

Universidad Nacional Autónoma de México. INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Posgrado en Ciencias de la Tierra.

*Análisis Estructural en el Área de San Miguel Las
Minas- San Salvador Patlanoaya, Puebla, dentro del
Complejo Acatlán, Sur de México.*

Tesis

Para Obtener el Grado de:

Maestro en Ciencias de la Tierra

Presenta:

Ramos Arias Mario Alfredo



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.

Agradecimientos

Gracias al Instituto de Geología, por la oportunidad de desarrollarme y disfrutar del estudio de la geología y por dejarme pertenecer a una institución tan honorable y noble como la UNAM.

Gracias al doctor Duncan Keppie por tener paciencia, acompañarme a campo, compartir su conocimiento, sabiduría y amistad. Gracias al financiamiento otorgado por PAPIIT y CONACYT, sin el cual este trabajo no hubiese podido materializarse.

Gracias a los compañeros y sobre todo amigos de campo Miguel, Carlos y Memo por su amena plática, discusión y en su mayor parte grata compañía en las barrancas, cerros, comidas y pasillos.

Gracias Rosalva por tu amistad y compañerismo de siempre, contigo el llegar al Instituto fue como estar en casa.

Gracias a los doctores que me acompañaron a campo Damian Nance y Brent Miller y al maestro Luis Antonio Flores. Especialmente a los doctores Luigi Solari, Mariano Elías y Fernando Ortega por su objetividad y su paciencia, durante mi examen de campo, para mí fue una gran experiencia.

Gracias al doctor Brent Miller y a la doctora Amabel Ortega, por proporcionarme las edades que incluye este trabajo. Gracias a la profesora Magdalena Alcayde, por ayudarme en mi español, y los doctores Dante Morán y Susana Álanis por sus fuertes e invaluableles sugerencias y comentarios en mi trabajo final de tesis.

Durante mi estancia en la maestría, gracias a mis amigos Tapia, Toño, Giovass, Edgar y Garibai, siempre tuve con quien hablarla bien y a los nuevos amigos que por su calidad humana ahora ya son entrañables: Lulu, Carlitos, Ber, Emilio, Marina, Emiliano, Gris, Betty, Judith y Rodrigo.

Gracias a los viejos amigos: Isma, nunca competimos tu y yo, y siempre nos acompañamos en el gusto por la ciencia como hermanos, eres el mejor geólogo de nuestra generación, al cual podré presumir que conocí; Beto, tu filosofía mexicana abrió una puerta en mi razón, gracias por hacerme pensar, y Ale te considero mi hermano, ya peleamos mucho tiempo mil batallas y aun nos faltan las mas fuertes.

Gracias a todas las personas que me brindaron su apoyo desde el inicio de mi carrera hace ya ocho años, los amigos del Politécnico y al Politécnico mismo, los que me apoyaron económicamente y sobre todo me dieron palabras de aliento en tiempos difíciles. Gracias a quien un día se puso contra mí de enemigo, no son muchos, ni son eternos pero de ellos también aprendí y puse los pies en el suelo, por ello, también los honro.

Este trabajo de tesis es solo el termino de un ciclo que inició en 1998, durante este tiempo (8 años ya) aprendí a amar a la geología, y a ensoñar con paisajes y fenómenos que ocurren y ocurrieron en esta Tierra nuestra, además de conocer mi naturaleza humana y mis límites físicos y mentales.

Por último, este trabajo no puede servir de tributo a quien me dio todo lo que tengo, a quien liberó mi espíritu y cobijó mis sueños desde mucho antes de que yo pudiese siquiera leer.....no lo puedo pagar con 100 hojas de papel....

... le dedico este humilde esfuerzo a los únicos héroes reales que conozco, a quienes el miedo los ha puesto a prueba incontables veces, transformándolos en valientes, sin siquiera empuñar un arma, a quienes las carencias económicas los acompañó la mayor parte de su vida pero su corazón fue generoso y abundante.

*.... en mis ojos llevo tu verdad
y en mis venas tu sangre
...porque tengo tu rostro y tu alma
y en mis manos tu bondad...*

*...gracias papá
...gracias mamá
...gracias hermano
Gracias familia*

Resumen

Índice

Lista de Figuras

Capítulo I Introducción	9
I.1.1 Localización y Vías de Acceso	9
I.1.2 Antecedentes	9
I.1.2.1 Antecedentes en el Área de Patlanoaya	14
I.1.3 Justificación	16
I.1.4 Objetivos y Alcance de la Tesis	16
I.1.5 Metodología	17
I.1.6 Nomenclatura	17
Capítulo II Marco Tectónico	22
II.1 Marco tectónico	22
II.1.2 Interpretaciones Tectónicas- Problemas del Terreno Mixteca	25
Capítulo III Unidades Litológicas	29
III.1 Unidades Ígneas	29
III.1.1 Granitoide Columpio del Diablo (Augen Gneiss)	29
III.1.2 Granitoide Palo Liso	31
III.1.3 Anfibolita Anacahuite	33
III.2 Unidades metasedimentarias	35
III.2.1 Litodema Cuarcita Las Minas	35
III.2.2 Litodema metarenisca Otate	41
III.2.3 Litodema metarenisca Mal Paso	44
III.2.4 Litodema filita Ojo de Agua	49
III.2 Unidades sedimentarias Grupo Patlanoaya	52
III.3.1 Formación Cerro Puntigudo	53
III.3.2 Formación Potrerillo	53
III.3.3 Formación La Junta	53
III.3.4 Formación Tepazulco	53
III.3.5 Formación La Mesa	53
III.3.6 Formación La Cuesta	54
III.3.7 Formación La Cueva	54
Capítulo IV Análisis Estructural	57
IV.1 Granitoide Columpio del Diablo (Augen Gneiss CD)	57
IV.2 Anfibolita Anacahuite (AN)	62
IV.3 Litodema cuarcita Las Minas (LM)	67
IV.4 Litodema metarenisca Otate (OT)	77
IV.5 Litodema metarenisca Mal Paso (MLP)	80
IV.6 Litodema filita Ojo de Agua (OA)	83
IV.7 Grupo Patlanoaya	87
IV.8 Correlación Estructural	89
IV.9 Intervalos de edad para la deformación	91
Capítulo V Conclusiones	97
V.1 Síntesis de Eventos Geológicos para el área de Las Minas-Patlanoaya	97
V.2 Discusión	100
Referencias Bibliográficas	107

Lista de Figuras

Fig.1.1 Mapa de localización del área de estudio.

Fig. 1.2 Comparación de Columna estratigráfica esquemática del terreno Mixteca

Tabla 1.1 Nomenclatura en el Complejo Acatlán.

Fig. 2.1 Mapa de terrenos tectono-estratigráficos para México según Keppie (2004).

Fig. 2.2 Mapa geológico del Complejo Acatlán.

Tabla 2.1 Cuadro de Edades representativas del Suite Magmático Granitoides Esperanza.

Tabla 2.2 Cuadro edades representativas para las unidades eclogíticas del Grupo Piaxtla.

Fig.3.1 Fotografía del granitoide Columpio del Diablo.

Fig.3.2 Granito Palo Liso con megacrístales de feldespatos potásicos.

Fig. 3.3 Esquisto verde plegado, fotomicrografía porfiroclasto de anfibolita.

Fig. 3.4 Dato de meseta en sistema Ar-Ar para el litodema Anacahuite.

Fig.3.5 Intercalación de sedimentos finos con sedimentos gruesos, Las Minas.

Fig.3.6 Dique plegado y foliado de anfibolita en Las Minas.

Fig.3.7 Edad LA-ICPMS para zircones detríticos de el Litodema Las Minas obtenida por Miller.

Fig. 3.8 Edades de meseta en Ar-Ar el litodema Las Minas.

Fig.3.10 Sedimentos arenas finas foliadas, litodema Otate

Fig. 3.11 Edades LA-ICPMS para zircones detríticos del litodema Otate obtenida por B. V. Miller.

Fig. 3.12 Estratificación de sedimentos gruesos (metareniscas) Mal Paso.

Fig.3.13 Edades LA-ICPMS para zircones detríticos del litodema Mal Paso.

Fig.3.14 Edad de meseta para muscovita en el litodema Mal Paso

Fig. 3.15 metavulcanosedimentos con vetas de cuarzo y horizontes lutíticos plegados Ojo de Agua.

Fig. 3.16 Edades LA-ICPMS para zircones detríticos del Litodema Ojo de Agua.

Fig. 3.17 Discordancia angular entre lutitas y vulcano-sedimentarios del litodema Ojo de Agua y la formación Cerro Puntigudo.

Fig. 3.18 Columna estratigráfica esquemática de la secuencia sedimentaria del grupo Patlanoaya.

Fig. 3.19 Carta que esquematiza la relación espacio-temporal estratigráfica.

Fig. 4.1 Foliación vista hacia el Norte granitoide Columpio del Diablo.

Fig. 4.2 Esquema en el cual se visualiza la tectonita de tipo L en granitoide Columpio del Diablo.

Fig. 4.3 Estereogramas que sintetizan la geometría de la foliación S_{CD1} y la lineación granitoide Columpio del Diablo.

Fig. 4.4 Estimación del elipsoide de deformación en diagrama de Flinn, Columpio del Diablo.

Fig. 4.5 Fotomicrografía de dominios cuarzo-feldespáticos y micáceos plegados en F_{CD2} , Columpio del Diablo.

Fig. 4.6 Geometría de pliegues kink, Columpio del Diablo.

Fig. 4.7 Desarrollo de una foliación S_{AN1} , Anacahuite.

Fig.4.8 Fotomicrografía de porfiroclásto de hornblenda y crecimiento de peces de mica Anacahuite

Fig. 4.9 Estereogramas que expresan la geometría de S_{AN1} y la dirección de la lineación L_{AN1} .

Fig. 4.10 Foto y diagrama del granito que guarda una relación intrusiva con los cuerpos básicos y ácidos de Anacahuite.

Fig.4.11 Redes estereográficas de pliegues individuales F_{AN2} .

Fig. 4.12 Fotografía y diagrama de Plegamiento F_{AN2} en anfibolita Anacahuite

Fig. 4.13 Análisis de clase de pliegues kink y estimación del aplastamiento por isógonas

Fig. 4.14 Geometría de plegamiento F_{AN3} .

Fig. 4.15 Geometría de los pliegues kink en el litodema Anacahuite.

Fig.4.16 Orientación de S_{LM0} Las Minas.

Fig. 4.17 Fotografía y diagrama de serie de estructuras encontradas en la sección de la Barranca Otate Para Litodema Las Minas.

Fig.4.18 Estereogramas que definen la orientación de S_{LM1} .

Fig.4.19, Fotografía y diagrama de pliegue de vaina F_{LM1} replegado en F_{LM2} .

Fig. 4.20 Análisis de isógonas de Ramsay (1976) para pliegues F_{LM2} .

Fig.4.21 Fotomicrografías que evidencian la presencia de una S_{LM1} , dominios micáceos separados de cuarcíticos.

Fig. 4.22 Síntesis de la lineación de intersección de planos S_{LM0} - S_{LM1} y S_{LM1} - S_{LM2} .

Fig. 4.23 Pliegue no *in situ* que explica la cinemática dextral determinado por la distorsión de lineación mineral que acompaña a la superficie S_{LM0} que es plegada en un F_{LM3} .

Fig. 4.24 Fotomicrografías que reúnen las tres estructuras que se entrecortan.

Fig.4.25 Estereogramas de foliación y plegamiento S_{LM3} y F_{LM3} .

Fig.4.26 Diagrama de Pliegues Kink conjugados dentro del litodema Las Minas.

Fig.4.27 Geometría de bandas Kink en litodema Las Minas.

Fig.4.28 Serie de estructuras dentro del litodema Otate, metalutitas y metareniscas.

Fig.4.29 Geometría de las superficies S_{OT0} que se intersectan con S_{OT1} definiendo una lineación de intersección que representa los ejes de pliegues F_{OT1} .

Fig. 4.30 Análisis de isógonas (Ramsay, 1976) y estimación de aplastamiento (Lisle, 1992).

Fig. 4.31 Fotomicrografías que establecen la existencia de un clivaje S_{OT1} .

Fig.4.32 Geometría de plegamiento regional del Litodema Otate F_{OT2} . a) pliegues configurados por S_{OT0} , b) pliegue configurado por S_{OT1} .

Fig. 4.33 Diagrama y fotografía que clarifican la existencia de un clivaje S_{MLP1} que corta a superficies de estratificación.

Fig.4.34 Geometría del plegamiento F_{MLP1} en distintas estaciones dentro de la Barranca Mal Paso.

Fig. 4.35 Cálculo de la orientación de un plegamiento F_{MLP2} .

Fig. 4.36 Serie de estructuras inmersas en el litodema Ojo de Agua.

Fig. 4.37 Análisis de las isógonas (Ramsay, 1976) para un pliegue en el litodema Ojo de Agua.

Fig. 4.38 Geometría de pliegues aislados F_{OA1} .

Fig. 4.39 Geometría del plegamiento F_{OA2} .

Fig.4.40 Configuración de plegamiento regional F_{PAT1} a partir de S_{PAT0} .

Fig. 4.41 Geometría de bandas “kink” conjugadas dentro de las unidades basales del Grupo Patlanoaya.

Fig.4.42 conjunto de estructuras en la base de la secuencia sedimentaria de Patlanoaya

Fig. 4.43 Esquema de correlación entre estructuras de tipo dúctil, y dúctil-frágil.

Fig. 4.44 Restricciones de edad para la deformación dúctil durante el Paleozoico.

Fig. 4.45 Mapa de estaciones estructurales

Fig. 5.1 Evento extensional.

Fig. 5.2 Detalle la zona Patlanoaya, del evento extensional.

Fig.5.3 Diagrama que muestra el desarrollo de un “core complex”.

Fig.5.4 Diagrama que muestra el Fallamiento Normal Lítrico en régimen dúctil.

Fig.5.5 Fallamiento y Plegamiento abierto con cinemática dextral.

Resumen

La zona de Las Minas-Patlanoaya, está inmersa en el contexto geológico del Complejo Acatlán, el cual es un ensamble de rocas metamórficas paleozoicas, que ha sufrido repetidos e intensos eventos de deformación.; el área de estudio es un laboratorio natural que cuenta con una diversidad de litología diversa, metamorfismo involucrado y una cobertura sedimentaria del Paleozoico apenas en $\approx 55 \text{ km}^2$. Se puede construir un modelo espacio-temporal, que ayude a definir la geología estructural y tectónica, mediante el análisis de los litotipos existentes.

El área de estudio consta de :

- i) Dos unidades meta-ígneas: granitoide Columpio del Diablo; mega-cristalino milonitizado (equivalente a piezas del ensamble plutónico de Granitoides Esperanza) y anfibolita Anacahuite; meta-basitas deformadas toleíticas (protolito basáltico).
- ii) Un plutón sin metamorfismo, Granito Palo Liso, mega-cristalino de edad $461 \pm 2 \text{ Ma}$ con zircones en sistema U-Pb.
- iii) Cuatro unidades meta-sedimentarias: Litodema Las Minas; meta-areniscas ($\approx 470 \text{ Ma}$, en zircones detríticos sistema U-Pb). Litodema Otate; meta arenisca y meta-lutita ($\approx 650 \text{ Ma}$, en zircones detríticos sistema U-Pb). Litodema Mal Paso; meta areniscas, meta-conglomerados ($\approx 460-480 \text{ Ma}$, en zircones detríticos sistema U-Pb). Litodema Ojo de agua, interestratificación de meta-volcánicos con meta-sedimentos ($\approx 500 \text{ Ma}$ U-Pb, en zircones detríticos).
- iv) Una secuencia sedimentaria denominada grupo Patlanoaya de lutita, conglomerado, caliza (*wackestone, packstone*), pedernal; abarca en tiempo desde el Devónico tardío al Pérmico medio-tardío.

El análisis estructural arrojó cuatro series de estructuras:

- a) Fallamiento normal en régimen dúctil, denotado por una foliación penetrativa, una lineación de estiramiento e indicadores cinemáticos con cima hacia el este en unidades como Columpio del diablo, anfibolita Anacahuite y litodema Las Minas.
- b) Plegamiento cerrado recostado, asimétrico, con vergencia al SE; etapa de fallamiento normal progresivo menos intenso que el anterior, de escala decimétrica; observable en unidades como Columpio del Diablo, anfibolita Anacahuite, litodema Las Minas, litodema Otate, litodema Mal Paso y litodema Ojo de Agua.
- c) Plegamiento abierto, sub-vertical, de cinemática dextral, de varias escalas que afecta desde el basamento hasta la cobertura del grupo Patlanoaya.
- d) Pliegues de bandas *kink* y vetas de cuarzo en arreglo *echelón*, son estructuras en régimen dúctil-frágil donde σ_1 está orientado NE-SW, de cinemática dextral y se interpreta como la interfase de régimen dúctil-frágil durante una exhumación.

Las restricciones de edad para las series de estructuras son descritas como sigue:

- La primera y segunda series de estructuras, se deformaron en régimen dúctil-extensivo, posterior a la intrusión del Granito Palo Liso, y antes o durante el depósito del Grupo Patlanoaya (Devónico Tardío-Struniano); o bien, fueron sincrónicas con el primer depósito de la unidad conglomerática (formación Potrerillo dentro del grupo Patlanoaya)

del Misisípico, la cual contiene feldespato potásico detrítico, posiblemente derivado de los granitos ordovícicos.

- La tercera serie de estructuras en régimen dúctil-compresivo (plegamiento abierto, subvertical), está restringida al tiempo en el cual se depositó el segundo paquete conglomerático del Pérmico en el Grupo Patlanoaya (Formación La Cuesta dentro del grupo Patlanoaya); y muy posiblemente esté relacionada con un evento de exhumación de unidades meta-ígneas, inferido por edades en sistema ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda y biotita, cercana a los 300 Ma.

- Por último, la edad de la cuarta serie de estructuras en régimen dúctil-frágil (pliegues *kink* conjugados), es difícil de acotar, ya que influye en todas las unidades, pero es un hecho que es posterior a la exhumación de unidades meta-ígneas más profundas después, de los 300 Ma.

Capítulo I Introducción

I.1. Localización y vías de acceso

La zona de estudio se encuentra ubicada en la parte meridional del Estado de Puebla, aproximadamente a 15 km al sureste de la ciudad de Izúcar de Matamoros y a 2 ó 3 kilómetros al oeste del Río Atoyac; $18^{\circ}30''-18^{\circ}33''$ N y $98^{\circ}15'' - 98^{\circ}20''$ W. Consta de una superficie aproximada de 55 km^2 y se ubica en la carta topográfica escala 1:50,000 del INEGI, Coatzingo E14 B63, Estado de Puebla. Inmersa en la región septrentional de la denominada *Mixteca Baja Poblana*, incluye los poblados de San Miguel Las Minas, San Salvador Patlanoaya, Rancho La Sábila y El Tepetate (Fig. 1.1).

Para internarse en la zona de estudio, es necesario trasladarse a la ciudad de Izúcar de Matamoros y tomar la Carretera Federal Núm. 190 a Tehuiztzingo, encontrar la desviación en Raboso e ingresar en la red de terracerías hacia San Miguel Las Minas y San Salvador Patlanoaya; o bien, tomar la Carretera Federal Núm. 603 Izúcar- Coatzingo y escoger la desviación por terracería hacia el sur a Ahuatlán, dirigiéndose al poblado de San Salvador Patlanoaya.



Fig.1.1 Mapa de localización del área de estudio.

I.2 Antecedentes

En la zona sur de México, es posible deslindar un área que abarca principalmente los estados de Guerrero, Puebla y Oaxaca; dicha zona desde el siglo pasado ha tenido estudios relevantes. El sur de México, geológicamente es un importante vestigio de rocas plutónicas y metamórficas donde la tectónica y petrogénesis es de difícil comprensión, con poco carácter económico, pero de enorme valor científico. Los trabajos previos se enlistan a continuación, en un sumario regional de manera cronológica y breve.

Las descripciones litológicas y estratigráficas en la zona de Acatlán se hicieron desde finales del siglo XIX por Aguilera y colaboradores (1896), quienes conforman una Sinopsis de la Geología Mexicana. Ordóñez (1905) aplicó principios estratigráficos nombrando a la "Formación Acatlán", aunque por los conocimientos geológicos limitados y la complejidad de la zona sólo logró diferenciar dos unidades: los augen gneises y pizarras verdes plegadas y muy dislocadas. Casi 50 años después, Salas (1969) adopta el término informal "Esquistos Acatlán", asignación que posteriormente Fries y Rincón-Orta (1965) llamaron nuevamente "Formación Acatlán" aunque no contaban con una sección tipo, límites y las relaciones de contacto entre litologías dentro de trabajos de carácter geocronológico.

Ortega-Gutiérrez (1974) realizó estudios petrológicos, en la zona cercana de Tehuizingo. Descubrió eclogitas por primera vez en México con apoyo de la microsonda electrónica relacionándolas con antiguas zonas de subducción litosférica a partir del análisis de jadeíta-omfacita, estableciendo las condiciones físicas termobarométricas para el metamorfismo en 500-550° C y de 11-12 Kbar.

Ortega-Gutiérrez (1978a) redefine la "Formación Acatlán" de Fries y Rincón-Orta (1965) elevándola en jerarquía a Complejo Acatlán debido a las problemáticas metamórfica y tectónica existentes; definió la estratigrafía, describió una *sección tipo*, en la Carretera Federal 190 (México-Oaxaca), que comprende las poblaciones: San Miguel, Tultitlán, Cosoltepec, Xoluxtla, Chazumba y Magdalena en el extremo meridional del Estado de Puebla.

Ortega-Gutiérrez (1978b) reconoce que el Complejo es del Paleozoico inferior, confirmado por el traslape de la Formación Matzitzzi del Pensilvánico que yace sin deformarse discordantemente sobre él. El Complejo Acatlán está constituido por depósitos marinos, incluyendo piezas metaofiolíticas con varios estadios tectonotérmicos y de deformación equiparables a los sistemas orogénicos de los Apalaches y los Alpes. El complejo quedó constituido como se expresa en la siguiente tabla:

Tabla. 1. Estratigrafía del Complejo Acatlán propuesta por Ortega-Gutiérrez (1978a)

<p><u>Diques San Miguel</u></p> <p>Conjunto de intrusiones tabulares que incluyen tonalita de hiperstena, granito de muscovita y granate, granito de biotita, pegmatita y aplita.</p> <p>Tronco de Totoltepec</p> <p>Intrusión trochjemítica débilmente deformada y metamorfoseada.</p>
<p>COMPLEJO ACATLÁN</p>
<p><u>Subgrupo Acateco</u></p>
<p><u>Granitoides Esperanza</u></p> <p>Rocas graníticas aplíticas y pegmatíticas con intercalaciones de bandas meta-sedimentarias y de rocas verdes; el conjunto forma un complejo cataclástico de protomilonita, milonita y ultramilonita recrystalizada.</p>
<p><u>Formación Tecomate</u></p> <p>Metagrauvaca, meta-arcosa y pelitas o semipelitas de débil a medianamente carbonosas, con un miembro conglomerático compuesto por cantos deformados principalmente graníticos y volcánicos, otro miembro distintivo está compuesto por metacaliza impura con fragmentos de invertebrados fósiles.</p>
<p><u>Formación Xayacatlán</u></p> <p>Rocas verdes de grano fino, metagabros bandeados de hornblenda y augita milonitaizados, serpentinita, anfibolita, eclogitas y metasedimentos cuarcíticos y pelíticos con afinidad ofiolítica.</p>
<p><u>Subgrupo Petlalcingo</u></p>
<p><u>Formación Cosoltepec</u></p> <p>En la base anfibolita, cuarcita y metapelita; en la parte media, metapelita, cuarcita y metapedernal, rocas verdes y esquistos calcáreos; en la parte superior fillita y cuarcita impura, con escasas rocas verdes intercaladas.</p>
<p><u>Formación Chazumba</u></p> <p>Interestratos de esquistos pelíticos micáceos (principalmente biotita) y cuarcitas o rocas silíceas (metagrauvas), con un diquestrato de gabro diferenciado y esquistos feldespático lit-par-lit hacia las partes media e inferior, respectivamente.</p>
<p><u>Migmatita Magdalena</u></p> <p>Migmatitas de composición tonalítico-diorítica, con abundante movilización neosomática en forma de diques y cuerpos irregulares concordantes y discordantes de composición granítica y pegmatítica. Remanentes (restitas) de anfibolita, piroxenita, calsilicita y mármol y frecuentes intervalos de gneiss granítico.</p>

Para Ortega-Gutiérrez (1981) los subgrupos Acateco y Petlalcingo pertenecen en tiempo al Cámbrico, están cubiertos discordantemente por la Formación Tecomate que se pensaba tenía fósiles del Silúrico-Devónico, éste hecho hizo considerar que el Subgrupo Acateco cabalga sobre el Subgrupo Petlalcingo.

