustre resinoso, presentan tamaño medio	
4	Apatitos euhedrales muy pequeños de color amarillento		12	Fragmentos de zircones angulosos con coloración amarillenta	
5	Apatitos amarillos, la mayoría se presentan pulidos		13	zircones subedrales con color rosa claro, se presentan sin inclusiones y tienen formas simples	
6	Piroxenos elongados ligeramente pulidos, presentan un color verde claro a translucido		14	zircones euhedrales rosados con prismas y pirámides simples	
7	Fragmentos de anfíboles de color amarillo pardo, presentan lustre vítreo		15	zircones euhedrales elongados con formas simples con color ligeramente rosado	
8	Fragmentos de epidota color amarillo, presentan un lustre vítreo		16	zircones subedrales incoloros, los prismas se observan simples y las pirámides son complejas	

Foto	Descripción	Imagen	Foto	Descripción	Imagen
17	Fragmentos de circones metamórficos, presentan formas esféricas		25	Fragmentos de circones color rosado, ligeramente pulidos	
18	zircones metamórficos euhedrales de color rosa claro y lustre terroso		26	zircones metamórficos color púrpura de formas euhedrales y tamaño medio	
19	zircón metamórfico color blanco, las superficies del cristal se observan semi destruidas		27	zircones subedrales, algunos son incoloros, otros son rosas, la mayoría con inclusiones	
20	zircones subedrales incoloros, la mayoría presentan pirámides bien desarrolladas		28	zircones incoloros subedrales ligeramente pulidos, se reconocen formas simples	
21	Zircones euhedrales incoloros con formas complejas y compactas		29	zircones fracturados y redondeados, todos presentan formas elongadas y están fracturados	
22	zircones redondeados muy pequeños incoloros, no se aprecia la forma		30	Grupo de circones muy pequeños con formas muy simples, casi no desarrollan pirámides	
23	Fragmentos de circones en donde todavía se aprecia la morfología de los cristales				
24	Zircones euhedrales incoloros con prismas y pirámides poco desarrollados				

Concentrados de MP vistos con el Microscopio Estereoscópico de la muestra D6-11 de la Unidad Lagunilla

Foto	Descripción	Imagen	Foto	Descripción	Imagen
1	Fragmentos de zircones metamórficos color pardo		9	zircones metamórficos con pirámides bien desarrollada	
2	Grupo de zircones redondeados color amarillo, los granos se aprecian esféricos		10	zircones color rosa, redondeados de tamaño mediano	
3	zircones redondeados amarillentos de mayor tamaño		11	zircones de formas semi complejas con algunos vértices y aristas pulidas	
4	zircones de formas complejas, pulidos de color rosado		12	zircones muy pequeños la mayoría incoloros, se aprecian retrabajados	
5	zircones rosados redondeados con formas elongadas		13	Fragmentos de zircones incoloros, no se distinguen las formas	
6	zircones redondeados esféricos de gran tamaño, uno incoloro y otro color rosa		14	Grupo de zircones incoloros, ligeramente retrabajados	
7	zircones de formas complejas ligeramente redondeados e incoloros		15	zircones muy pequeños de color rosado, la mayoría se observan redondeados	
8	zircones elongados ligeramente pulidos, se presentan con formas simples y ligeramente incoloros		16	zircones de formas simples con pirámides desarrolladas, son incoloros	

Concentrados de MP vistos con el Microscopio Estereoscópico de algunas muestras de la Formación Tecamate

Foto	Descripción	Imagen	Foto	Descripción	Imagen
1	Apatitos grandes redondeados y pulidos, la mayoría son incoloros		9	Zircones rosa más claro euedrales y pulidos.	
2	Fragmentos de rutilos, presentan una coloración pardo oscura		10	Zircones amarillos muy redondeados de diversos tamaños	
3	Allanitas de diversos tamaños, algunas se presentan amarillentas y otras color negro de brea		11	zircones incoloros redondeados y fracturados de color rosado	
4	Zircones metamórficos color púrpura muy pulidos (zircones jacintos)		12	zircones incoloros y algo rosados elongados.	
5	Zircones poco translucidos color amarillo oscuro muy redondeados		13	zircones euhedrales elongados e incoloros, se observan ligeramente pulidos	
6	Zircones poco translucidos color púrpura pulidos y redondeados		14	Zircones euhedrales limpios, relación 2:1, están un poco pulidos y redondeados	
7	Zircones rosa ligeramente mas intenso, translucido, pulidos y redondeados		15	Zircones pulidos y redondeados con tamaños variados y diversas coloraciones	
8	Zircones rosas ligeramente mas translucido, pulidos y redondeados chicos		16	Zircones rosa claro, pulidos y con formas semi esféricas	