Campa y Coney (1983) consideran que el Complejo Acatlán forma parte del terreno Mixteco, definiéndose como una yuxtaposición de dos partes de basamento del Paleozoico inferior, ya que lo traslapan las formaciones pensilvánicas sedimentarias (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Yáñez y colaboradores (1991), efectúan estudios isotópicos que registran tres eventos tectono-termales: (i) 410-380 Ma a 388 ± 44 Ma en sistema Sm-Nd el cual define metamorfismo en facies de eclogita para la Formación Xayacatlán; (ii) 370 ± 34 Ma con zircones en sistema U-Pb, considerado como el

tiempo de emplazamiento de los Granitoides Esperanza; y (iii) 287 ± 2 Ma intrusión del cuerpo plutónico de Totoltepec.

Tomando como base los trabajos de Ortega-Gutiérrez (1978, 1981), Sedlock y colaboradores (1993) conforman una síntesis diferente de la geología de México. Explican que el terreno Mixteco registra una subducción durante el Paleozoico temprano, una obducción paleozoica temprana, una nueva colisión durante el Paleozoico medio y una unión con el Terreno Zapoteco en el Paleozoico tardío.

Meza y colaboradores (1998, 2003) retoman el trabajo de las eclogitas de Ortega-Gutiérrez (1974, 1975), caracterizan las condiciones termobarométricas para "metaeclogitas" del área cercana a Mimilulco, definen que el protolito de la Formación Xayacatlán pudo ser un basalto tipo MORB y OIB, y que las eclogitas se clasifican como Tipo C Alpino, con una rápida subducción.

Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1999) obtienen edades en el sistema U-Pb en los Granitoides Esperanza, por lo que interpretan una orogenia Acatecana en el Ordovícico tardío-Silúrico temprano, en la cual ocurre la eclogitización de "proto-Xayacatlán"; interpretan dos ensamblajes tectónicos, éstos son: una placa inferior, la cual es *para-autóctona* denominada **Grupo Petlalcingo** y una placa superior *alóctona*, el **Grupo Acateco**. El límite superior de los eventos orogénicos intensos, se interpretó por la cobertura en discordancia de unidades más jóvenes, las formaciones vulcanosedimentarias Tecomate, Patlanoaya y Matzitzí, poco deformadas con excepción de la Formación Tecomate que está milonitizada.

Ramírez-Espinoza (2001) realizó una nueva cartografía, donde renombra al Grupo Acateco como Grupo Piaxtla, asciende en rango de Subgrupo a Grupo Petlalcingo. Incorpora al Granito Teticic, como un conjunto de granitos que cortan a la Formación Xayacatlán, además de otros cuerpos leucocráticos correlativos al plutón Totoltepec del Pérmico según Yáñez y colaboradores (1991).

Malone y colaboradores (2002) conforman un trabajo estructural detallado en la zona oriental de Acatlán de Osorio en Xayacatlán, reportando tres deformaciones ocurridas en la Formación Cosoltepec. En las últimas dos halló una correlación con las dos deformaciones inmersas en la Formación Tecomate y el cuerpo ígneo de Totoltepec, restringiéndose así los últimos dos eventos de Cosoltepec para una edad inferior a los 287 Ma.

Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002) definen que el límite entre los terrenos Mixteco y Zapoteco consiste de una falla transpresiva dextral en la zona de Caltepec, y que dicho contacto es evidenciado por rocas cataclásticas con indicadores cinemáticos, atribuyéndole la intrusión del Granito Cozahuico del Pérmico. Ellos reportan una edad para la migmatización, que es discordante en sistema U-Pb de 275 Ma.

Keppie y colaboradores (2004a) emplean análisis de U-Pb y Ar-Ar en unidades del Grupo Petlalcingo (inferior), muy particularmente en la Formación Chazumba y sus lentes máficos–ultramáficos para registrar un evento tectonotermal del Jurásico Medio (175+/-3 a 171+/-3 Ma), y en el cual se infiere un levantamiento domal, considerando un mecanismo extensivo.

Keppie y colaboradores (2004b) combinan datos paleontológicos y análisis de SHRIMP en el sistema U-Pb en la Formación Tecomate, con lo cual reconocen una deformación hacia el Pérmico temprano-medio, más no Devónico; indicando una discordancia entre la Formación Tecomate y rocas pertenecientes al Grupo Piaxtla del Carbonífero.

Sánchez-Zavala y colaboradores (2004) obtienen edades de zircones detríticos de la Formación Tecomate de ~471 Ma por lo que infirieron una procedencia local de los Granitoides Esperanza ordovícicos y registran también que hay procedencia del Complejo Oaxaqueño, debido a que encontraron zircones que arrojan edades de 1430-917 Ma.

Talavera-Mendoza y colaboradores (2005) presentan una nueva serie de fechamientos en análisis de *Laser Ablation* en el sistema U-Pb para unidades magmáticas y metasedimentarias del Complejo Acatlán, con los cuales interpretan tres eventos: Grenvilleano 1165±30-1043±50 Ma.; Taconiano 478±5-471±5 Ma; y Saliniano de 461+/-9- a 440+/-14 Ma.

Análisis recientes en zircones detríticos en sistema U-Pb en ICPMS realizados por Keppie y colaboradores (2006) para unidades inferiores del Grupo Petlalcingo, restringen las edades del protolito para las unidades: Migmatita Magdalena, Pérmico Jurásico con 303-171 Ma; Formación Chazumba, 239-174 Ma, Triásico medio-Jurásico temprano (las dos unidades son definidas como cuencas ante-arco); y Formación Cosoltepec, 455-310 Ma, Ordovícico – Misisípico (evidencia de un *continental rise*). El contraste significativo encontrado entre las unidades por Keppie y colaboradores (2006), recomendó renombrar y reagrupar a los Litodemas Magdalena y Litodema Chazumba en un Suite Petlalcingo y excluir de éste a la Formación Cosoltepec.

Keppie y Ramos (1999) proponen al Complejo Acatlán como un vestigio de un océano paleozoico, el Océano Reico, que es más joven que el Océano Iapetus y con ello trasladan al complejo hacia el noroeste de América del Sur, evidenciando un océano que se cierra o amalgama a Pangea durante el Pérmico-Carbonífero en el cinturón orogénico Ouauchita-Allegeniense-Variscano.

Los trabajos de Campa y Coney (1983) y Sedlock y colaboradores (1993) fueron revisados por Keppie (2004) (Fig. 1.2), él considera al terreno Mixteca como un terreno compuesto, sospechoso y de constitución amalgamada de secuencias de sedimentos traslapados, plutones, con deformación y metamorfismo intensos del Paleozoico y de procedencia paleo-pacífica.

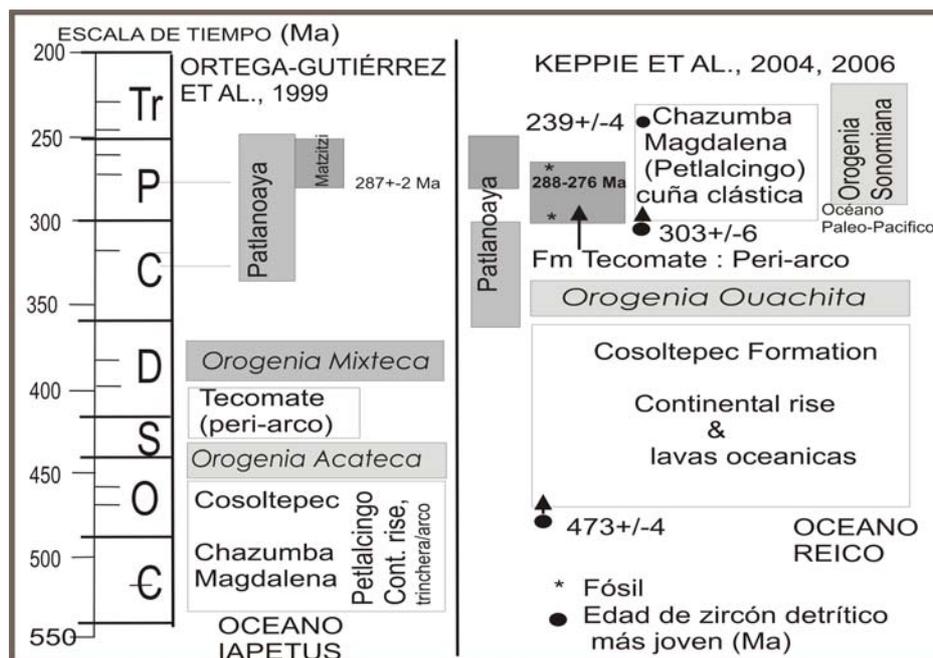


Fig. 1.2 Comparación entre columna estratigráfica esquemática del Complejo Acatlán de Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1999) y Keppie y colaboradores (2004, 2006).

I.1.2.1 Antecedentes en el Área de Patlanoaya

Las investigaciones realizadas en el área de San Salvador Patlanoaya se restringen a la caracterización de la cobertura sedimentaria incluida en el área de estudio. Los trabajos de Vásquez-Echeverría (1986), Villaseñor y colaboradores (1986) y Brunner y colaboradores (1987) son los primeros en observar y describir paquetes rocosos sedimentarios del Paleozoico en el suroeste del estado de Puebla.

Vásquez-Echeverría (1986) propone informalmente el nombre de Formación Patlanoaya para una secuencia sedimentaria marina y litoral que descansa sobre rocas metamórficas del Complejo Acatlán. Define la sección tipo a ≈ 1 km al norte de San Salvador Patlanoaya, y que por fósiles, tiene edades que van del Misisípico temprano al Pérmico tardío.

Villaseñor y colaboradores (1986) distinguen cuatro unidades litoestratigráficas constituidas por rocas arcillosas, arenosas, limolíticas y calcáreas, colectando abundantes fósiles, asignándole edades que van del Misisípico temprano-Pérmico temprano. La secuencia descansa sobre rocas del Ordovícico temprano-Devónico del Complejo Acatlán. En la cima sobreyacen rocas de la Formación Tecomazúchil del Jurásico medio.

Sánchez-Zavala y colaboradores (1995) reconocen a la Formación Patlanoaya como una secuencia sedimentaria del Misisípico (Osageano) al Pérmico, y que la unidad basal está constituida por conglomerados, lutitas, areniscas y calizas depositados en un ambiente marino somero.

Vachard y colaboradores (2000a-b) delimitan con precisión un estudio bioestratigráfico de la Formación Patlanoaya, y conforman un análisis paleogeográfico y de ambientes sedimentarios durante el Misisípico–Pérmico.

Vachard y colaboradores (2002) encuentran un paquete en la base de la Formación Patlanoaya con fósiles del Devónico Tardío en areniscas de grano fino con cementante calcáreo, *wakestones* con oolitas ferruginosas, además de ubicar paleogeográficamente a la secuencia en el Océano Reico, en un ambiente de *rift* o de apertura para el Devónico tardío-Misisípico temprano.

Derycke y colaboradores (2004) consignan en detalle fauna correspondiente a Chondrichthyes, el cual, es un tiburón *Helicorpon*, en horizontes del Missouriano-Virgiliano del Pérmico superior y Leonardiano del Pérmico inferior.

El Albani y colaboradores (2005) caracterizan ambientes de depósito y biofacies en siete miembros informales para la Formación Patlanoaya, infieren que la profundidad del agua fluctuó frecuentemente en un nivel cercano a la base del oleaje, evidenciado por calizas esqueléticas del Pensilvánico al Pérmico.

Alva-Valdivia y colaboradores (2002) reportan resultados magnetoestratigráficos en unidades de la Formación Patlanoaya en zonas magnéticas de 340-280 Ma aunque no son suficientes para conformar una historia tectónica del área estudiada. Los datos paleomagnéticos no indican un desplazamiento latitudinal relativo con respecto a rocas contemporáneas contenidas en Norteamérica.

Hernández y Morales (2002) elaboran una importante cartografía geológica de la zona entre San Miguel Las Minas, San Salvador Patlanoaya y Ahuatlán; definen que existe una discordancia entre cobertura sedimentaria y basamento cristalino posterior al Devónico tardío-Misisípico temprano. Nombran informalmente a la formación Otate descrita al este de Las Minas y la correlacionan con la base de la Formación Patlanoaya del Devónico tardío, además de observar una intrusión en el lado oriental del Granito Palo Liso también descrito por estos autores, y de interpretar fallas inversas en la porción occidental del área de estudio.

El trabajo de Vega-Granillo (2005) se centra en estudios petrológicos termo barométricos y estructurales además de incorporar e interpretar edades para deformaciones descritas por Talavera-Mendoza y colaboradores (2005). Para Vega-Granillo (2005) las rocas de grado metamórfico alto de Xayacatlán tienen una afinidad oceánica y correspondencia con Laurencia en el Cámbrico y Ordovícico medio; con metamorfismo de presión alta / temperatura baja en facies de eclogita. La Formación El Rodeo representa el depósito de vulcanosedimentos en un arco magmático adyacente a la zona de subducción donde intervienen las rocas de la Formación Xayacatlán.

I.1.3 Justificación

Los estudios previos del Complejo Acatlán son extensos, muchos de ellos son regionales con base en la cartografía de Ortega-Gutiérrez (1978). El detalle cartográfico de la geología estructural es una herramienta fundamental, necesariamente previa a otros estudios más puntuales, como la toma de muestras sistemáticas para nuevos fechamientos, geoquímica e isotopía; dichos datos deben ser diferenciados para acotar finamente los eventos de deformación y metamórficos.

Localmente, en la zona de Patlanoaya no existe una descripción de trabajo cartográfico que determine una relación clara entre el basamento, su cobertura sedimentaria y los cuerpos intrusivos involucrados. Los trabajos anteriores se enfocan sustancialmente al aspecto estratigráfico, petrológico y bioestratigráfico de la cobertura sedimentaria. Sólo Hernández y Morales (2002) cartografían el área con su basamento metamórfico, aunque no enfatizan el aspecto estructural esencial para entender la zona.

La discordancia a la que se hace alusión entre la cobertura de la Formación Patlanoaya y el basamento (Vásquez-Echeverría et al., 1986; Villaseñor 1987., Hernández y Morales, 2002; Vachard, 2000, 2002; Vega-Granillo, 2005), no ha sido aclarada en un mapa; la correlación de la parte basal de Patlanoaya con la Formación Otate mucho menos; de hecho, la naturaleza estructural, litológica y cartografía de las rocas fechadas por conodontos en el Devónico tardío por Vachard y colaboradores (2002), aun no se ha esclarecido. Además, la relación de intrusión del granito Palo Liso es poco clara en ciertos caminamientos descritos por Hernández y Morales (2002). Resolver las relaciones de contacto es tarea primordial en el Complejo Acatlán.

Por último, el examen de correlación y análisis de datos estructurales para el área es incierto y se requiere afinar; éste, por si solo, constituye un trabajo minucioso de campo que ayudaría a resolver aspectos significativos de la evolución estructural-tectónica del Complejo Acatlán.

I.1.4 Objetivos y Alcance de la Tesis

Reconocer y cartografiar las litologías existentes en el área con detalle. Capturar el detalle estructural, analizar el carácter geométrico, relaciones, origen y temporalidad de estructuras penetrativas en régimen dúctil en cada litotipo involucrado en el área, y con ello establecer una correlación de todas las unidades.

Esclarecer las relaciones de contacto propias entre las unidades. Configurar una historia deformacional-estructural local para el área de Patlanoaya–Las Minas y después trasladarla a un contexto geológico-tectónico más regional, propio del Complejo Acatlán. Entender los rasgos generales del metamorfismo involucrado inherente a la deformación en cada unidad.

Conformar un modelo tentativo de evolución tectónica espacio-temporal para el área de Patlanoaya- Las Minas.

I.1.5 Metodología.

La elaboración del mapa geológico-estructural en escalas 1:25,000 y 1:12,500 consistió en la identificación, descripción y delimitación de cada una de las unidades litológicas, con la ayuda previa de un mapa foto-geológico elaborado a partir de fotografías aéreas escala 1:35 000.

Simultáneamente a la cartografía, se tomaron datos estructurales de foliación, estratificación, lineación mineral, lineación de intersección, ejes y planos axiales de pliegues, con revisión en campo de estereograma, análisis de distorsión en fotografías, además de colectarse muestras para descripciones petrográficas y análisis microestructural.

El trabajo de gabinete consistió en el procesamiento e interpretación de los datos estructurales, elaboración de láminas delgadas para observaciones petrográficas, además de un análisis estructural en muestras orientadas.

I.1.6 Nomenclatura

Las diferencias en la nomenclatura utilizada por los autores en diferentes trabajos, obviamente difiere de las descripciones de trabajos locales y se ajustan regionalmente conforme se avanza con nuevas aportaciones de datos.

Algunos ejemplos más marcados en el Complejo Acatlán en los cuales ocurre un cambio de nomenclatura son: el Subgrupo Acateco (Ortega-Gutiérrez, 1978) elevado en rango a Grupo Acateco (Ortega-Gutiérrez et al., 1999), este a su vez fue cambiado a Grupo Piaxtla por Ramírez-Espinosa (2001), que posteriormente fue cambiado a Suite Piaxtla por Keppie y colaboradores (2004, 2006).

De igual manera, el Subgrupo Petlalcingo (Ortega-Gutiérrez, 1978) fue elevado en rango por Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1999), a Grupo Petlalcingo; éste a su vez fue cambiado a Suite Petlalcingo por Keppie y colaboradores (2006).

Otro ejemplo es la Formación Chazumba (Ortega-Gutiérrez, 1978), fue cambiada a Litodema Chazumba por Keppie y colaboradores (2006).

Para efectos del presente trabajo de tesis, fue necesario revisar y aclarar en que casos aplican algunos conceptos de nomenclatura, como formación y litodema, grupo y *suite* de acuerdo con el *North American Stratigraphic Code* (NAEC) (1983); a continuación se definen y comparan dichos términos:

Dentro del **Artículo 24** del NAEC se define: "**Formación.**- La formación es la unidad fundamental en la clasificación litoestratigráfica. Una formación es un cuerpo de roca identificada por características líticas y posición

estratigráfica; es en la mayoría de los casos tabular, aunque no necesariamente; es cartografiable en la superficie de la Tierra o trazable en el subsuelo”.

Los límites de una formación están dados por aquellas superficies de cambio lítico o de su evidente constitución. Una formación puede abarcar un amplio o corto periodo de tiempo, puede estar compuesta de materiales de una o varias fuentes, y puede incluir periodos de no depósito.

El término “formación” en rocas metamórficas es utilizado para unidades de grado metamórfico bajo (se entiende como rocas de grado bajo, a aquellas en las cuales las estructuras primarias son claramente reconocibles), son comúnmente un paquete de rocas metasedimentarias, distinguibles principalmente por sus características líticas. Aunque puede existir variación mineral de un lugar a otro, esas variaciones no requieren la definición de una nueva formación. No obstante, rocas que tengan un alto grado metamórfico y/o una o varias deformaciones donde se dificulte establecer la relación estratigráfica (como es el caso del Complejo Acatlán), el término de formación será incierto y deberán ser tratadas como unidades litodémicas.

La naturaleza de las unidades litodémicas está descrita en los **Artículos 31-33**. “Una unidad litodémica, es un cuerpo de roca predominantemente intrusiva, altamente deformada y/o altamente metamorfoseada... litodema es la unidad fundamental en la clasificación litoedémica...generalmente no es tabular, esconde estructuras primarias de depósito y esta caracterizada por una homogeneidad litológica. Es cartografiable en la superficie terrestre y trazable en el subsuelo. Para propósitos cartográficos y jerárquicos es equiparable a formación”. El contraste con respecto a una formación, consiste en que una unidad litodémica generalmente no conserva la ley de sobreposición. Sus contactos con otro tipo de unidades de rocas puede ser “sedimentario, extrusivo, intrusivo, tectónico o metamórfico”.

La formación es un término que tiene restricciones en su posición estratigráfica, a la larga, por efectos de análisis tectonoestratigráficos, se tienen dificultades en la interpretación de terrenos con una historia tectónica compleja, ya que muy probablemente han actuado en una misma masa rocosa diversos fenómenos geológicos que le han cambiado de constitución, textura, estructura, etc. Al nombrar unidades litodémicas, una roca que tiene un origen en común, puede derivar en varias unidades litodémicas si en ella actuaron procesos tectónicos intensos, inclusive en tiempos geológicos diferentes, como plegamiento, metamorfismo, intrusiones etc. Una vez diferenciadas sus características, pueden constituirse como litodemas independientes que muy posiblemente pueden ser asociados a un *suite*, si se considera que pueden tener características líticas en común.

Con respecto al contenido de un litodema, éste debe poseer características líticas distintivas y algunos grados de homogeneidad lítica

interna. El litodema puede consistir de: i) roca de un solo tipo; ii) una mezcla de dos o más tipos de roca; o iii) una extrema heterogeneidad en la composición, este hecho puede constituir por sí mismo unidades independientes cuando se comparan con las masas rocosas adyacentes. Las características líticas distintivas entre unidades litodémicas pueden incluir mineralogía o características texturales, como el tamaño de grano y características estructurales como esquistosidad y estructura gnéica, etc.

Grupo se define en el **Artículo 28** como: "... la unidad litoestratigráfica próxima más alta en rango o jerarquía a formación; el grupo puede o no estar compuesto por formaciones con nombre o con algunas que no han sido nombradas". Un grupo deben expresar las relaciones naturales de las formaciones asociadas, esto es muy usado en la cartografía de pequeñas escalas y en análisis estratigráficos regionales. En algunos trabajos de reconocimiento el término "grupo" ha sido aplicado a unidades litoestratigráficas que por sus diferencias líticas pudiesen ser divisibles en formaciones, pero que aún no han sido subdivididas. Si este es el caso, las formaciones pueden ser subsecuentemente erigidas dentro de las divisiones prácticas del grupo.

El **Artículo 35**, define para las unidades litodémicas el **Suite**, se trata de una unidad equivalente en jerarquía al grupo. "Un *suite* (*suite* metamórfico, *suite* intrusivo, *suite* plutónico) es la unidad litodémica próxima, más alta en jerarquía que litodema. Comprende dos o más litodemas asociados de la misma clase (por ejemplo: plutónico, metamórfico). Para propósitos cartográficos y jerárquicos el suite es equiparable a grupo".

El NAEC propone que: "...los suites son reconocidos por expresar las relaciones naturales de los litodemas asociados, teniendo significado y características líticas en común y son la representación del compilado geológico en escala pequeña... idealmente, un suite consiste enteramente de litodemas nombrados, pero puede contener unidades nombradas y no nombradas", las unidades no nombradas pudiesen agregarse cuando se concreten las descripciones locales y se aporten o afinen nuevas cartografías de las mismas.

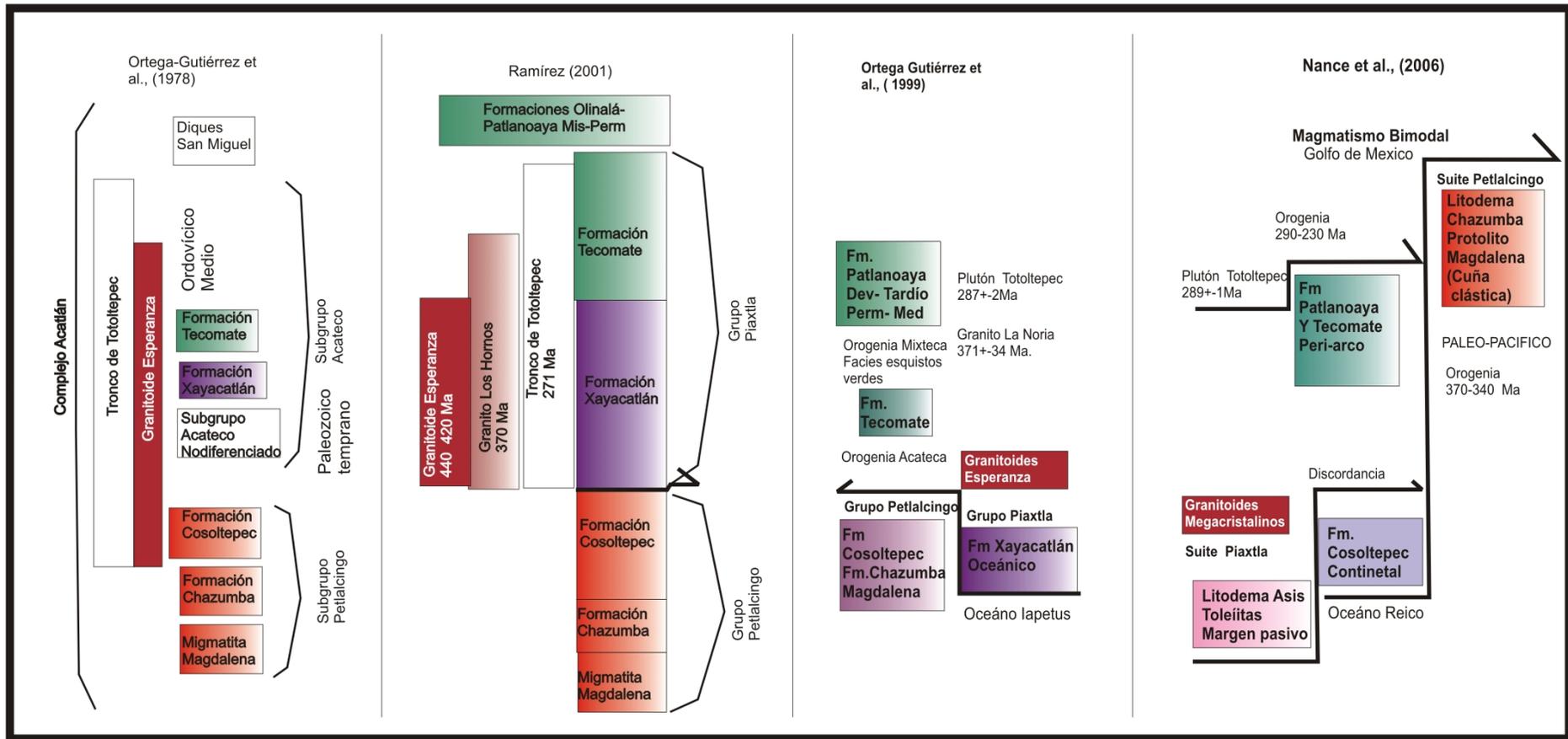
En el área de estudio de Las Minas-Patlanoaya, se usará la nomenclatura de unidades litodémicas para rocas metasedimentarias y metaígneas, debido a que se trata de cuerpos que han sufrido un metamorfismo de bajo grado pero con eventos de deformación repetidos (en algunas unidades fue muy intenso), donde las relaciones estratigráficas entre las unidades son difíciles de apreciar. Muchas son de tipo tectónico, por lo que no conservan la ley de la sobreposición y en algunos casos, se ha perdido la posición de la cima y la base por efecto del plegamiento y fallamiento. Si este es el caso, entonces se tendría una relación estratigráfica incierta y los cuerpos rocosos en el área concuerdan con la nomenclatura de las unidades litodémicas en los Artículos 31-35 del NAEC.

Por otro lado, como se describirá posteriormente (Capítulo III Unidades Litológicas), en la zona de estudio también está involucrada una cobertura

sedimentaria paleozoica; ésta, concuerda efectivamente con los Artículos 24-28 del NAEC, en ser una cobertura sedimentaria sin mucha deformación y nulo metamorfismo, por lo tanto, para ella serán usados los términos de formación y de grupo.

Para dar nombre a las unidades litodémicas, la formalidad está en los **Artículos 39-40** "... el nombre formal para una unidad litodémica, es compuesto, éste consiste de un nombre geográfico combinado con un termino descriptivo o el termino en rango apropiado... por ejemplo: Granito Killarney, Plutón Adamant, Esquisto Manhattan, Intrusion Skaergaard, Gabro Duluth...".

Tabla 1.2 Nomenclatura utilizada en el Complejo Acatlán. Existen cambios de rango, y cambio de unidades litoestratigráficas a litodémicas.



Capítulo II Marco tectónico

II.1 Marco tectónico

El mosaico de terrenos del sur de México, en el cual se incluye al terreno Mixteca, implica una unión compleja de segmentos de corteza con paleogeografía incierta. Así, el sur de México tiene una historia que parte del Precámbrico y continúa con repetidos eventos paleozoicos. El Complejo Acatlán expone una valiosa gama de rocas paleozoicas en México. Es el basamento del terreno tectonoestratigráfico Mixteca y que algunos autores como Campa y Coney (1983), Sedlock y colaboradores (1993) y Keppie (2004) (Fig. 2.1-2.2) identifican como es un terreno sospechoso acrecionado a la margen mexicana de Laurentia.



Fig. 2.1 Mapa de terrenos tectono-estratigráficos de México, según Keppie (2004).

El Complejo Acatlán se conforma de ensamblajes repetidamente deformados, metamorfoseados, expuestos, de rocas metasedimentarias, cuerpos granitoides, y unidades plutónicas máficas-ultramáficas, considerándose el basamento cristalino del Terreno Mixteca (Campa y Coney, 1983; Keppie, 2004). Según Ortega-Gutiérrez (1978), el complejo consiste de dos secuencias tectónicamente yuxtapuestas; una predominantemente sedimentaria, Subgrupo Petlalcingo, y otra de carácter ígneo, Subgrupo Acateco (Ortega-Gutiérrez, 1978). El subgrupo se elevó en rango a Grupo Piaxtla por Ramírez-Espinosa (1984, 2001).

Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1999) describen una napa tectónica que involucra:

- a) **Grupo Petlalcingo:** constituye una placa inferior para-autóctona, donde predominan las rocas siliciclásticas de bajo grado metamórfico, con una serie de deformaciones sobrepuestas.
- b) **Grupo Piaxtla:** se concibe como una placa superior alóctona, compuesta por un ensamble de rocas máficas-ultramáficas y unidades metasedimentarias, que evidencian facies metamórficas de eclogita, esquistos azules y de anfibolita, además de una serie de cuerpos granitoides megacrystalinos que sorprende por lo variable de su deformación, que va de ultramilonización hasta no deformados.

Al Complejo Acatlán le sobreyacen las secuencias sedimentarias, metasedimentarias deformadas y sin deformar de tipo vulcanosedimentario de las Formaciones Tecomate, Patlanoaya y Matzitzí, las cuales constituyen las unidades sedimentarias de cobertura paleozoica más jóvenes del terreno Mixteca (Sedlock y colaboradores, 1993).

El Grupo Petlalcingo está subdividido estructuralmente, en: (1) Migmatita Magdalena, parte basal, de litología pelítica-psamítica, con mayor cantidad de unidades anfibolíticas y calcisilicatos, en facies de anfibolita, con migmatización penetrante. (2) Formación Chazumba parte media, psamitas-pelitas, polideformadas en facies de anfibolita, con incorporación de lentes máficos-ultramáficos. (3) Formación Cosoltepec, parte superior constituida por filitas, cuarcitas, rocas metavolcánicas máficas, en facies de esquistos verde, estructuralmente sobreyace a las unidades Chazumba y Magdalena.

El Grupo Piaxtla (alóctono), está subdividido en: 1) Formación Xayacatlán, que se conforma de cuerpos máficos-ultramáficos, metasedimentos, migmatitas de alto grado metamórfico en facies de eclogita (Ortega-Gutiérrez, 1978, Ortega-Gutiérrez et al. 1999); y 2) Granitoides Esperanza de carácter megacrystalino, sobre todo con feldespato potásico, milonitizados y no deformados.

Los límites del Terreno Mixteca se configuran como sigue:

- (a) Hacia el este, el Complejo Acatlán está en contacto por la falla Caltepec con dirección N-S de, con gneises en facies de granulita que constituyen el basamento del terreno Oaxaca (Campa y Coney, 1983), Zapoteco (Sedlock et al., 1993) y Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez, 1995; Keppie, 2004). Es una estructura transpresiva de cinemática dextral, activa hacia los 276 Ma. La Formación Matzitzí del Leonardiano o Pérmico temprano constituye un traslape de cobertura sedimentaria entre los dos terrenos, (Elías et al., 2002).
- (b) En el sur, el contacto es una zona de falla de cinemática sinextral con tendencia E-W y de nombre Chacalapa-La Venta (Torres, 2005), donde el Complejo Acatlán está en contacto con rocas plutónicas graníticas, metamórficas, migmatitas, de edad mesozoica y cenozoica del terreno Xolapa (Campa y Coney, 1983 y Hermann et al., 1994), terreno Chatino (Sedlock et al., 1993).
- (c) Al oeste, el complejo cabalga sobre rocas de la Plataforma Morelos-Guerrero a través de la falla de Papalutla, orientada al NE (de Cserna et al., 1980; Elías-Herrera et al., 2000).

(d) El norte del terreno Mixteca es un límite discordante, donde el Complejo Acatlán está cubierto por rocas mesozoicas sedimentarias y volcánicas cenozoicas del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (Sedlock et al., 1993).

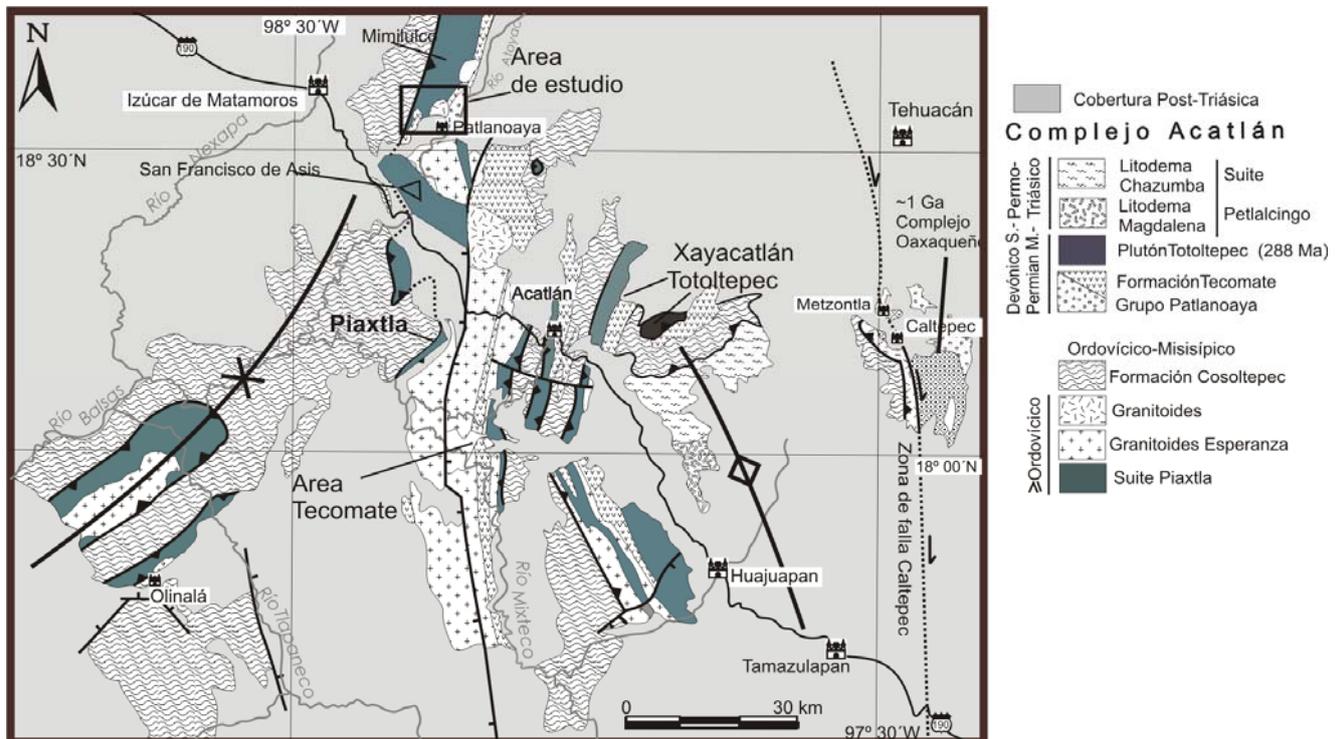


Fig. 2.2 Mapa geológico del Complejo Acatlán (modificado de Ortega Gutiérrez et al., 1999 y Keppie et al., 2005).

La interpretación de la temporalidad hecha por Ortega-Gutiérrez (1978), en la cual ocurrió una napa que cabalga en el Complejo Acatlán, se infirió a partir de las formaciones sobreyacentes de cobertura, Tecomate, Patlanoaya, Matzitzí y Oate, descritas en general como pizarras, areniscas, conglomerados, calizas, de nulo a muy bajo grado metamórfico del Devónico. Los nuevos datos de U-Pb de zircones detríticos de la Formación Tecomate indican edades del Pensilvánico-medio al Pérmico, equivalentes a las partes superiores de las Formaciones Patlanoaya y Matzitzí (Malone et al., 2002; Keppie et al., 2004).

Malone y colaboradores (2002) comparan a las tres deformaciones penetrativas de la Formación Cosoltepec con las de Formación Tecomate, que sólo tiene dos, y éstas últimas dos también afectan al tronco de Totoltepec de 287 ± 2 Ma (de firma calci-alcalina, Yáñez et al., 1991; Keppie et al., 2004); la edad de la deformación y del metamorfismo para la Formación Tecomate es de 288 ± 14 Ma (Weber et al. 1997), edad proporcionada por muscovitas en el sistema K-Ar.

La Formación Matzitzí del Leonardiano que traslapa a los dos complejos, Oaxaqueño y Acatlán, además de la edad de concordia en el sistema U-Pb de 276 Ma, en un neosoma migmatítico probablemente sintectónico a lo largo de la zona de falla de Caltepec (Elías Herrera y Ortega Gutiérrez 2002), suponen

una yuxtaposición en el Pérmico temprano para los dos complejos, en una orogenia en el preámbulo del ensamble de Pangea.

Los diques no deformados de composición granítica, denominados Diques San Miguel son fechados por Yáñez y colaboradores (1991) en sistema Rb/Sr y Sm/Nd, arrojando edades de 175 ± 3 Ma y 172 ± 1 Ma, respectivamente. Dichos diques tienen relaciones de corte con la Formación Chazumba y también intrusionan a los diques máficos-ultamáficos inmersos en la misma. En relación con esto último, Keppie et al. (2004), con análisis isotópicos calculan un levantamiento dómico y con ello infieren un evento tectonotérmico de pluma o punto caliente durante el Jurásico Medio para el rompimiento de Pangea.

II.1.2 Interpretaciones tectónicas- Problemas del terreno Mixteca

Con base en las similitudes tectonoestratigráficas del orógeno Apalachiano-Ouachita y su vecindad con el Complejo Oaxaqueño (Grenvilleano de ≈ 1 Ga), el Complejo metamórfico y estructural de Acatlán se interpretó como un orógeno de colisión entre Laurencia y Gondwana (Amazonia) (Ortega-Gutiérrez, 1981; Ortega-Gutiérrez et al., 1983; Yáñez et al., 1991). No obstante, las propuestas de modelos que explican la evolución tectonotérmica durante el Paleozoico son contradictorias entre sí, y la temporalidad y cinemática del evento tectónico principal es controversial.

Yáñez y colaboradores (1991) correlacionaron el complejo con el cinturón Acadiano del orógeno Apalachiano, sugiriendo que ambos fueron deformados durante una colisión en el Devónico (orogenia Mixteca) entre el este de Laurencia y noroeste de América de Sur. El Complejo fue entonces transportado al sur junto con Gondwana en una posición cercana a la actual Colombia; colisionó nuevamente con el sur de Laurencia durante el Carbonífero tardío, para después moverse a su posición actual, seguida del rompimiento de Pangea.

Yáñez y colaboradores (1991) interpretaron que el Granito La Noria, se emplazó durante una orogenia en Devónico temprano (orogenia Mixteca), responsable también de la migmatización del protolito de la unidad Magdalena. Así, la intrusión del Granito La Noria y el depósito sedimentario de la Formación Tecomate ocurrieron sintectónicamente. Por último, en la propuesta de este autor se incorporaron edades para la intrusión del granito de Totoltepec de 287 ± 2 Ma; interpretándose como un granito en el ensamble de Pangea para el Pérmico. La historia tectonotérmica destacó así como paralela al orógeno Apalachiano relacionado con el cierre del Océano Iapetus.

Los fechamientos en sistema U-Pb para los Granitoides Esperanza de 440 Ma hechos por Ortega-Gutiérrez et al. (1999) reportan edades más tempranas en el Paleozoico, con ello se propuso al Complejo Acatlán como la representación

de una cicatriz oceánica durante una orogenia del Ordovícico tardío-Silúrico temprano del Océano Iapetus nombrando a ésta Orogenia Acateca. Así, el este de Laurencia colisionó con un margen de Oaxaquia, entendiendo a Oaxaquia como un bloque de corteza continental del Grenvilleano y que actualmente está bajo México (Ortega-Gutiérrez et al. 1995). A este bloque pertenece el Complejo Oaxaqueño y representa un micro-continente o un margen de Gondwana. La napa tectónica, en la cual el Grupo Piaxtla alóctono de rocas ofiolíticas-eclogíticas cabalga sobre la corteza autóctona de sedimentos de trinchera o antearco del Grupo Petlalcingo, ocurrió durante la orogenia Acateca del Ordovícico-Silúrico.

Fechamientos recientes obtenidos por Keppie y colaboradores (2004), Nance y colaboradores (2006) Murphy y colaboradores (2006), Middleton y colaboradores (2006) y Miller y colaboradores (2007) en sistema de U-Pb para zircones magmáticos y detríticos, apoyan la propuesta de Keppie y Ramos (1999), quienes consideran que el Complejo Acatlán representa un vestigio del cierre oceánico, no de Iapetus, pero sí de su sucesor, el Océano Réico. De ser así, el Complejo Acatlán pudo haber yacido de manera contigua al noroeste de Gondwana durante el Paleozoico y su historia estratigráfica y tectonotérmica probaría el cierre de un océano que produjo el cinturón orogénico Ouachita-Alleghaniano-Variscano durante el ensamble de Pangea en el Pérmico-Carbonífero.

Nance y colaboradores (2006) caracterizaron zircones detríticos como procedentes de Amazonia-Oaxaquia-Avalonia, además de proponer que todos los granitoides megacristalinos tienen un origen en un ambiente tectónico de *rift*, y fueron intrusionados durante el Ordovícico con diferentes fuentes grenvilleanas heredadas. Esta última aseveración también fue planteada por Miller y colaboradores. (2006), en análisis de granitoides sin deformar de 480-440 Ma, entre ellos el Palo Liso. Todos son relacionados con el magmatismo de *rift* asociado a la separación de Avalonia de Oaxaquia a lo largo del margen de Gondwana del Océano Réico, en un proceso o modelo tipo Baja California. El Complejo Acatlán tendría que ser más joven, caracterizado por una tectónica convergente en un margen Paleo-Pacífico y que paleogeográficamente correspondería al NW de América del Sur durante el Paleozoico.

Middleton y colaboradores (2006) reportan una localidad eclogítica, asignando el nombre de Litodema Asis (parte del Suite Piaxtla) y obtiene para esta unidad una edad de concordia 345 ± 3 Ma, basada en el fechamiento en sistema U-Pb para zircones que crecieron en un leucosoma migmatítico. Esta edad es interpretada como edad de exhumación; por ello se infirió un consecuente metamorfismo de alta presión con posterior decremento en presión y temperatura hasta facies de esquistos verdes y una rápida descompresión en el Misisípico. Éste es un mecanismo típico de exhumación de eclogitas durante una colisión continente-continente. La cinemática en el área de San Francisco de Asís es compatible con una cabalgadura lateral o con una extensión durante un orógeno. Así, un modelo de subducción oblicua es consistente con un límite

de subducción de Gondwana del Devónico-Carbonífero en la margen meridional del Océano Réico.

Keppie y colaboradores (2006a), con análisis en zircones detríticos en sistema U-Pb, describen que la Formación Cosoltepec de 455-310 Ma, tiene un contraste considerable con las edades de las unidades Magdalena y Chazumba de 303-171 Ma y 239-174, Ma, respectivamente, por lo que recomiendan reagrupar a los Litodemas Magdalena- Chazumba en un Suite Petlalcingo y excluir de éste a la Formación Cosoltepec. Aun así, las tres unidades contienen poblaciones de zircones heredados de entre 850-1200 Ma. Este último rango de edad se infiere como zircones procedentes del Complejo Oaxaqueño de ≈ 1 Ga. Por Otro lado, el rango 470-640 Ma sólo para la unidad Cosoltepec confirmaría que la fuente son los plutones de 470 Ma en el Complejo Acatlán. La Formación Cosoltepec, representa tectónicamente a un *continental rise* durante el Ordovícico-Devónico tardío, y los Litodemas Chazumba y Magdalena representan el desarrollo de cuñas sedimentarias clásticas que estuviesen adyacentes a Oaxaquia a partir del Pérmico y su continuación en el Triásico (Fig.1.2).

Tabla 2.1 Cuadro de edades representativas del Suite magmático Granitoides Esperanza.

Roca /Formación	Sistema Isotópico	Mineral/ Roca total	Edad en Ma.	Autor	Característica
Granitoide	U-Pb y Sm-Nd	Monazita, Granate roca total	411±123	Yáñez et al. (1991)	Concordia
Granitoide La Noria	U-Pb	Zircón	371±34	Yáñez et al. (1991)	Intersección de discordia
Granitoide	Rb-Sr	Muscovita	330±5	Yáñez et al. (1991)	Intersección de discordia
Granitoide	U-Pb	Zircón y Monazita	440±14 1161±30	Ortega et al. (1999)	Concordia y edades heredadas
Granitoide	U-Pb	Monazita	418±18	Ortega et al. (1999)	Concordia
Augen esquisto	U-Pb	Zircón	1163±30	Talavera-Mendoza et al. (2005)	Edades heredadas
Leucogranito	U-Pb	Zircón	478±5	Campa et al. (2002)	Concordia
Granito	U-Pb	Zircón	425±13	Sánchez et al. (2004)	Concordia
Blastomilonítico					
Granito Palo Liso	U-Pb	Zircón	461±2	Miller et al. (2006)	Intercepción Superior-concordia
Granito La Noria	U-Pb	Zircón	467±16	Miller et al. (2006)	Intercepción Superior-concordia
Granito Hornos	Los U-Pb	Zircón	442	Miller et al. (2006)	Intercepción Superior - concordia
Granitoides Esperanza	U-Pb	Zircón	442±5	Talavera-Mendoza et al. (2005)	Edad de cristalización
Granitoides Esperanza	U-Pb	Zircón	474±16	Talavera-Mendoza et al. (2005)	Edad de cristalización
Granitoides Esperanza	U-Pb	Zircón	1354-500	Talavera-Mendoza et al. (2005)	Edades heredadas
Granitoides Esperanza	U-Pb	Zircón	290±15	Talavera-Mendoza et al. (2005)	discordia-Perdida de Pb
Granitoides Esperanza	U-Pb	Zircón	461±7	Talavera-Mendoza et al. (2005)	Concordia-cristalización

Otra propuesta alternativa es la de Meza y colaboradores (2003), Talavera-Mendoza y colaboradores (2005) y Vega-Granillo (2005), donde las rocas de alto grado metamórfico del Complejo Acatlán se originaron en diferentes océanos. Las rocas meta-eclogíticas cercanas al área de Mimilulco y rocas de la Formación el Rodeo (arco volcánico intraoceánico) se formaron en el Océano Iapetus, cerrándose en el Ordovícico-Silúrico durante la Orogenia Acateca, hecho relacionado con la intrusión de los Granitoides Esperanza. Por otro lado las unidades Chazumba y Magdalena pertenecen al Océano Réico. Talavera-Mendoza y colaboradores (2005) reportan que existen tres eventos tectonotermales: Grenvilleano, de ~1.2-1.0 Ga; Taconiano de 480-470 Ma; y por último, Saliniano, de 460-440 Ma. Todos ellos se infieren a partir de la serie de granitoides megacristalinos agrupados en arcos del Ordovícico tardío-Silúrico temprano, que no están relacionados con el sur de Laurentia.

Tabla 2.2 Cuadro de edades representativas para las unidades eclogíticas del Suite Piaxtla.

Roca /Formación	Sistema Isotópico	Mineral/Roca total	Edad en Ma.	Autor	Característica
Esquisto	Sm-Nd	Granate/roca total	416±1 2	Yáñez et al (1991)	Isocrona – edad de metamorfismo
Eclogita	Sm-Nd	Granate/roca total	388±4 4	Amstrong , R. en Yáñez et al (1991)	Isocrona- metamorfismo eclogítico
Eclogita	Rb-Sr	Roca total	386±6	Yáñez et al (1991)	Isocrona- metamorfismo
Eclogita	Rb-Sr	Muscovita/roca total	332±4	Yáñez et al (1991)	Isocrona segundo evento metamórfico
Eclogita de Litodema Asis	U-Pb	Zircón	346±3	Middleton et al. (2006)	Lentes máficos con omfacita - exhumación

Capítulo III Unidades litológicas

III.1 Unidades ígneas

III.1.1 Granitoide Columpio del Diablo (Augen Gneiss)

Localización

Este cuerpo de roca aflora en el poblado de San Miguel Las Minas, siendo la sección cercana al cementerio y la barranca Columpio del Diablo donde se cuenta con la mejor exposición. En el mapa se observa como un cuerpo de 1 a 2 km de anchura y 2 km de longitud, orientado N-S.

Descripción

El color de la roca va de gris a blanco, moteado en rosa por el contenido de megacristales de feldespato potásico; es un gneiss granítico o milonita (seguramente protolito granítico) de estructura foliada penetrativamente, de espaciada a continua, anastomosada y paralela (Fig. 3.1). En muestra de mano es de color gris con feldespato rosa (ortoclasa) de hasta 4 cm y cuarzos de hasta 1 cm. Se observa a simple vista una laminación de minerales micáceos de clorita que le da la coloración gris-verdosa y el crecimiento aunque poco desarrollado de muscovita. El gneiss presenta una estructura prolada de cuarzo y feldespato, el estiramiento es perceptible dependiendo del plano de observación.

En el camino de terracería que va de San Miguel Las Minas a La Sábila, se aprecia la intrusión de un granito leucocrático micáceo gnésico (muscovita), en forma de diques muy pequeños para ser cartografiados; éste probablemente corresponda a una fase tardía de plutonismo granítico; ya han sido reportados en otras áreas como en Mimilulco (Talavera-Mendoza et al., 2005).

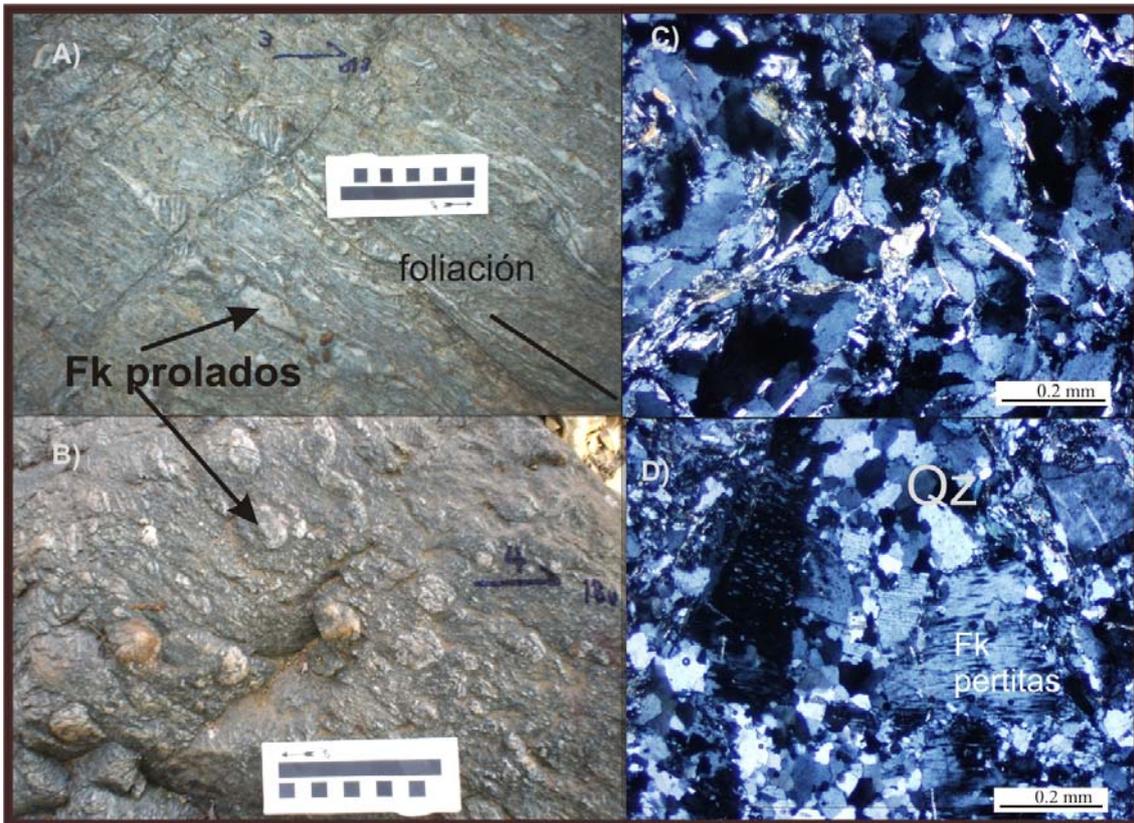


Fig. 3.1 Fotografía del granitoide Columpio del Diablo. A) Se observa el carácter estirado milonitizado de los feldspatos en el afloramiento; B) la foliación es una característica que difiere según el punto de perspectiva, mientras que en un plano puede verse feldspatos redondeados, en otra perspectiva puede verse el carácter estirado; C) fotomicrografía de foliación con separación de dominios cuarzo-feldespáticos de micáceos; D) algunas texturas dentro de los feldspatos, perthitas y cuarzos con extinción ondulante.
Fk: Feldespato potásico, Qz: Cuarzo.

Petrografía

Bajo observación en microscopio corresponde a un granito milonitizado, muy foliado con microlitones de cuarzo con extinción ondulante, feldspatos de ortoclasa perthítica con dominios micáceos orientados de clorita y mica blanca (Fig. 3.1-b y c); también son visibles minerales accesorios de epidota, clorita y opacos de hematita. También se observa microplegamiento y microfallamiento.

Contactos

Las relaciones de contacto son: el límite oriental es el contacto con los metasedimentos del litodema cuarcita Las Minas en una zona de cizalla lítrica con una falla normal sobrepuesta, de componente lateral, difícil de observar por la existencia de micro fallas de tipo frágil. Este contacto es menos claro por la presencia de una banda de diques dacíticos sin deformar y brechados, por lo que se considera que fueron intrusionados durante el fallamiento normal (probablemente del Cenozoico). Al oeste del límite del área, está la intrusión de un cuerpo ígneo al cual se denomina "cuello volcánico dacita San Miguel", por lo cual el granito se encuentra alterado y brechado por calentamiento e hidrotermalismo, observándose el gneiss dislocado y de color rojo.

Edad

No hay geocronología disponible para este cuerpo rocoso; no obstante, en este trabajo el granitoide se considera equiparable a la unidad tipo del *Suite* magmático Granitoides Esperanza. Datos recientes publicados por Sánchez-Zavala y colaboradores (2004) proporcionan edades para la localidad tipo de Granitoides Esperanza que van del Ordovícico tardío al Silúrico temprano; ésta es una edad de concordia de 471 ± 6 Ma en sistema U-Pb de zircones.

III. 1.2 Granito Palo Liso*Localización*

Aflora en el centro del área de estudio; constituye un macizo rocoso de 2.5 km de anchura, 3 km de longitud, con orientación N-S, expuesto con buenos afloramientos en las barrancas Palo Liso y Cuatomate. Es la parte geomorfológica más baja del área con lomeríos redondeados.

Descripción

La roca que aflora es de color blanco a gris moteado en rosa y negro, con textura fanerítica, con megacristales de feldespato potásico y cuarzo de hasta 4 a 5 cm de diámetro, sin deformación dúctil, aunque se observan micro fallamientos en arreglo aleatorio (Fig. 3.2). Contiene xenolitos de rocas sedimentarias, posiblemente del litodema metarenisca Otate, sobre todo en su borde occidental al contacto con la misma.

Petrografía

El análisis petrográfico arroja una composición de feldespato potásico de ortoclasa pertítica y de textura poiquilítica, y con sericitación; algunos de los feldespatos tienen una textura de flama propia de las pertitas, además, se observan otros minerales como microclinas y cuarzo con una débil extinción ondulante. Los bordes anhedrales del cuarzo sugieren recristalización; se observan minerales accesorios como plagioclasa sódica, mica blanca, clorita, anfíbol (probablemente hornblenda) y algunos óxidos (hematita), además de zircones. Los minerales en conjunto se encuentran en una textura que varía de granular a inequi-granular y en algunas ocasiones interlobular (Fig. 3.2).

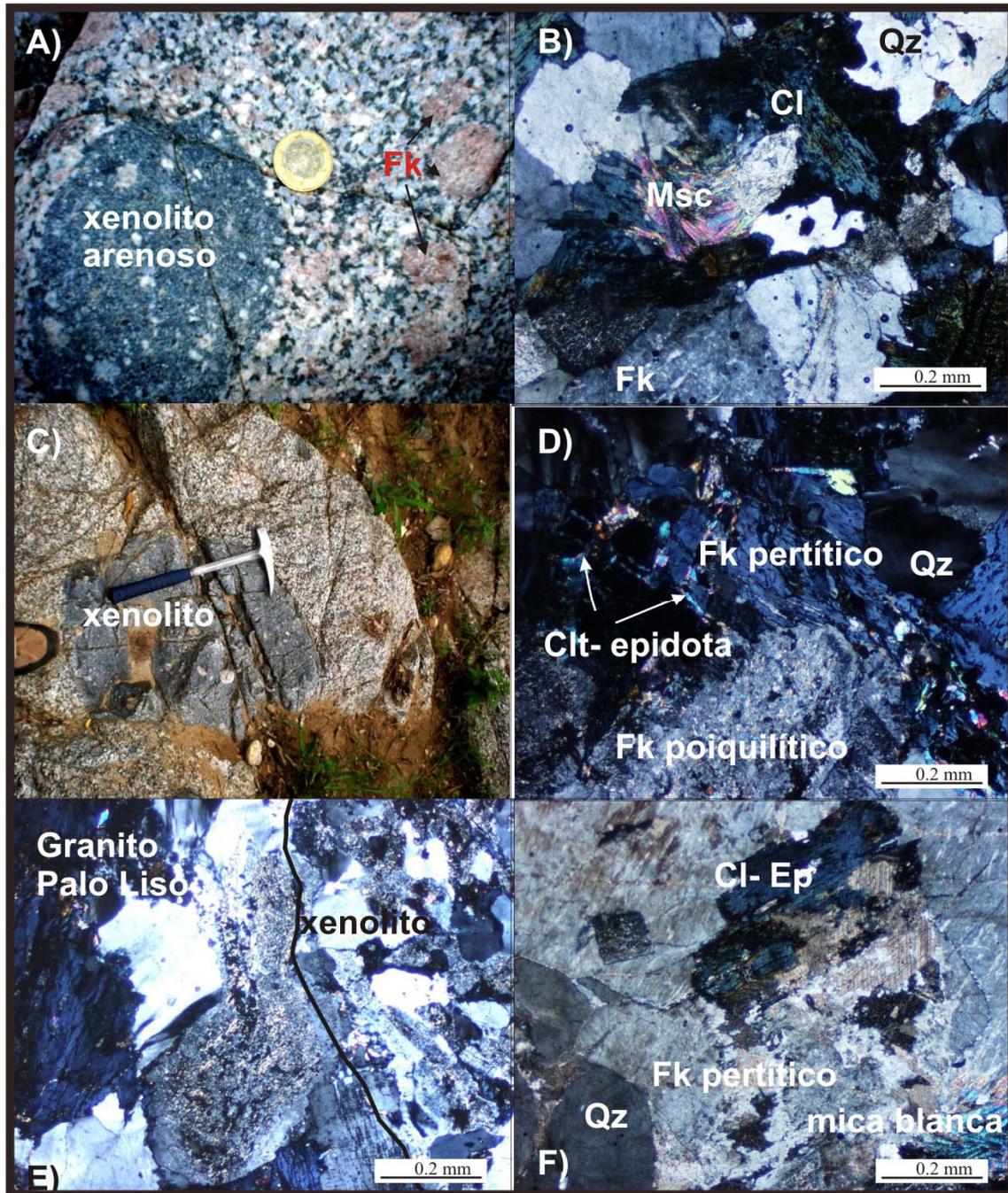


Fig. 3.2 Características del Granito Palo Liso. A) Expresión de mega-cristales de feldespatos potásicos de hasta 5 cm de diámetro aproximado, además de xenolitos de rocas sedimentarias o metasedimentarias; B) fotomicrografía de los minerales existentes en el granito; C) Granito Palo Liso con xenolitos de hasta 45 cm de diámetro cercano al límite en contacto con el litodema Otate; D) feldespatos periticos con textura de flama en el Granito Palo Liso; E) contacto entre el Granito Palo Liso y los xenolitos, estos últimos con textura esquelética; F) feldespatos periticos, cloritas y epidotas. Fk: feldespato potásico, Qz: cuarzo, Cl: clorita, Msc:muscovita.

Contactos

Las relaciones de contacto son: al oeste por intrusión, con el litodema metarenisca Otate, dicho contacto es con una banda de rocas volcánico-clásticas máficas de grano fino. Al norte está en contacto con las unidades de grado metamórfico alto de esquistos de mica blanca con granate del Suite Piaxtla por falla normal en régimen frágil. Al sur es cubierto por los sedimentos de la

Formación Balsas. Al oriente está en contacto por intrusión con rocas del litodema metarenisca Mal Paso.

Edad

El Granito Palo Liso ha sido fechado por (Miller et al., 2006) con zircones en el sistema U-Pb, quienes obtuvieron edades de concordia de 461 ± 2 Ma; asimismo, obtuvieron una edad de meseta en sistema $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de 305 ± 26 Ma, la cual corresponde geológicamente a una anomalía térmica de enfriamiento a 300°C en temperatura de cierre de la biotita.

III.1.3 Anfibolita Anacahuite

Localización

La anfibolita Anacahuite se encuentra aflorando al sur de la población de Ahuatlán y al norte de Patlanoaya, a lo largo del camino entre estos poblados y la barranca Anacahuite. En el mapa está configurada como un cuerpo irregular ubicado al noreste del área de estudio. La mejor exposición de esta unidad se encuentra en la barranca Anacahuite y en un ramal o tributario del la barranca Mal Paso hacia el noroeste.

Descripción

Las rocas son de color gris a verde oscuro. En muestra de mano es posible observar anfíbol, clorita, mica blanca, epidota y calcita. El tamaño de grano va de mediano a grueso. En algunas partes existe heterogeneidad composicional: en ocasiones se observa mayor contenido de minerales félsicos como cuarzo o plagioclasas y en otros existen lentes completamente anfibolíticos. La ausencia de rocas sedimentarias dentro de la anfibolita Anacahuite, sugiere que originalmente se trataba de una intrusión de diques o de lavas basálticas, ahora ya con metamorfismo (metabasita o rocas verdes). En escala de afloramiento tiene estructura foliada que en ocasiones luce como una milonita con orientación un tanto irregular; además, dicha foliación se muestra plegada isoclinalmente y en pliegues *kink* (Fig. 3.3 a, c). Se encuentra intrusionada por diques graníticos milonitizados y plegados isoclinalmente, megacristalinos que muestran feldespato potásico, cuarzo y mica, además de vetas de cuarzo, lo cual se hace más evidente en su límite occidental. Los diques graníticos son litológica y estructuralmente similares al granitoide Columpio del Diablo.

Petrografía

En escala microscópica la textura es de tipo lepidoblástica y en arreglo acicular de cristales muy finos orientados, con un alto contenido de clorita, epidota (zoisita). El anfíbol (hornblenda) se presenta como porfiroclastos muy dislocados y sufre una cataclisis; la mica blanca, calcita y cuarzo tienen bordes recrystalizados, están inmersos en un arreglo planar de foliación que es continua (Fig. 3.3 b,d); en ocasiones se presentan minerales accesorios como feldespatos potásicos, hematita y zircones. El grado metamórfico inferido por los minerales de clorita y mica blanca presentes es de facies de esquistos verdes media–alta.

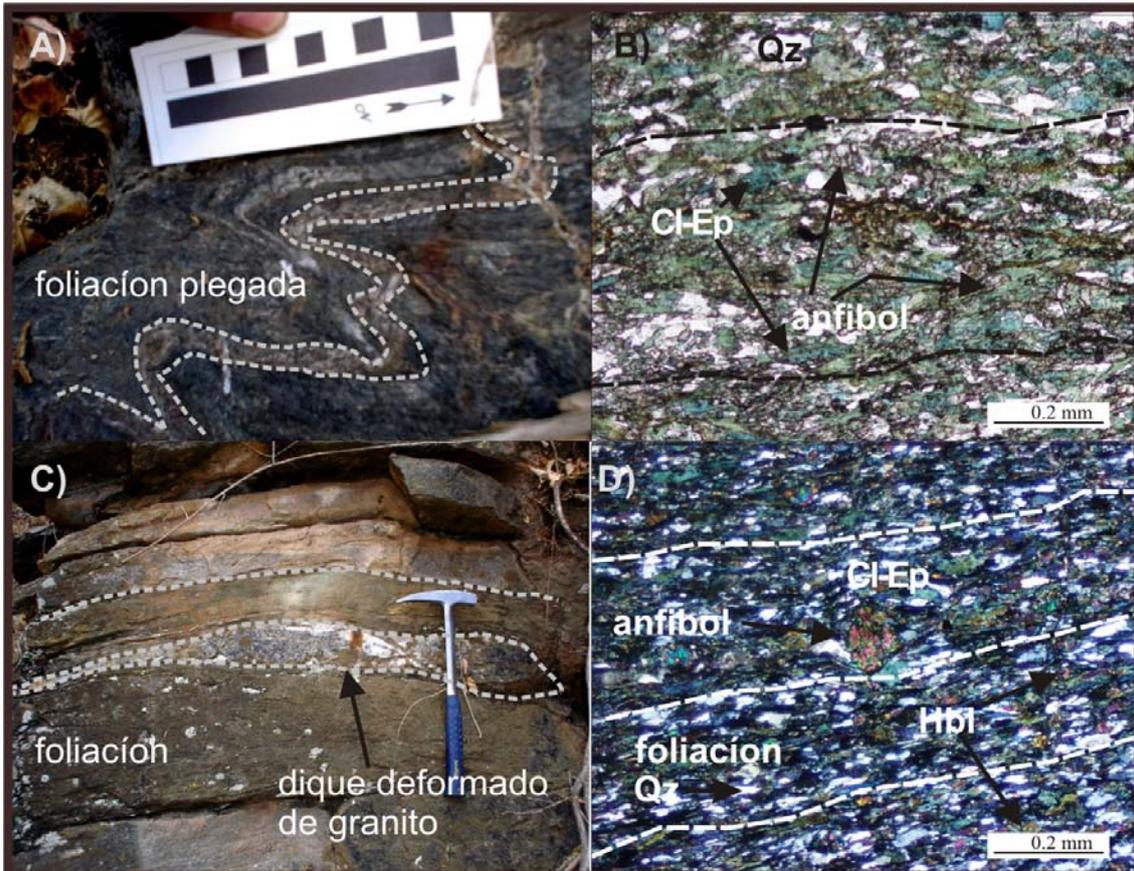


Fig. 3.3 Anfibolita Anacahuite. a) Esquisto verde plegado; B) fotomicrografía de porfiroclasto de anfibolita, las hornblendas sufren cataclasis inmersa en las micas de clorita de neoformación; C) foliación y dique granitoide milonitizado; D) hornblenda porfiroclástica y crecimiento de cuarzo alineado a la foliación. Cl: clorita, Ep: epidota, Hbl: hornblenda.

Contactos

Las relaciones de contacto son: al oeste, con los esquistos de mica blanca y granate del Suite Piaxtla, muy probablemente el contacto original corresponda a una banda milonitizada del cuerpo anfibolítico intrusionado por diques de granito mega- cristalino (se presume puedan ser intrusiones del Granito Palo Liso). Actualmente se observa una zona de falla normal que corre en una dirección N-NE, en ella está presente la brecha y harina de falla de hasta 1 m de anchura. Al este, se encuentra cubierta por arenisca y conglomerado de la Formación Tecomazúchil del Jurásico (Villaseñor et al., 1986). Al sur, el contacto con la cobertura sedimentaria del grupo Patlanoaya y Granito Palo Liso es poco evidente, pero se infiere que corresponde a una falla E-W frágil, solamente observada en pequeños afloramientos con harina y brecha de falla, estructuras de *Reidel* y estrías verticales con escalones.

Edad

Existen diques graníticos que cortan a la unidad Anacahuite en el margen oeste, dichos diques pueden correlacionarse con los granitoides Columpio del Diablo y Palo Liso; por lo tanto, el protolito de las rocas verdes anfibolíticas debería corresponder a un periodo anterior a ≈ 461 Ma.

Adicionalmente, las hornblendas, se pudo realizar como parte de este estudio un fechamiento por fraccionamiento de Ar-Ar. La edad de meseta es de 299 ± 6 Ma (Fig. 3.4), misma que fue analizada en Queens University por la Dra. A. Ortega-Rivera (2005 comunicación escrita) la cual es interpretada como edad de enfriamiento a los $500-550^{\circ}$ C (geológicamente se interpreta como exhumación). Dicha edad es comparada con la obtenida por Miller et al. (2006) para el granito Palo Liso en 305 ± 25 Ma.

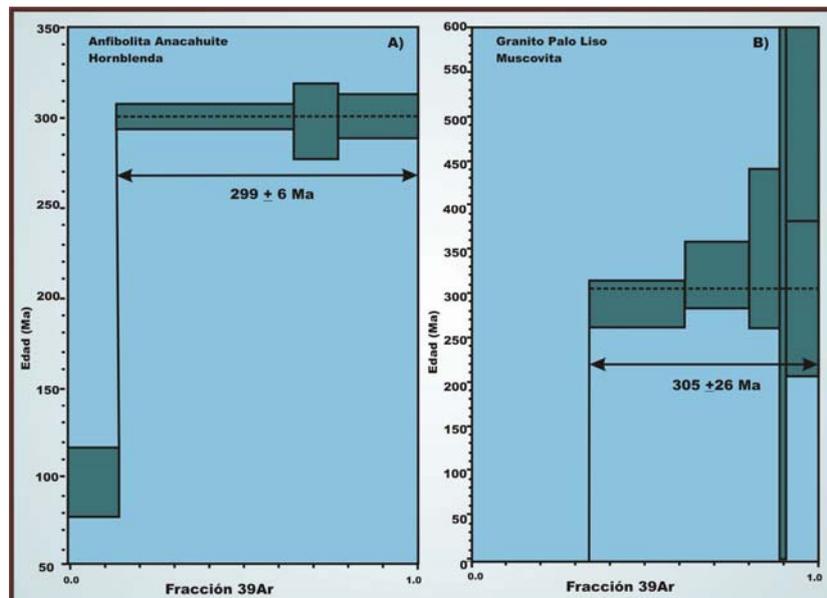


Fig. 3.4 A) Dato de meseta en sistema Ar-Ar en hornblenda para el litodema anfibolita Anacahuite obtenido por A. Ortega-Rivera (2005, comunicación escrita) B) comparado con el dato obtenido por Miller y colaboradores (2006) en biotita del Granito Palo Liso.

La anfibolita Anacahuite, se correlaciona con la Formación El Rodeo de Vega-Granillo (2005); Talavera-Mendoza (2005) publicó recientemente edades de zircones detríticos en una facie vulcanosedimentaria con lo cual se indica que al menos una fuente del protolito de la Formación El Rodeo tiene una edad de ≈ 834 Ma.

III.2 Unidades metasedimentarias

III.2.1 Litodema cuarcita Las Minas

Localización

Es un paquete de rocas que aflora al este del poblado de San Miguel Las Minas. Algunos afloramientos aparecen en las barrancas Otate, Columpio del Diablo y una porción de Angostadero, además del camino que va de Las Minas a Patlanoaya. En el mapa, su configuración es la de un cuerpo alargado irregular con orientación N-S de 1 a 1.5 km de anchura y de 4 a 4.5 km de longitud. La sección tipo se expone en la barranca Otate con claridad.

Descripción

Son interstratificaciones de metasedimentos de grano grueso (psamíticos) con intercalaciones de metasedimentos de grano fino (pelíticos). En la barranca Otate, la roca varía de pizarra a esquisto, pero en general es filita. El contenido sustancial de cuarzo y el grosor de paquetes (hasta ≈ 2 m) en la unidad le confiere el nombre específico de "cuarcitas", por lo que el protolito fue probablemente arenisca y un poco de lutita (Fig. 3.5). En muestra de mano, los sedimentos finos tienen mica blanca.

En muestra de mano y en afloramiento es de color verde a gris, está foliada, se observa una fábrica planar penetrativa en varias direcciones, aunque predomina una orientación inclinada hacia el NE. Dicha foliación es espaciada-suave y en otros casos es un clivaje de presión-solución, aunque de carácter heterogéneo y plegado (las estructuras descritas en el Capítulo Análisis Estructural).

Existen intrusiones menores de diques y *sills* máficos cortando la secuencia metasedimentaria; están foliados, plegados conjuntamente con los metasedimentos. Las intrusiones menores son de color verde claro a oscuro, foliadas, de grano fino, en su mayor parte afaníticas, aunque poseen relictos de textura ígnea intrusiva básica, por lo que se les puede denominar "metabasitas"; en muestra de mano se observa anfíbol, un poco de cuarzo y plagioclasa.

El litodema cuarcita Las Minas también está intrusionado por diques de un granito leucocrático, de textura gruesa foliada (gnéisica), y plegado en conjunto con la roca encajonante, los detalles son visibles en los afloramientos del camino de terracería que va de Las Minas al rancho La Sábila y la barranca Columpio del Diablo (Fig. 3.6c).

Petrografía

El litodema cuarcita Las Minas en lámina delgada presenta una textura lepidoblástica con arreglo de clorita y cuarzo orientados y recristalizados, algunos cuarzos tienen extinción ondulante y ocasionalmente en este arreglo foliado hay mica blanca y feldespato potásico además de zircón detrítico; por la paragénesis mineral se sugiere un metamorfismo en facie de esquisto verde baja.

Los diques básicos tienen una textura foliada lepidoblástica, continua y espaciada con anfíbol, cuarzo, clorita, epidota, un poco de plagioclasa y mica blanca con accesorios de hematita y calcita; por la paragénesis, se infiere un grado metamórfico de facie de esquisto verde bajo.

Petrográficamente, los diques leucocráticos corresponden a granitos deformados, foliados, plegados, con alto contenido de cuarzo y feldespato potásico, además del crecimiento de mica blanca orientada en los planos de foliación; están presentes minerales accesorios, como hematita y zircón. Estos

diques probablemente sean cogenéticos con los leucogranitos que intrusionan a la unidad granitoide Columpio del Diablo, éstos ya han sido reportados anteriormente en otras zonas como Granito Teticic (Talavera-Mendoza et al., 2005), granitoides El Naranjo y Mimilulco (Vega-Granillo, 2005)

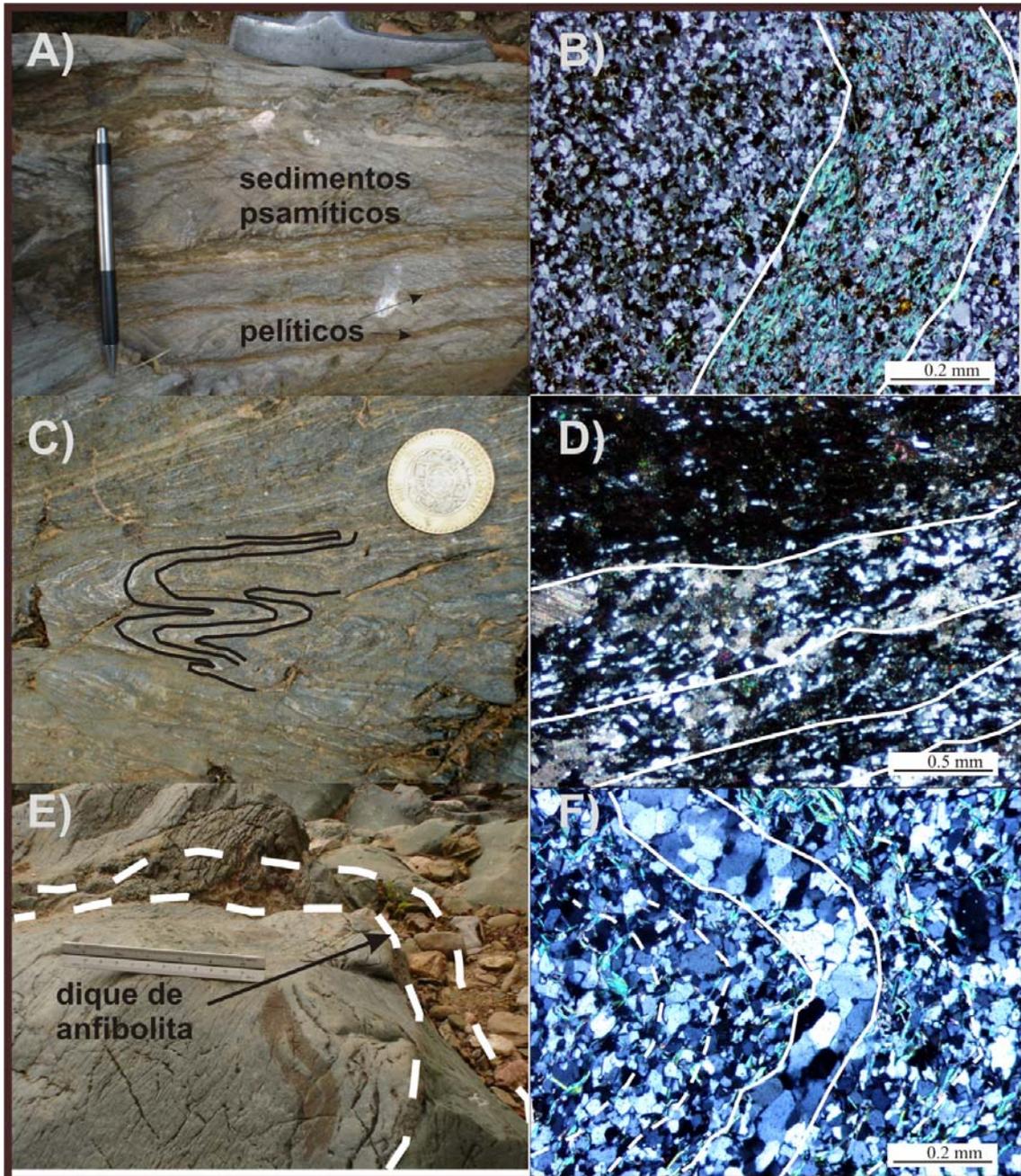


Fig. 3.5 Fotografías y fotomicrografías del litodema cuarcita Las Minas. A) Intercalación de sedimentos finos con sedimentos gruesos; B) carácter foliado y separación de dominios cuarzo-feldespáticos con los micáceos; C) carácter plegado de cuarcita Las Minas; D) foliación con crecimiento de cuarzoes orientados, separados por dominios micáceos; E) intrusión de diques anfibolíticos; F) foliación plegada.

Contactos

Al oeste está en contacto con el granitoide Columpio del Diablo a través de una zona de cizalla lítrica (régimen dúctil) y una falla normal (frágil) que tiene una componente dextral sobrepuesta y en los planos de falla existe la

intrusión de diques dacíticos. Al norte, el contacto es por falla normal poco visible con esquistos de mica blanca y granate pertenecientes a rocas del Suite Piaxtla de grado metamórfico alto. Hacia el este, existe una clara discordancia angular con el litodema metarenisca Otate, evidenciada por la incongruencia o truncamiento entre el crucero penetrativo espaciado del litodema cuarcita Las Minas, y el crucero pizarroso y de fractura del litodema metarenisca Otate. También es visible un fallamiento normal más tardío que se observa por segmentos a lo largo de toda la discordancia con rumbo cambiante de N-NE. Al sur, subyace en discordancia una cubierta sedimentaria probablemente cenozoicas, de conglomerados rojos sin consolidar, los clastos son redondeados, de líticos graníticos y esquistos, probablemente se trate de la Formación Balsas (Villaseñor et al., 1986).

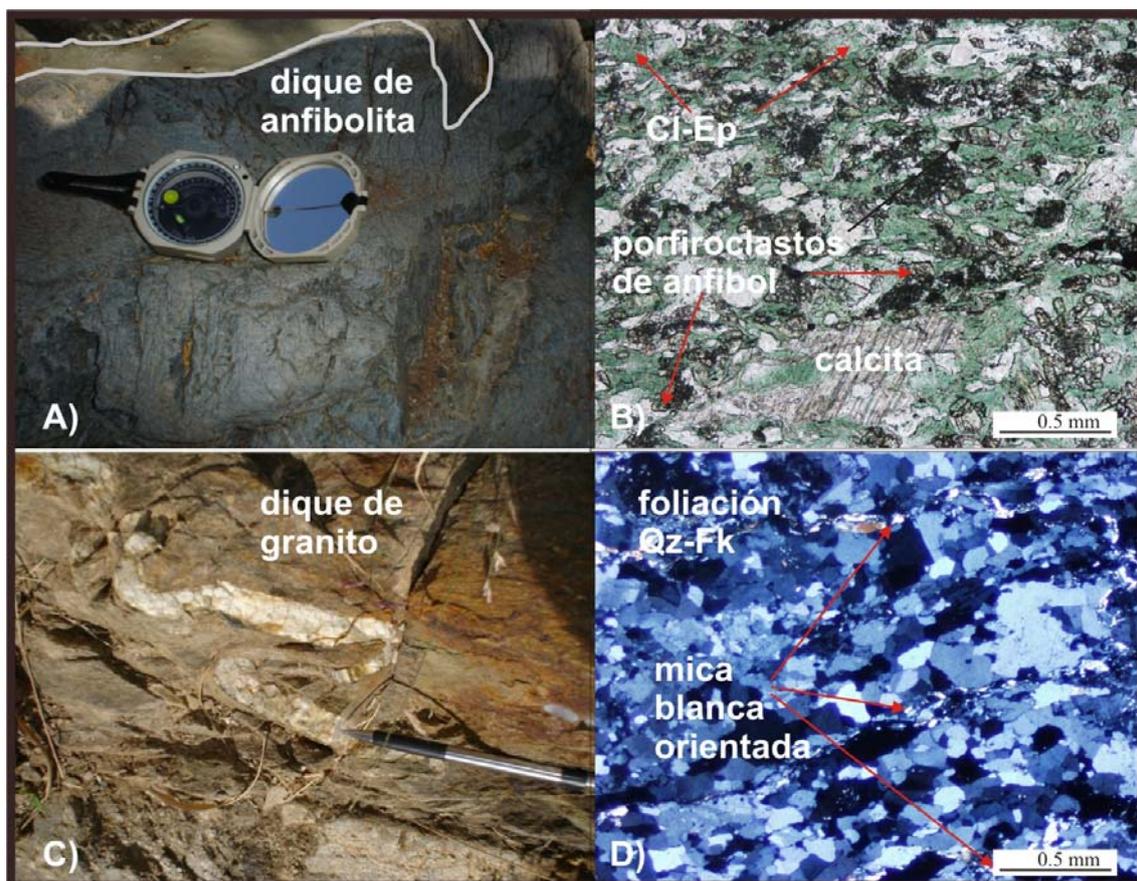


Fig. 3.6 A) Dique plegado y foliado de anfibolita en la unidad cuarcita Las Minas; B) fotomicrografía de dique anfibolítico con anfíbol de hornblenda que sufre una cataclasis y crecimiento de clorita y epidota; C) diques graníticos leucocráticos plegados en conjunto con roca encajonante; D) foliación de dique leucocrático y dominios cuarzo-feldespáticos con crecimiento de mica blanca (muscovita). Fk: feldespato potásico, Qz: cuarzo, Cl: clorita, Ep: epidota.

Edad

Existen datos recientes obtenidos con LA-ICPMS en la Universidad de Texas en Austin por B. V. Miller (2005, comunicación escrita) para unidades metasedimentarias. La edad de depósito del protolito del litodema cuarcita Las Minas está acotada por los zircones detríticos más jóvenes de aproximadamente 474 Ma y la edad de los diques leucocráticos que le intrusionan, los cuales se infiere deben pertenecer al Ordovícico medio, ya que muy probablemente se

correlacionen con los diques de Mimilulco a 20 km al norte de Patlanoaya (Talavera-Mendoza et al., 2005). La población de zircones detríticos más jóvenes tienen aproximadamente en el rango de 470-500 Ma; otro intervalo de población queda entre 720-1003 Ma y otro más entre 1125-1600 Ma (Fig. 3.7).

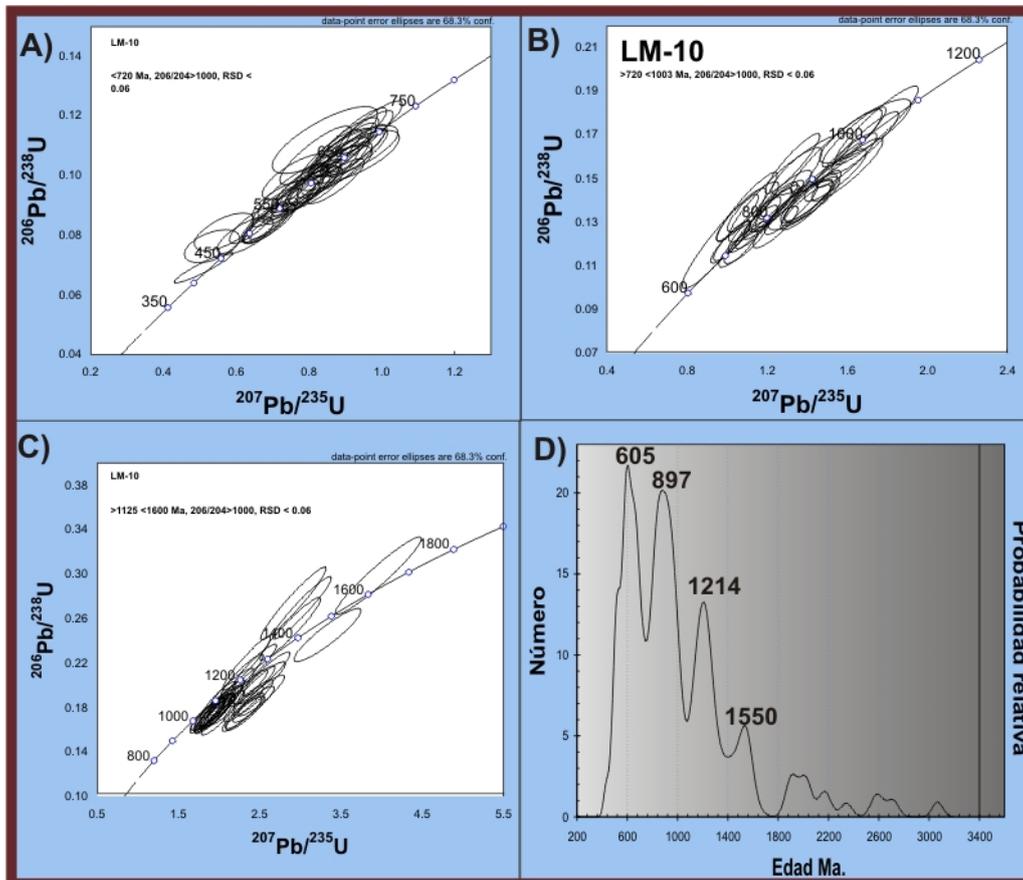


Fig. 3.7 Edad LA-ICPMS de los zircones detríticos del litodema cuarcita Las Minas (B.V. Miller, 2005, comunicación escrita), muchos zircones caen en campos reversamente discordantes.

Para minerales de muscovitas, se realizaron dos fechamientos por fraccionamiento de ^{40}Ar - ^{39}Ar , analizados en Queens University por la Dra. A. Ortega-Rivera (2006 comunicación escrita). Las edades de meseta resultaron ser de 347 ± 3 y 342 ± 2 Ma (Fig. 3.8), las cuales pueden interpretarse como edad de temperatura de cierre de la muscovita en el sistema ^{40}Ar - ^{39}Ar a los 350-400°C, durante el metamorfismo que acompaña a la primera deformación, y que geológicamente se interpreta como un evento de exhumación.

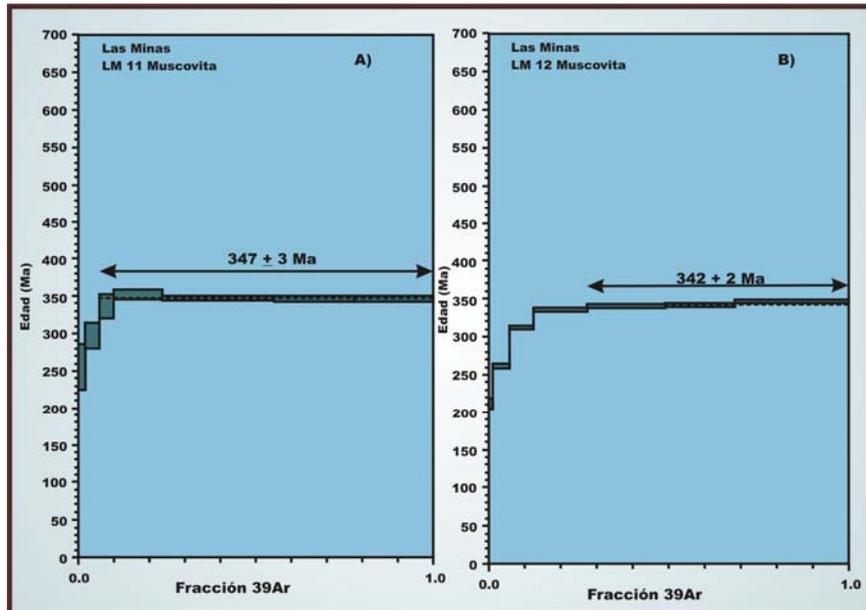


Fig. 3.8 A-B) Edades de meseta en sistema Ar-Ar en muscovita para el litodema cuarcita Las Minas obtenido por A. Ortega-Rivera (2006, comunicación escrita), las dos edades son casi las mismas, observadas por dos mesetas bien definidas.

Adicionalmente, se obtuvo una edad por fraccionamiento de ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda en el arreglo planar de minerales contenidos en los diques máficos que intrusionan al litodema cuarcita Las Minas (A. Ortega-Rivera, 2006, comunicación escrita). El análisis arrojó una edad de meseta de 549 ± 62 Ma (Fig. 3.9), la cual correspondería a la edad en la cual se intrusionaron los diques máficos, sin embargo, se tienen errores muy elevados y el comportamiento de la meseta no permite obtener una interpretación clara de la edad.

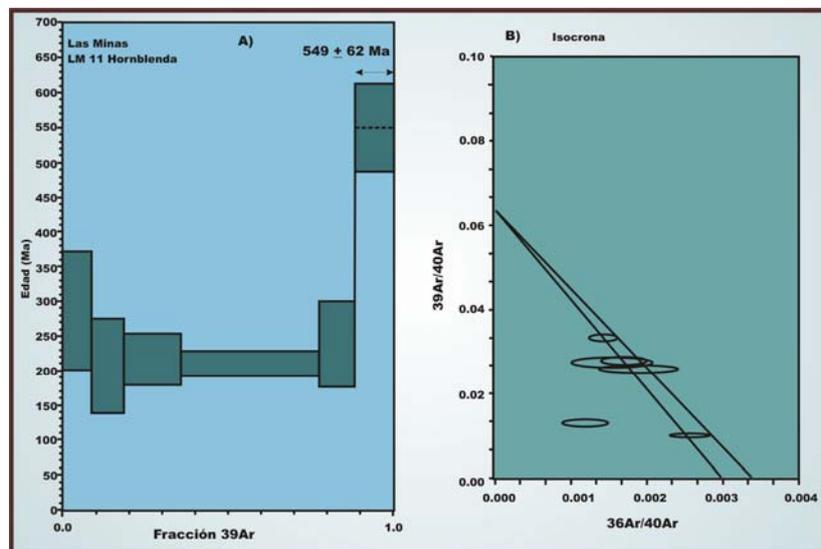


Fig. 3.9 A) Edad de meseta en sistema Ar-Ar en hornblenda para el Litodema Las Minas obtenido por A. Ortega-Rivera (2006, comunicación escrita), tiene forma de valle o cuna; B) por la isocrona se puede inferir que la meseta no se puede interpretar, ya que existe un exceso de argón y los errores son considerables debido a que dos fuentes de argón se han atrapado en la muscovita (Mcdougall y Harrison, 1999).

III.2.2 Litodema metarenisca Otate (anteriormente Formación)

Localización

La Formación Otate fue introducida por Hernández y Morales (2002) con una sección tipo en la barranca Otate, sin embargo esta sección no es medible debido a complicaciones por su carácter plegado y fallado; por ello, no se provee de un espesor neto de la unidad, y por tanto en éste estudio se sugiere renombrarla como litodema metarenisca Otate. Los afloramientos están distribuidos en la porción occidental del área; se trata de un cuerpo irregular alargado, orientada N-S y plegado a escala regional como se puede observar en el patrón en el mapa. Cortan la secuencia las barrancas Otate, Angostadero, el Mango, y en el norte del Rancho El Tepetate.

Descripción.

Este litodema consiste fundamentalmente de una interestratificación de rocas metasedimentarias que van de metalutitas a metareniscas conglomeráticas, conservando en algunas partes estructuras primarias de estratificación, laminación, gradación, diastratificación (estratificación cruzada), estructuras de carga y marcas de corriente, por lo que se puede inferir (aunque por el plegamiento es variable) la cima hacia el E-NE. La secuencia metasedimentaria está deformada en pliegues que van de cerrados a muy cerrados, posee una foliación un tanto penetrativa, en algunos casos se ve como crucero pizarroso y/o de fractura, pero se hace más evidente en los metasedimentos más finos, con una oblicuidad entre las láminas primarias de estratificación y el crucero de neoformación; además presenta un metamorfismo casi imperceptible a simple vista, pero observable por el brillo ligero nacarado sedoso de la mica blanca, producto del metamorfismo de muy bajo grado (menor de esquito verde) (Fig. 3.10).

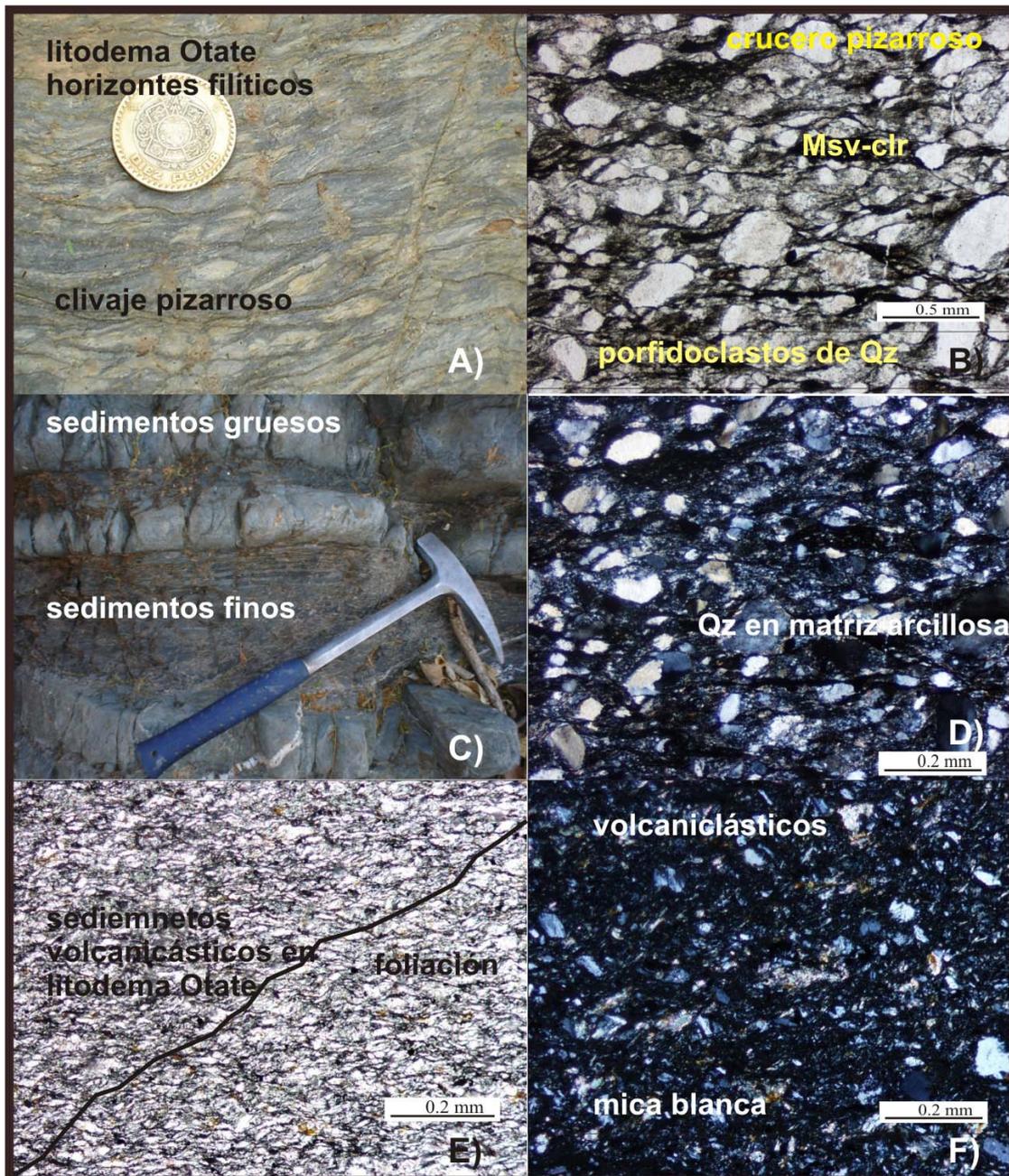


Fig. 3.10 A) Sedimentos de arenas finas foliadas; B) foliación en el litodema Otate y porfiroclastos de cuarzo; C) intercalación de areniscas-lutitas; D) fotomicrografía de lutitas; E-F) volcánico-clásticos en nódulos paralelos y cruzados. Fk: feldespato potásico, Qz: cuarzo, Clr: clorita, Msv:muscovita.

Los estratos gruesos son de 30 a 80 cm de espesor, aunque los hay de más de un metro; en general son de color gris, son metarenisca, metarenisca conglomerática con cuarzos redondeados, y ocasionalmente feldespatos potásicos del tamaño de arenas; las capas finas son metalutita, metalimonita en estructura laminada con horizontes de 5 a 2 cm de grosor, dentro de los cuales existen algunos horizontes carbonosos, el crucero pizarroso es evidente, pero confundible con la diastratificación.

El plegamiento del litodema Otate mencionado anteriormente, es observable en muy pocos afloramientos; un ejemplo está en la barranca Angostadero ubicada a 1 km cerca del Rancho Tepetate, con la exposición de pliegues centimétricos, aunque existe una relación crucero-estratificación que

ayuda a visualizar el eje de los pliegues y calcular la disposición (será descrito posteriormente en el Capítulo IV Análisis Estructural).

Petrografía

En lámina delgada, son metareniscas de grano fino a grueso, a veces es metaconglomerado con clastos cuarzo-feldespáticos, subredondeados a subangulosos, sumergidos en una matriz arcillosa que también se encuentra foliada-anastomosada y con crecimiento de mica blanca que se observa subparalela. El metamorfismo presente es de muy bajo grado (por debajo de esquisto verde baja), dado que se tiene la presencia un arreglo planar de mica blanca y crecimiento de clorita.

Contactos

Hacia el este, en la barranca El Mango se observa un cuerpo ígneo masivo a manera de apófisis de unos cuantos metros que correspondería al Granito Palo Liso, con megafeldespatos de color gris, inmersos en una matriz muy fina también gris oscuro y que en lámina delgada correspondería a un granito porfídico, con textura granoblástica, además de feldespato potásico alterado con inclusiones de mica blanca; dicho cuerpo está rodeado por sedimentos del litodema Otate, pero el contacto neto no es claro, por lo que la relación intrusiva de Granito Palo Liso en el litodema Otate es incierta.

Las relaciones de contacto son:

(i) Al oeste descansa discordantemente sobre cuarcitas del litodema cuarcita Las Minas, aunque en ciertas porciones el contacto esta representado por fallas normales, ya que se observa brecha y harina de falla de 2 m de espesor en las barrancas Otate y Angostadero, además de indicadores cinemáticos de estrías sub-verticales y escalones.

(ii) En el norte las capas metasedimentarias del litodema Otate están truncadas por una brecha de falla de pocos decímetros de espesor, que las yuxtapone con esquistos de mica y granate del Suite Piaxtla. No se observan relaciones de contacto como discordancia y metamorfismo gradual entre estas dos unidades, por lo que se infiere una fallamiento, dado el diferente grado metamórfico.

(iii) Hacia el este, existe el contacto con el Granito Palo Liso, aunque la intrusión no es clara a lo largo de todo el contacto por la poca calidad de los afloramientos. Existen pequeños cinturones volcánicos e intrusivos (10-15 m) que en afloramiento se observan de color gris a verde; son de grano fino, de textura afanítica y porfídica, de estructura masiva, y que en lámina delgada corresponden a rocas metavolcánicas foliadas y con crecimiento de nuevos minerales como las micas blancas orientadas en una sola dirección.

Edad

Las edades mínima y máxima para el depósito del litodema metarenisca Otate está acotada por el contacto discordantemente sobre el litodema cuarcita Las Minas del Ordovícico; no obstante, no es posible constreñir el límite superior. Los datos de zircones detríticos obtenidos por B. V. Miller (2005, comunicación escrita) con el método de LA-ICPMS en la Universidad de Texas

en Austin arrojan rangos de poblaciones mayores a los 650 Ma y otro más de 800 y 1200 Ma. Además, el litodema Otate es cortado por el Granito Palo Liso por lo que el depósito necesariamente es anterior a 461 ± 2 Ma (Fig. 3.11).

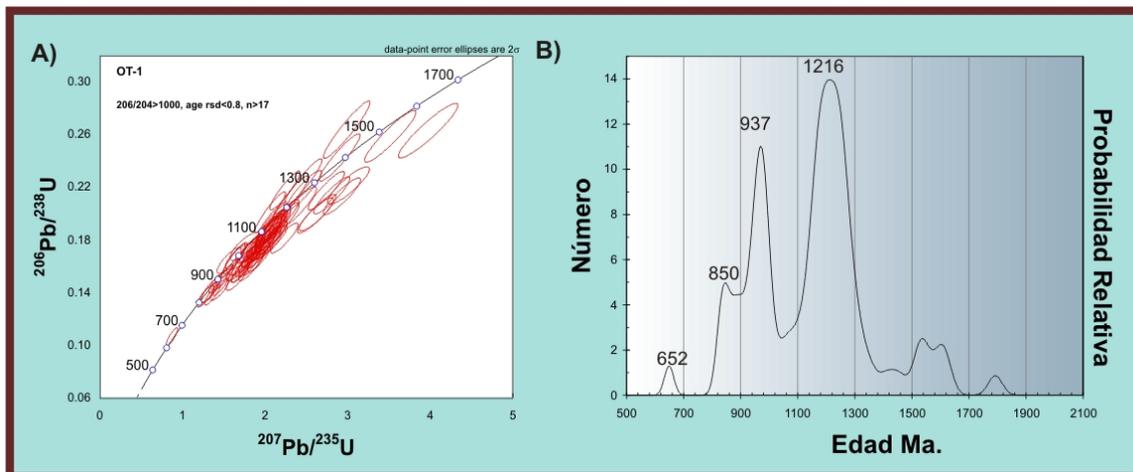


Fig. 3.11 Edades LA-ICPMS para zircones detríticos del litodema meta-arenisca Otate obtenidas por B. V. Miller (2005, comunicación escrita), por LA-ICPMS en la Universidad de Texas.

III.2.3 Litodema metarenisca Mal Paso

Localización

La unidad litodema metarenisca Mal Paso aflora en la barranca homónima, en el corte occidental de la misma y en el oeste de la sección del río Ojo de Agua; está constituida por un paquete de metareniscas cuarzo-feldespáticas, intercalado con horizontes más finos de metarenisca fina a metalimonita. Un horizonte pelítico aflora entre las metareniscas y el Granito Palo Liso, forma parte del litodema metarenisca Mal Paso, el contacto entre estas litologías de metasedimentos finos y gruesos no está expuesto. En el mapa se observa como un paquete de estratos orientados N-S, inclinados hacia el este, de 2.5 km de longitud y 300 a 400 de anchura.

Descripción

Los afloramientos son de color gris-verde oscuro y tamaño de grano de las arenas con guijarros de cuarzo y feldespato potásico es de hasta 5 mm de diámetro. En algunos casos, esos guijarros se observan alargados. En general, se puede afirmar que la unidad está casi íntegramente conformada por metarenisca conglomerática bien compacta y que los pocos metasedimentos finos poseen una laminación.

Las estructuras primarias son escasas, excepto por la laminación en las metalutitas y cierta gradación pequeña de los estratos gruesos de orientación e inclinación variable; la diastificación (estratificación cruzada) no es tan evidente pero resalta a la vista el carácter foliado penetrativo, dicha foliación es espaciada pizarrosa y de fractura (Fig. 3.12), además de que en ciertas superficies de estratificación se observa una lineación de intersección observándose la relación crucero-estratificación, de esta manera, por lo que

teóricamente existe un plegamiento de las capas. Es posible ver los pliegues en escala métrica-kilométrica, de carácter cerrado y casi isoclinal en algunos puntos de la barranca Ojo de Agua.

También en algunos afloramientos cercanos al contacto del Granito Palo Liso se observa un aspecto moteado, lo cual evidencia la intrusión, aunque no se observaron muchos diques y el contacto original que corroboren esta afirmación; sin embargo, es evidente en lámina delgada la recristalización de cuarzo y feldespato, producto de un calentamiento y por tanto le denoten como roca corneana.

Las rocas metapelíticas, que son tentativamente asignadas al litodema metarenisca Mal Paso, pueden ser cartografiadas como una unidad diferente. Éstas consisten de lutitas-areniscas finas ligeramente metamorfoseadas, plegadas isoclinamente, dislocadas, muy brechadas, de color gris, rojo, algunos lentes preservan estructuras primarias de estratificación y laminación. La foliación es de fractura y pizarrosa.

Petrografía

El metamorfismo es incipiente, casi invisible en muestra de mano, hasta que con luz natural se observa un brillo nacarado-sedoso en metasedimentos finos. En lámina delgada, sobre todo de metasedimentos finos, se observa el crecimiento de mica, clorita y muscovita en un ángulo de 20 a 30° con respecto a la laminación primaria, por lo que se infiere un metamorfismo casi imperceptible correspondiente a facies de esquisto verde muy bajo; petrográficamente corresponde en su mayoría a meta-areniscas con clastos de cuarzo subredondeados a subangulosos, inmersos en una matriz arcillosa.

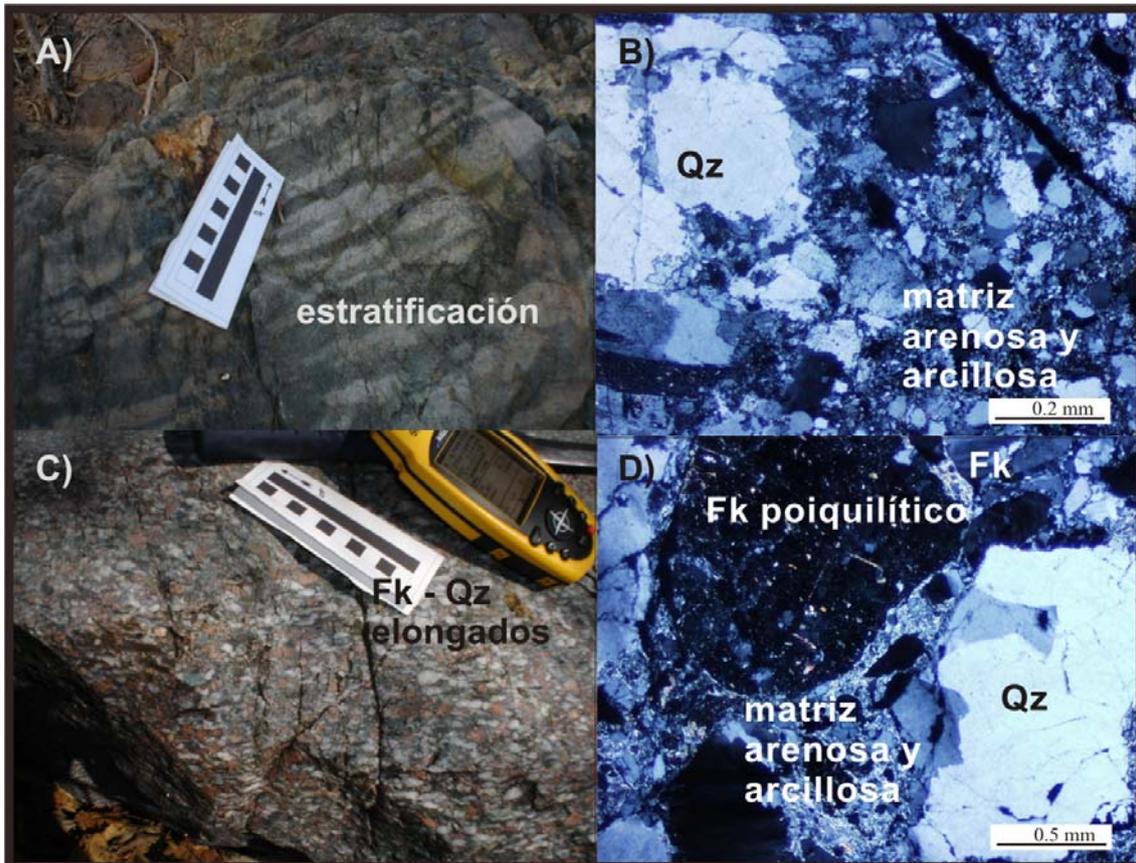


Fig. 3.12 A) Estratificación de sedimentos gruesos (areniscas); B) fotomicrografía de arenisca cuarzo-feldespática, el cuarzo tiene una recristalización incipiente; C) elongación de cuarzos y feldespatos en un lente conglomerático; D) feldespato potásico alterado, matriz con crecimiento de mica blanca y clorita, además de cuarzo recristalizado. Fk: feldespato potásico, Qz: cuarzo.

Contactos

La relación de contacto al oeste, es la intrusión del Granito Palo Liso evidenciada por un dique. La foliación en lámina delgada se ve cortada por un cuerpo proveniente del Granito Palo Liso, el cual está foliado perpendicularmente a la roca encajonante.

Al este, el litodema metarenisca Mal Paso está yuxtapuesto con paquetes sedimentarios de conglomerado rojo sin metamorfismo de la base del grupo Patlanoaya (Vázquez et al., 1986; Villaseñor et al., 1987; Vachard et al., 2000). Dicho contacto consiste de una falla oblicua normal-dextral con orientación NE-SW evidenciado claramente por estrías y sistemas de *Reidel* (también mencionada y cartografiada por Vachard et al., 2000, 2002; Hernández y Morales, 2002; Vega-Granillo, 2005). No obstante, es muy probable que el contacto original es por discordancia, que sólo se ve en el caminamiento hecho en la barranca Mal Paso. En la base del conglomerado rojo de Patlanoaya se observan clastos de granito foliado y rocas metasedimentarias foliadas, truncadas por la falla NE-SW, harina y brecha de falla de centímetros a dos metros de grosor, poco visible por su carácter brechado.

Al sur está en contacto por la misma falla NE-SW, con rocas vulcanosedimentarias del litodema filita Ojo de Agua; los horizontes del

litodema Mal Paso tiene inclinaciones hacia el oeste y se encuentran truncados por falla y dislocaciones frágiles; dicha relación de contacto está cubierta por un conglomerado rojo sin consolidar de la Formación Balsas (Villaseñor et al., 1986). Al oeste la franja de metasedimentos del litodema Mal Paso está en contacto en dos segmentos con dos unidades: el Granito Palo Liso que le intrusióna y, más al sur, en discordancia y por falla con rocas vulcanosedimentarias plegadas de metareniscas finas, metalutíticas, demasiado brechadas del litodema Ojo de Agua. La unidad sólo es un horizonte orientado NE-SW, apenas cartografiable en el mapa de 20 a 30 m de anchura y de 1 a 1.5 km de longitud.

Edad

El litodema metarenisca Mal Paso es intrusionado por el Granito Palo Liso, lo cual indica una edad menor a 461 ± 2 Ma. Los zircones detríticos más jóvenes en las unidades pelíticas tentativamente son del Ordovícico (más de 500 Ma). Existen dos conjuntos de poblaciones de zircones distinguibles: primero, uno de 490-570 Ma y otro más viejo de 1050 a 1300 Ma (según los datos obtenidos por B. V. Miller, 2005, comunicación escrita) (Fig. 3.13).

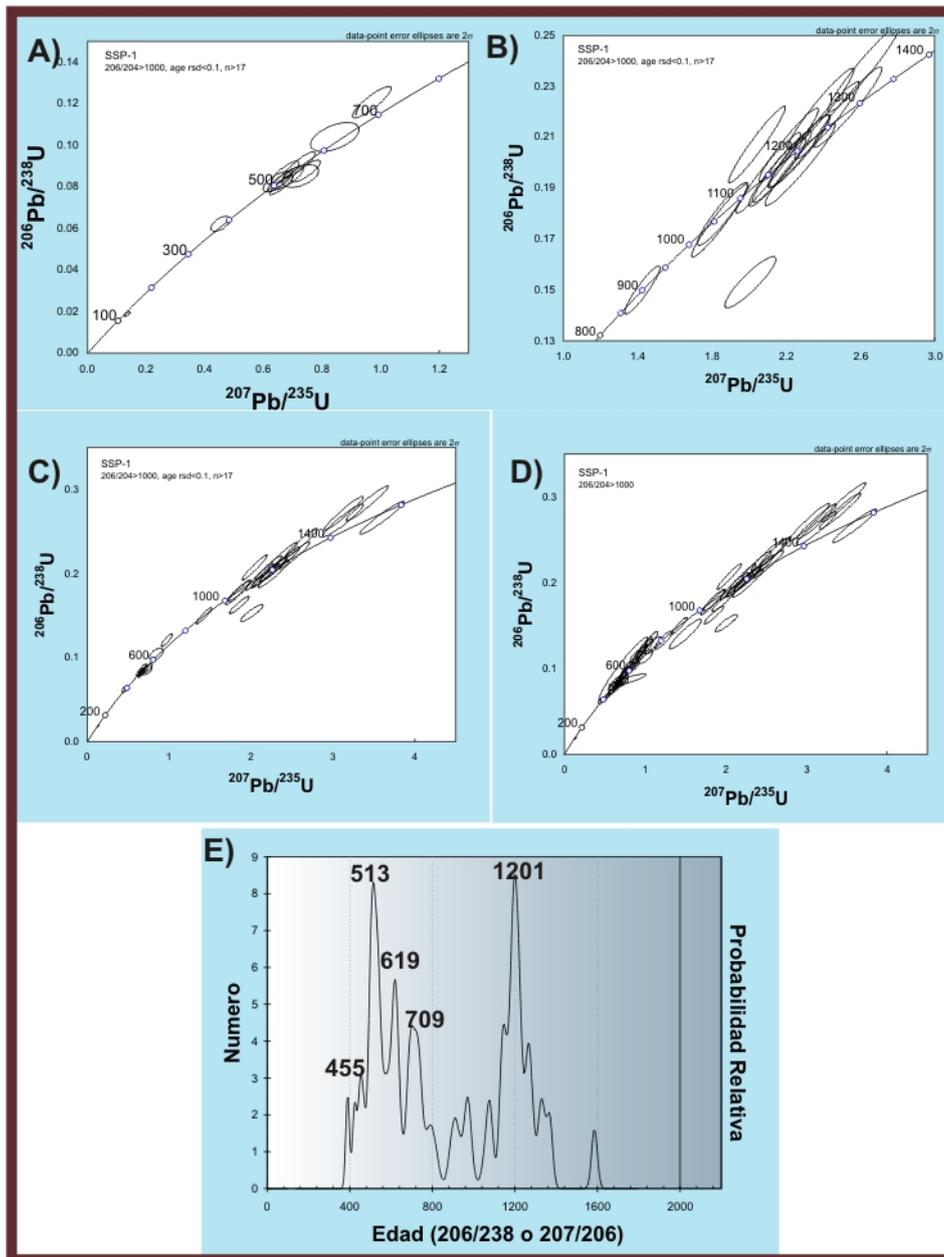


Fig. 3.13 Edades LA-ICPMS para zircons detríticos del litodema Mal Paso (B. V. Miller, 2005, comunicación escrita).

Para el litodema metarenisca Mal Paso, se tiene otra edad por fraccionamiento de ^{40}Ar - ^{39}Ar en muscovita (A. Ortega-Rivera, 2006, comunicación escrita) la cual arroja una edad de meseta de 440 ± 4 Ma (Fig. 3.14). La muscovita, muy posiblemente está relacionada con el enfriamiento que sufre el Litodema Mal Paso después de que el Granito Palo Liso le intrusionó; existen evidencias en lámina delgada donde la muscovita tiene textura decusada y coronítica alrededor de cuarzos y feldespatos, por lo que geológicamente, la edad tiene un significado de enfriamiento después del metamorfismo de contacto al cerrarse el sistema ^{40}Ar - ^{39}Ar a los 350-400°C. El comportamiento de la meseta en la parte inferior, posiblemente es el resultado de un calentamiento a los ≈ 270 Ma, abriéndose de nuevo el sistema ^{40}Ar - ^{39}Ar (Mcdougall y Harrison, 1999).

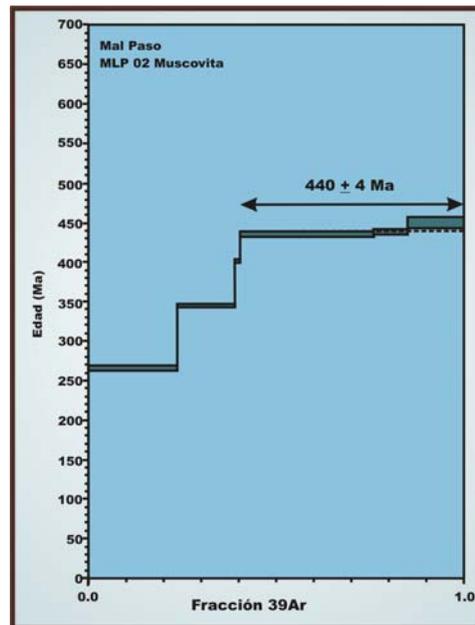


Fig. 3.14 Edad de meseta en sistema Ar-Ar en muscovita para el Litodema Mal Paso obtenido por A. Ortega-Rivera (2006, comunicación escrita). Esta edad se interpreta como de enfriamiento posterior a la intrusión del Granito Palo Liso.

III.2.4 Litodema filita Ojo de Agua.

Localización

La sección tipo se observa en el arroyo Paraje Ojo de Agua que corre E-W a 1 km al oeste de Patlanoaya en el lecho del río; en el mapa constituye una región de sólo 1 km² aproximadamente, asimismo, está cubierta por sedimentos, suelo y cultivos, por lo que se dificulta su cartografía.

Descripción

Fundamentalmente, se trata de rocas metavulcanosedimentarias de color gris, negro, blanco a rojo con alteración hidrotermal, con un abundante contenido de vetillas de cuarzo plegadas. La unidad está muy dislocada o brechada, pero en escala de afloramiento no presenta una estratificación evidente, sólo en el borde meridional. Muy cerca de la población San Salvador Patlanoaya se puede observar pequeños estratos de 1 a 5 cm de espesor. Aunque poco claros, es posible observar horizontes lutíticos de color negro laminados y plegados inmersos en rocas de color gris verdoso ígneo en arreglo aleatorio (Fig. 3.15).

Las características de muestra de mano son de metasedimentos finos del tamaño de lutitas con matriz arcillosa, poco reconocible, con alteración hidrotermal y sericitización. Las metalutitas están intercaladas con metavolcanoclasticos e intrusiones menores de color mayoritariamente blanco y rojo y gris a negro, producto de una alteración hidrotermal. Tiene un carácter plegado en algunas capas que van de muy cerrado a casi isoclinal, con un metamorfismo incipiente imperceptible a simple vista, y crecimiento de mica blanca visible por el brillo sedoso en los sedimentos finos.

Petrografía

En lámina delgada se observan clastos muy finos de cuarzo subangulosos a subredondeados dentro de una matriz arcillosa y mica blanca, la cual crece en arreglo preferencial, y existen minerales accesorios como hematita. Por otro lado no hay una estructura primaria distinguible.

Contactos

Al norte, el contacto es discordante, justo donde está el escarpe de Cerro Puntiajudo, con intercalación de lutitas y areniscas calcáreas y *wakestones* de la parte basal del Grupo Patlanoaya; al sur es discordante y le sobreyacen los conglomerados rojos sin consolidar de la Formación Balsas; al oeste está seccionada por una falla oblicua normal-derecha en la conexión con la barranca Mal Paso, justamente con la formación homónima de cuarcitas.

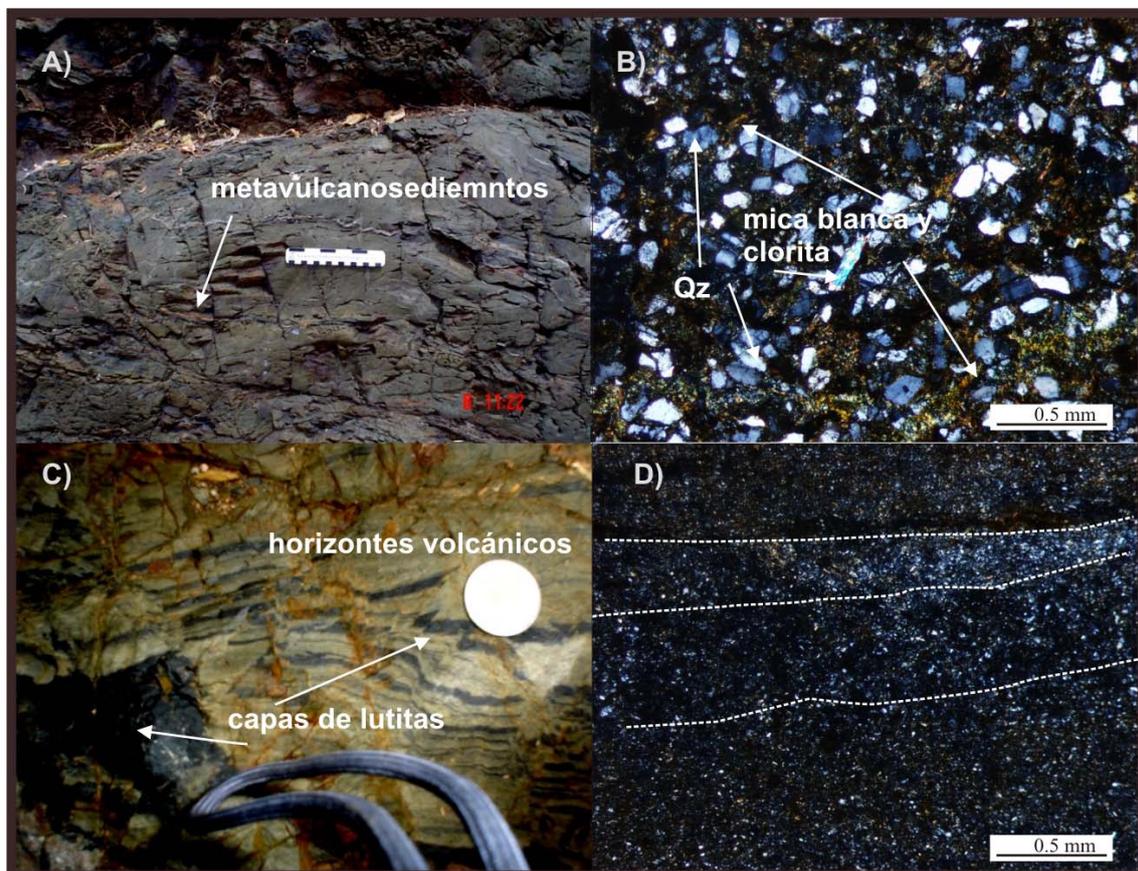


Fig. 3.15 Unidad litodema filita Ojo de Agua. A) Vulcanosedimentos con vetas de cuarzo y horizontes lutíticos plegados; B) minerales terrígenos involucrados en los sedimentos vulcanosedimentarios; C) horizontes volcánicos intercalados con lutitas, además de estar fallados y con alteración hidrotermal; D) en los horizontes volcánicos, existe una laminación con gradación mineral, aunque en escala pequeña. Qz: cuarzo.

Edad

Las edades que se tienen para la filita Ojo de Agua son: la más joven, del Ordovícico (452-483 Ma), ya que posee zircones detríticos en edad muy parecidos al los del litodema Mal Paso; también se tiene una segunda población

de 700 a 1350 Ma, aproximadamente. El límite superior está marcado por las capas sobreyacentes del Devónico (Struniano), pertenecientes a las rocas sedimentarias del grupo Patlanoaya (Fig. 3.16).

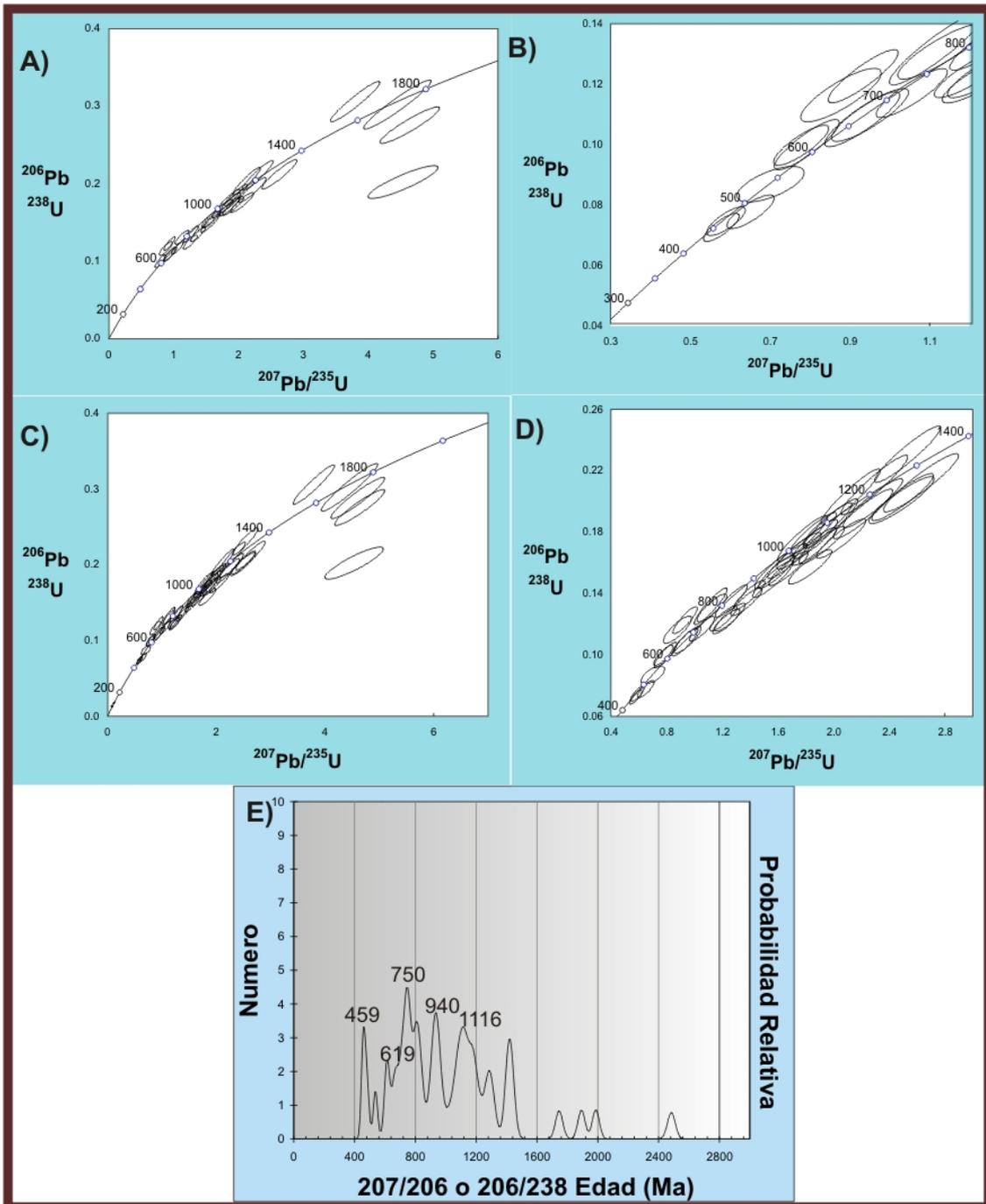


Fig. 3.16 Edades LA-ICPMS en zircones detríticos del litodema filita Ojo de Agua (B. V. Miller, 2005, comunicación escrita).

III.3 Grupo Patlanoaya

Vásquez-Echeverría (1986) propone el nombre de "Formación Patlanoaya" para una secuencia sedimentaria marina y litoral que descansa sobre rocas metamórficas del Complejo Acatlán y la divide en ocho miembros, asignando edades que van del Misisípico temprano por braquiópodos, al Pérmico tardío por amonoides.

Consiste de rocas fosilíferas del Paleozoico superior y con base en las consideraciones litológicas y estratigráficas, la Formación Patlanoaya puede ser dividida en siete unidades litoestratigráficas (Alva-Valdivia et al., 2002; Abderrazzak El Albani et al., 2005). Abarca en tiempo de 360 a 272 Ma (del Devónico tardío-Struniano al Pérmico tardío-Leonardiano). Registra un ambiente de depósito muy afín a la apertura del Océano Réico durante el Devónico (Vachard et al., 2002) (Fig. 3.17).

Por otra parte, considerando el Código Estratigráfico Norteamericano (1983) en su Artículo 28 establece un cambio en el *ranking* o jerarquía de formación a grupo, si dicha formación reúne evidencia de estar constituida por unidades rocosas compuestas. Por ello "...cuando una formación establecida previamente es dividida en dos o más componentes que tienen una jerarquía de formación, entonces se procede a elevarla al status de Grupo manteniendo el mismo nombre geográfico...". Considerando la naturaleza de la columna sedimentaria descrita por Villaseñor y colaboradores (1987), Vásquez-Echeverría (1986), Vachard y colaboradores (2002), Alva-Valdivia y colaboradores (2002), Abderrazzak El Albani y colaboradores (2005), más el tiempo involucrado desde el Devónico tardío hasta el Pérmico tardío, en el presente trabajo de tesis la Formación Patlanoaya se sugiere podría subdividirse y ser elevada informalmente de jerarquía a **grupo Patlanoaya** por abarcar una extensión de tiempo y litología diversas (Fig. 3.18).

Por lo anterior, el análisis de las descripciones de los autores, más algunas observaciones hechas en el campo durante el presente estudio, se integró la descripción de una secuencia de 675 m de espesor, en una sección de aproximadamente 1 km al norte de Patlanoaya (misma de Villaseñor et al., 1987). En esta sección, los estratos están inclinados en su mayoría hacia el NE-SE; el plegamiento es un rasgo observable sólo en escala kilométrica del mapa y cálculo estereográfico.

Localización

El grupo Patlanoaya se encuentra expuesto al norte del poblado San Salvador Patlanoaya y morfológicamente abarca tres colinas: Cerro Puntigudo, La Mesa y Cerro Tepazulco; la secuencia es cortada en sección por las barrancas Potrerillo y La Cueva.

La descripción de las formaciones informales queda como sigue:

III.3.1 Formación Cerro Puntigudo: es la base de la secuencia de Patlanoaya; consiste de argilita, lutita, arenisca con cementante calcáreo, arenisca con abundante cuarzo y feldespato. En la base, existen horizontes de *wakestone* con fósiles de conodontos del Devónico tardío (*Struniano*) de 360 Ma (Vachard et al., 2002). En la columna tiene 63 m de espesor; internamente, los estratos gruesos miden hasta 20 cm y los finos hasta 40 cm, en promedio. Las estructuras primarias encontradas son: estratificación, laminación intercalación de sedimentos finos con gruesos. Los *wakestones* fosilíferos (conodontos) se encuentra en la cima del Cerro Puntigudo.

III.3.2 Formación Potrerillo: intercalación de arenisca y conglomerado color rojo, clastos grandes de feldespato y líticos redondeados de rocas foliadas metamórficas, las estructuras primarias son de estratificación, laminación, diastratificación (estratificación cruzada), gradación y lentes de rellenos de canal. Hacia la cima se observan horizontes color ocre más o menos continuos, los cuales tienen presencia fosilífera de braquiópodos del Osageano (340 Ma) (Vachard y Flores de Dios, 2002) de 5 cm de espesor, en promedio. El grosor de la formación Potrerillo en la columna es de 124 m.

III.3.3 Formación La Junta: es un paquete de lutitas intercaladas con pedernal de color ocre-amarillo-gris; las estructuras primarias son: estratificación, gradación y laminación; en la interestratificación algunos paquetes tienen un grosor de 5 a 10 cm y el espesor de dichos estratos en toda la secuencia de Patlanoaya es de 126 m. Los fósiles en paquetes lutíticos son radiolarios del Misouriano tardío-Pensilvánico medio (330-300 Ma) (Cridroit et al., 2002).

III.3.4 Formación Tepazulco: calizas que van de *wakestone* a *packstone* con intercalación de horizontes siliciclásticos, con pequeñas bandas de pedernal color claro, intercaladas con lutitas color gris y horizontes de caliza en la cima del Cerro Tepazulco; el espesor de esta unidad en toda la secuencia sedimentaria no excede los 193 m y su edad abarca un rango del Misisípico temprano al Virgiliano Misouriano medio (305-300 Ma.), esto es indicado por fósiles de fusulínidos (Vachard et al., 2000).

III.3.5 Formación La Mesa: areniscas calcáreas, conglomerado con gran contenido de clastos de cuarzo y feldespato de 2 cm en promedio. En algunos horizontes se tiene matriz arenosa calcárea; mientras que el conglomerado con estratos gruesos de escala métrica, con rellenos de canal y gradación, están fracturados e intemperizados, y en la cima areniscas finas con laminación y diastratificación (estratificación cruzada). El espesor de esta unidad en la columna que se describe es de 45 m en promedio. La edad del paquete está definida por el contenido de fósiles de conodontos y fusulínidos que van del Wolfcampiano temprano al medio (290 Ma) (Vachard et al., 2000 ; Caridroit et al., 2002).

III.3.6 Formación La Cuesta: argilitas, lutitas, calizas gris oscuro que van de *packstone*, *wakestone* y con un espesor en la columna de 75 m, aproximadamente; tiene estructuras primarias de diastratificación (estratificación cruzada) y rellenos de canal restringidos en tiempo del Wolfcampiano medio al Leonardiano temprano y medio (288-280 Ma), por la presencia de conodontos y fusulínidos reportados por Vachard y colaboradores (2002).

III.3.7 Formación La Cueva: argilita, arenisca, lutita intercaladas con limonita color café-amarillo; las estructuras primarias observadas son: laminación, diastratificación (estratificación cruzada), gradación normal, y su edad del Leonardiano tardío (272Ma). Considerando a los paquetes fosilíferos, sólo tendría 50 m de espesor; no obstante, probablemente se extiende hasta 200 m, ya que en algunas zonas de la cima, se encuentra subyacente discordantemente con sedimentos sin consolidar color ocre rojo a naranja de la Formación Tecomazúchil (Villaseñor et al., 1987; Vachard et al., 2004).

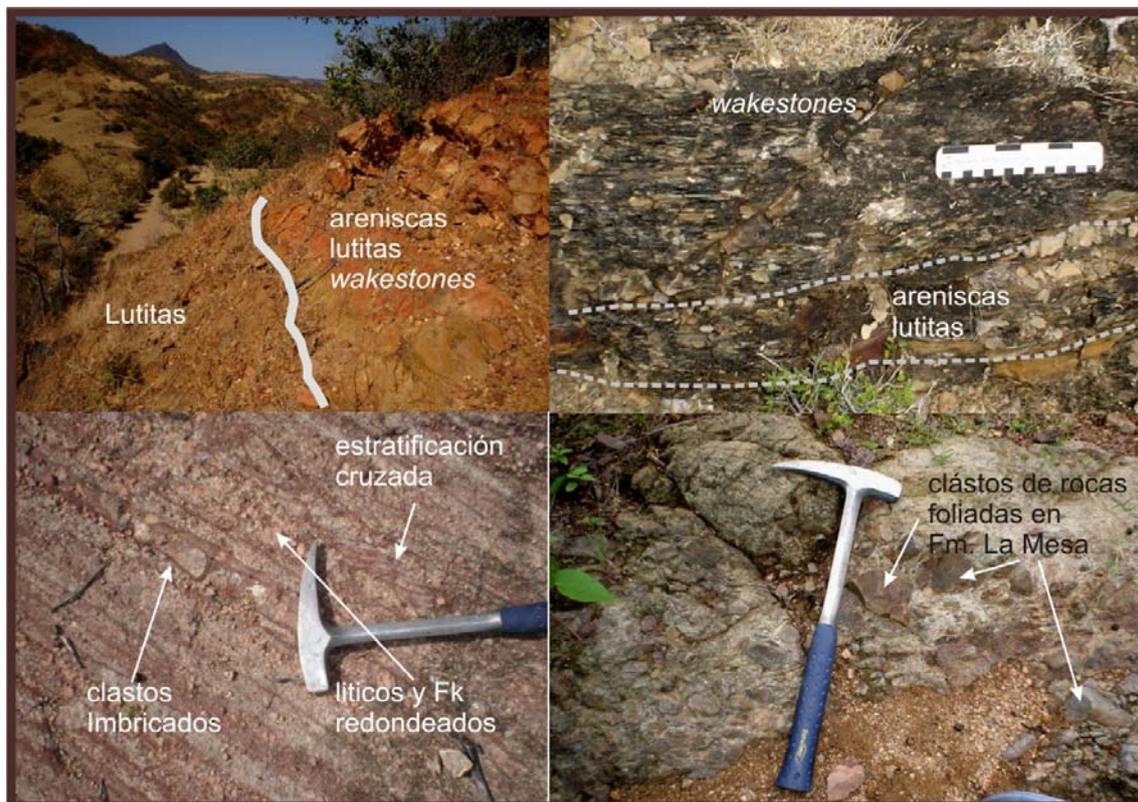


Fig. 3.17 A) Discordancia angular entre rocas metalutitas y metavulcanosedimentarias de litodema filita Ojo de Agua y los *wakestones* intercalados con lutitas y areniscas de la formación Cerro Puntigudo; B) acercamiento a la intercalación de sedimentos calcáreos y areniscas-lutitas de la formación Cerro Puntigudo del Devónico superior; C) formación Potrerillo, conglomerado con sus estructuras primarias muy visibles; D) conglomerado basal de la formación Potrerillo del Misisípico, donde se exponen líticos foliados y clastos de granito foliado. Fk: feldespato potásico.

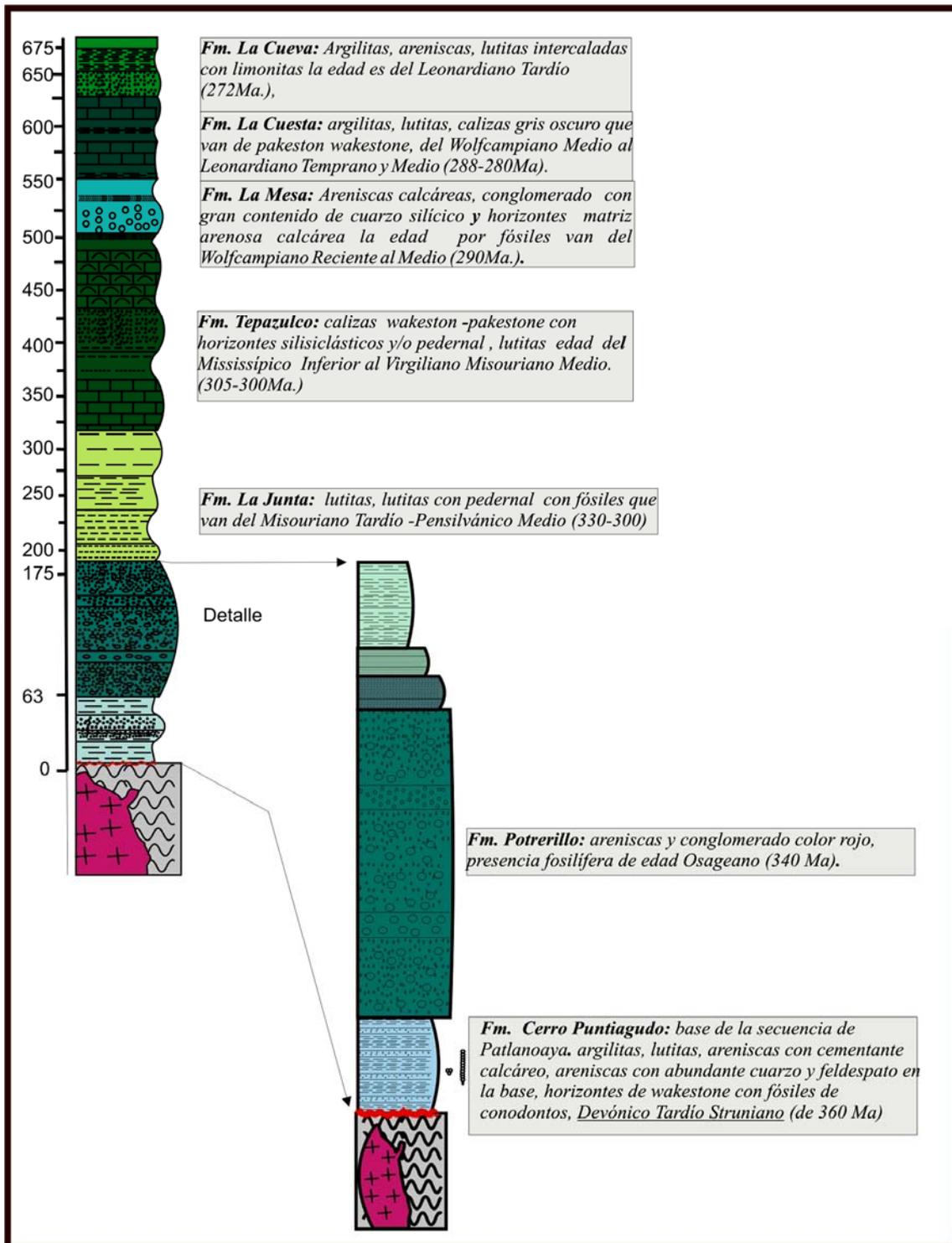


Fig. 3.18 Columna estratigráfica esquemática de la secuencia sedimentaria del grupo Patlanoaya; en la base está el Complejo Acatlán en conjunto con el litodema Ojo de Agua y a partir de ahí, la formación Cerro Puntigudo del Devónico superior con base en fósiles de conodontos (Vachard et al., 2002).

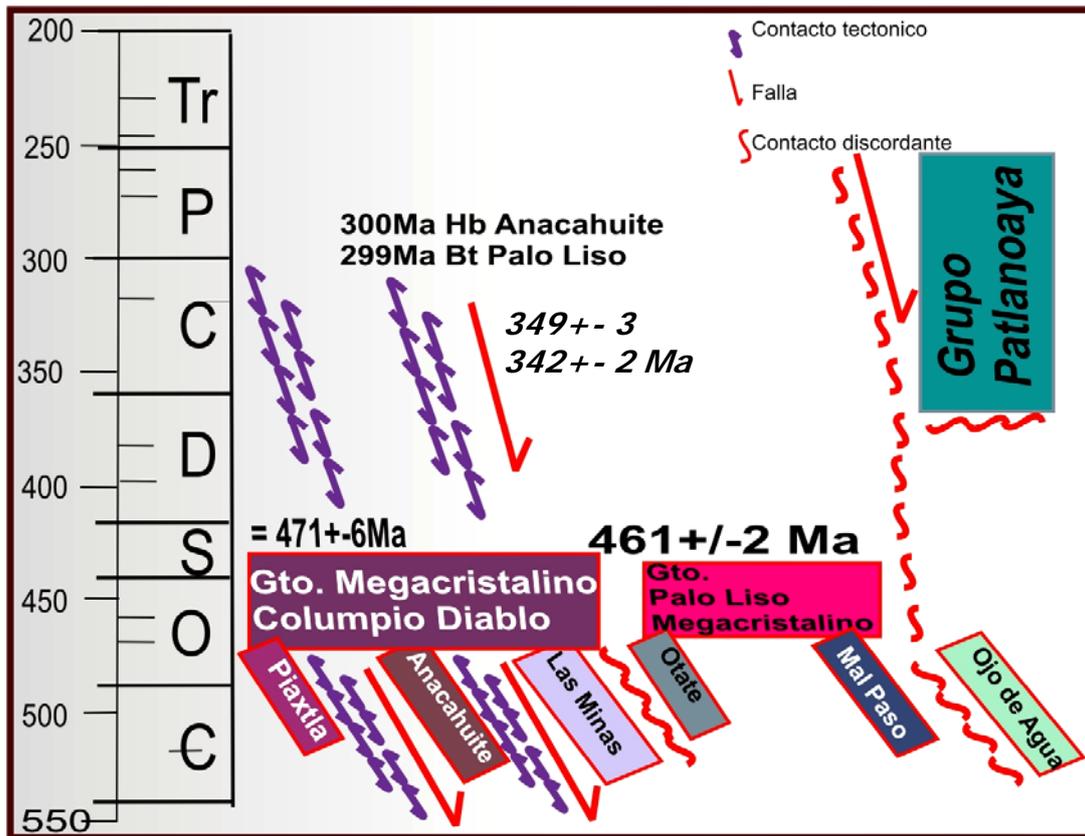


Fig. 3.19 Cuadro que esquematiza la relación espacio-temporal estratigráfica probable de las unidades contenidas en el área de estudio. Gto: Granito

Capítulo IV Análisis Estructural

El análisis estructural se enfocó principalmente en estructuras formadas en régimen dúctil, aunque también algunas en régimen dúctil-frágil. Se obtuvieron datos estructurales de foliación (S), lineación (L) mineral, de estiramiento y de intersección, pliegues (F) e indicadores cinemáticos para zonas de cizalla en afloramiento, muestra de mano orientada para lámina delgada y en patrón de mapa, para con ello se realizó un estudio cualitativo y cuantitativo, además de un bosquejo de la geometría y disposición general en cada tipo de roca. Las estaciones estructurales son tres, en promedio, para cada litología, en ellas se identificaron características medibles de las estructuras en las rocas y por tanto, representan una disposición espacial de los litotipos existentes.

Las gráficas en diagramas estereográficos se hicieron en campo de forma manual en falsillas de redes estereográficas de área igual (Estereograma de Schmidt), y en gabinete con la ayuda del software SpheriStat versión 2.0. En dichas redes estereográficas, los planos están representados por sus polos.

La notación utilizada para la orientación de estructuras es del tipo rumbo de plano, todos ellos con la regla de la mano derecha, es decir, rumbo/inclinación (ejemplo: N056°E/21°SE). Las líneas por su parte, simplemente están denotadas como dirección/inclinación (ejemplo: 246°/42°). Existen algunos casos en los cuales se reportaron rangos, dada la variabilidad de algunas orientaciones, tanto en rumbo, dirección e inclinación; los planos de pliegues en bandas kink simplemente tienen una orientación aproximada.

Mientras tanto, la recolección de muestras de mano orientadas, fue un trabajo encaminado a elaborar láminas delgadas para obtener descripciones petrográficas, fábricas, texturas, paragénesis minerales y en algunos casos datos de indicadores cinemáticos que enmarcasen la deformación y metamorfismo existentes. La geología estructural, aunada a restricciones de edad, y las relaciones estratigráficas entre unidades, son datos que promueven una correlación estructural, además de una historia de deformación tentativa para el área de Patlanoaya-Las Minas durante el Paleozoico.

IV.1 Granitoide Columpio del Diablo (Augen Gneiss CD)

Por tratarse de un gneiss granítico o también llamado granito milonitizado, en afloramiento tiene una fábrica planar-lineal de cuarzo y feldespatos, en la cual resaltan por mucho las bandas cuarcíticas y la forma prolada de porfiroclastos megacrystalinos de feldespatos (ortoclasa, microclina); no obstante, dispone de al menos tres series de estructuras reconocibles.

IV.1.1 Serie de estructuras 1

Estructuras planares (S_{CD1})

Son estructuras en régimen dúctil caracterizadas por una foliación y bandeamiento, su identificación depende de la perspectiva del corte (Fig. 4.1). Se observan superficies S_{CD1} de porfiroblastos y porfiroclastos de cuarzo y feldespato. En lámina delgada (Fig. 4.2), es mucho más evidente el bandeamiento con una separación de dominios cuarzo-feldespáticos recristalizados de otros dominios micáceos paralelos a S_{CD1} . Bajo microscopio, la microtextura es granoblástica y se infiere el mecanismo de deformación por *dissolution-creep* durante una recristalización dinámica (Vernon, 2004). El grado metamórfico es de facies de esquistos verdes baja, a juzgar por la paragénesis mineral encontrada de clorita, mica blanca, cuarzo y feldespato recristalizados; en los afloramientos de la barranca Columpio del Diablo y en la sección del cementerio de Las Minas. La orientación o geometría de S_{CD1} es casi constante en un rango que va de N0-010°E/60-75°SE, inclinado hacia el E (Fig. 4.3).

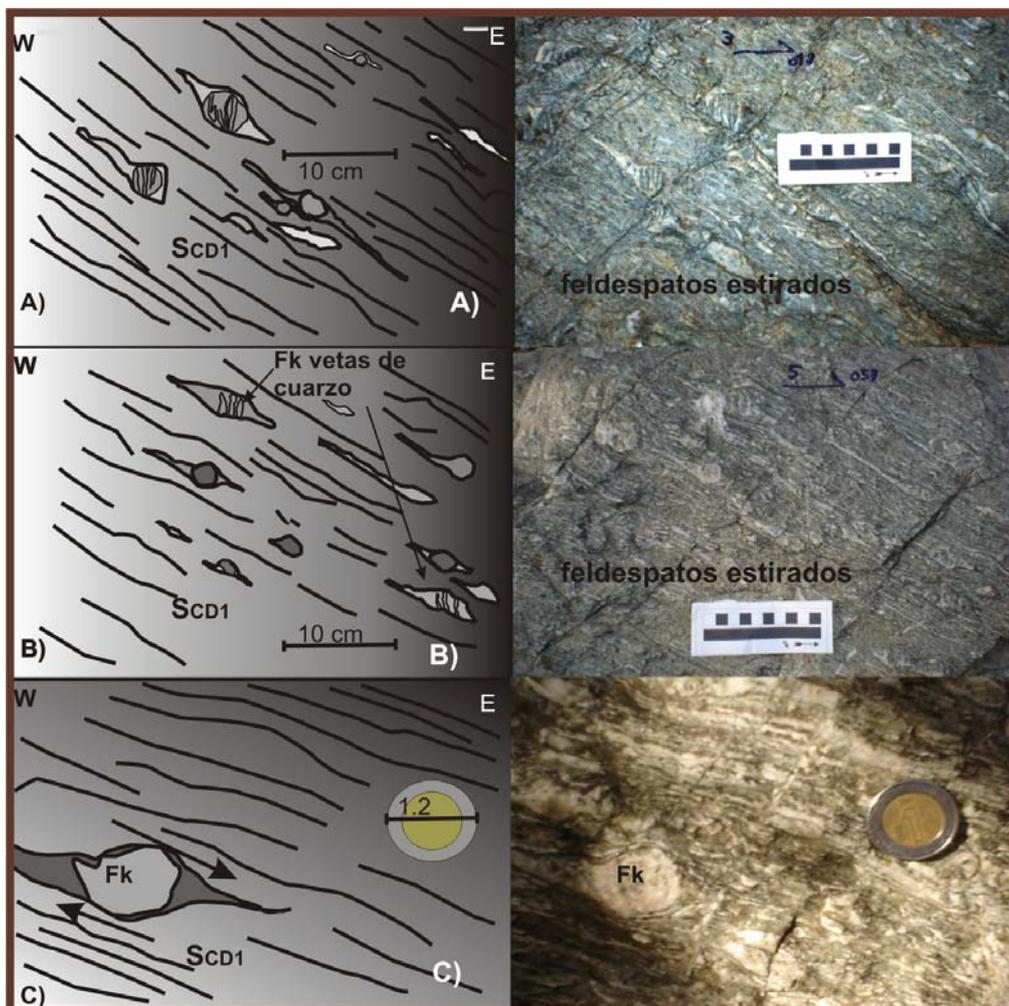


Fig. 4.1 A) Foliación vista hacia el N (estación 15, fig. 4.45), nótese el contenido de mega-feldespatos rotados y el ligero bandeamiento composicional de cuarzo y feldespato con mica (clorita-mica blanca); B) los feldespatos tienen en su interior vetillas de cuarzo producidas por una extensión, el feldespato es más competente que los minerales que los rodean, por lo tanto sufre una deformación en régimen frágil dúctil; C) detalle de una figura σ (Passchier, 1996) con rotación horaria vista hacia el norte, la cinemática es evidentemente normal hacia el E-NE. Fk: feldespato potásico.

Estructuras lineales (L_{CD1})

La naturaleza de la lineación L_{CD1} asociada a superficies S_{CD1} es de minerales estirados de cuarzo y feldespatos, está orientada $070^\circ/30^\circ$ (Fig. 4.3). La cinemática observada en los porfiroclastos megacrystalinos de feldespato potásico rosa es definida por figuras σ con cima hacia el este (Fig. 4.1b-c). Dentro de los mismos feldespatos megacrystalinos, existen microfracturas en arreglo en *échelon*, que se interpretan como fracturas de tensión rellenas de cuarzo con orientación del eje de máxima deformación finita σ_1 (compresional) de $090^\circ/70^\circ$, esto es debido a la aplicación del esfuerzo de cizalla simple con dirección hacia el este. Los feldespatos están rotos (cataclasis), por tener una competencia más alta que el cuarzo de la periferia (el cuarzo recrystaliza); en estas fracturas de tensión el cuarzo precipita, por lo que se infiere que la temperatura a la cual ocurre la deformación debe estar en condiciones de intermedia-baja de deformación por presión solución del cuarzo y feldespato, aproximadamente a los $300-400^\circ\text{C}$ (Passchier y Trouw, 1996; Vernon, 2002).

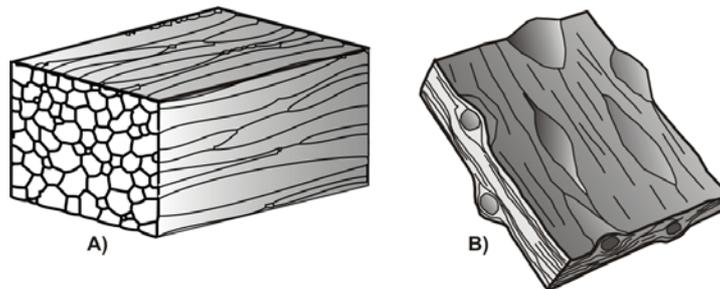


Fig. 4.2 A) Esquema en el cual se visualiza la tectonita de tipo L observada directamente en el afloramiento; B) existe una competencia mayor de porfiroclastos de feldespato rotados que los minerales que lo rodean, éstos son visibles en cortes perpendiculares y sobre la superficie S_{CD1} .

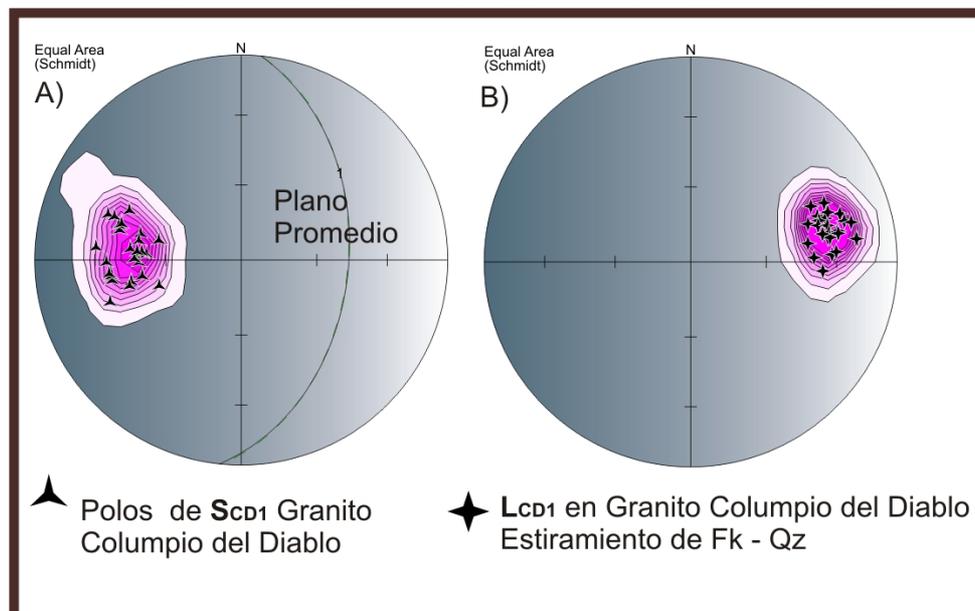


Fig. 4.3 Estereogramas que sintetizan la geometría de A) la foliación S_{CD1} con plano promedio y B) la lineación L_{CD1} asociada a la superficie S_{CD1} . La foliación y la lineación tienen inclinaciones hacia el este (estación 15, fig. 4.45).

En los afloramientos es fácil vislumbrar un elipsoide de deformación prolado por los minerales de cuarzo y feldespato estirados, lo que corresponde

a una tectonita tipo L (Fig. 4.2); que se confirma posteriormente por el análisis en diagrama de Flinn (Fig. 4.4), con el valor de $K=27.2 > 1$; por tanto, los puntos graficados efectivamente caen en el campo de los elipsoides prolados, en forma análoga a cigarrillos empaquetados.

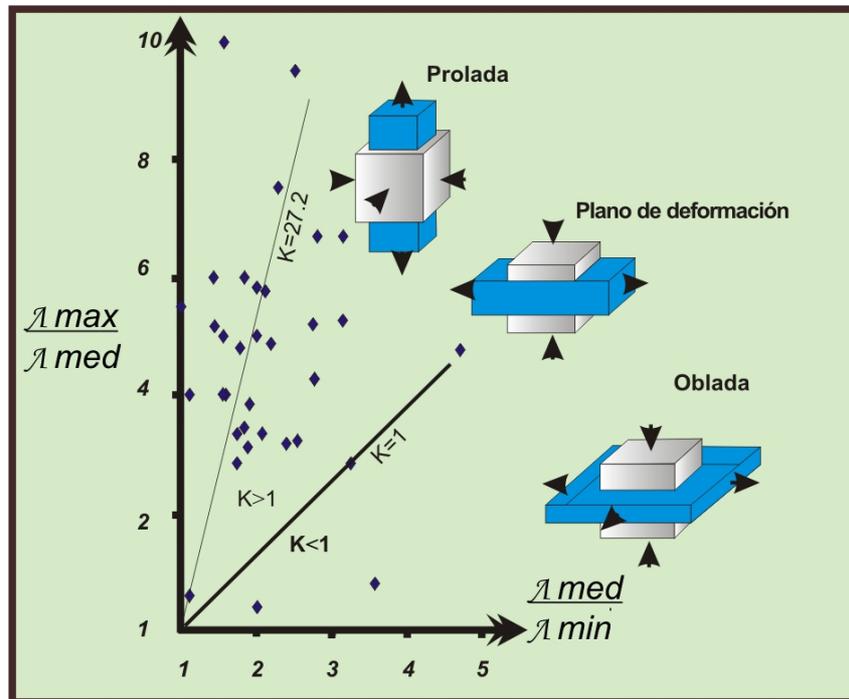


Fig. 4.4 Estimación del elipsoide de deformación en diagrama de Flinn; la mayor parte de los datos se ubica en el campo de los elipsoides prolados, confirmando lo observado y estimado en el campo; el número $K=27.2$ calculado a partir de la pendiente en promedio, K es mayor a 1.

IV.1.2 Serie de estructuras 2 Estructuras plegadas (F_{CD2})

Esta serie de estructuras está definida por un plegamiento F_{CD2} incipiente de la foliación S_{CD1} casi imperceptible, mesoscópico, sólo observado localmente en estaciones cercanas al cementerio de Las Minas, así como en láminas delgadas, por lo que se define que existe una deformación en régimen dúctil de pliegues cerrados, recostados F_{CD2} , plegando los dominios micáceos y cuarzo-feldespáticos (Fig. 4.5), la orientación de plano axial es $N10^{\circ}-0^{\circ}W/30^{\circ}NE$ y el eje de pliegue es $090^{\circ}/30^{\circ}$. El metamorfismo involucrado es difícil de precisar, debido a la composición cuarzo-feldespática del granitoide; no obstante, el crecimiento de mica blanca paralela al plano axial, más el crecimiento de clorita correspondería a facies de esquistos verde-baja.

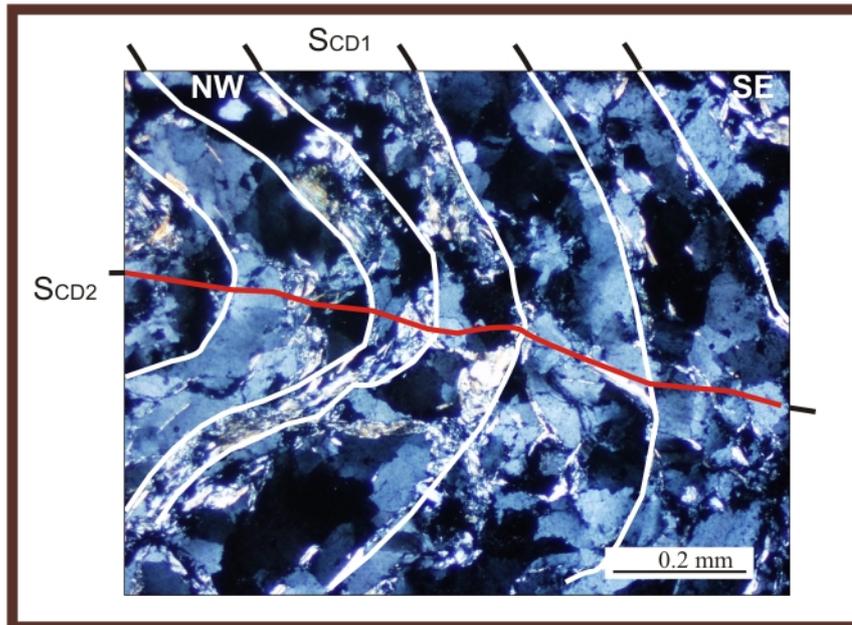


Fig. 4.5 Fotomicrografía de dominios cuarzo-feldespáticos y micáceos plegados por F_{CD2} , el plano axial representa la superficie S_{CD2} .

IV.1.3 Serie de estructuras 3

Estructuras de pliegues *kink* (F_{CD3})

Las bandas *kink* conjugadas son estructuras en régimen dúctil-frágil; los planos de pliegues están orientados aproximadamente Z – NW/90° y S – NNE/90° y con ejes en los esfuerzos máximo y mínimo compresional orientados a σ_1 235°/27°, y σ_3 166°/25°, respectivamente (Fig. 4.6).

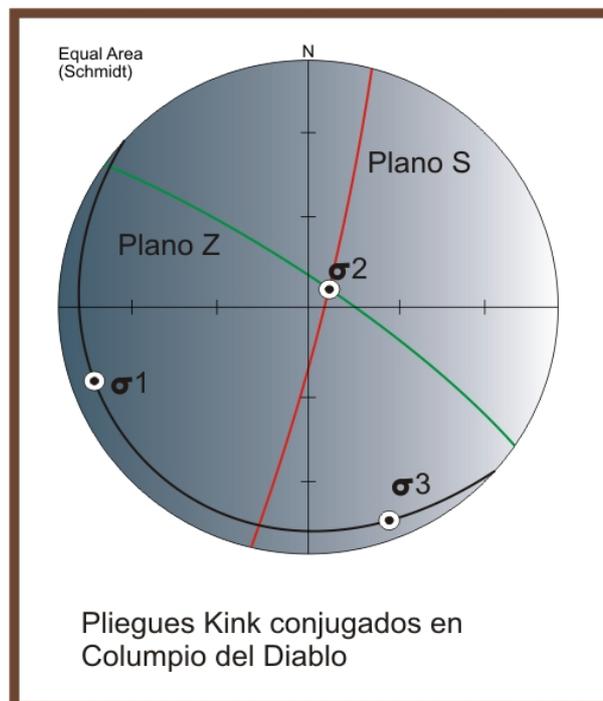


Fig. 4.6 Geometría de pliegues *kink* con orientación principal de máxima extensión σ_3 y máxima compresión σ_1 (estación 15-25, fig. 4.45).

IV.1.4 Serie de estructuras 4

Por último, para el granitoide Columpio del Diablo existe un fallamiento frágil normal con una zona de brecha de falla de 2.5 m. El plano de falla está orientado N028°E/67° inclinado hacia el SE en promedio; se observan estrías sub-verticales que se encuentran cortadas por otras sub-horizontales, que evidencian una componente normal-dextral.

IV.2 Anfibolita Anacahuite (AN)

Los rasgos estructurales mejor expuestos se encuentran en tributarios y afluentes de las barrancas Mal Paso y Anacahuite. En escala macroscópica, la metabasita tienen estructura foliada, que en ciertos lugares contiene estructuras asimétricas y la foliación que tiene una orientación irregular; además, dicha foliación se muestra plegada isoclinalmente y en pliegues de bandas *kink*.

El primer conjunto de estructuras observadas es un bandeamiento probable inicial S_{ANO} de hornblenda más feldespato. En algunos lentes se preserva un arreglo original, observable en lámina delgada por una orientación que no es aleatoria y que podría corresponder a un bandeamiento ígneo; con una fábrica planar de porfiroclastos de hornblenda más feldespatos y clorita, además de un poco de epidota.

IV.2.1 Serie de estructuras 1

Estructuras planares (S_{AN1})

La disposición primaria de bandeamiento composicional ha sido totalmente borrada por una nueva foliación continua S_{AN1} , donde se observa una fábrica planar de recristalización de cuarzo y feldespato en un arreglo laminado, en textura lepidoblástica. Los porfiroclastos de anfíboles están rotados, con cataclasis, crecimiento de mica blanca y clorita (Fig. 4.7). En lámina delgada, el mecanismo de deformación se infiere como flujo cataclástico y *dissolution-creep* (Vernon, 2004). El plano S_{AN1} está orientado preferencialmente hacia el N045°-060°E/30°SE, aunque es muy variable a lo largo de toda la barranca Mal Paso. Los diques graníticos que existen en el límite oeste de la unidad anfibolita Anacahuite son deformados en bandas gnéisicas, por lo cual se observa un bandeamiento composicional de anfibolitas y granitoides (Fig. 4.10 a); éstos diques contienen indicadores de porfiroclastos rotados con cinemática de fallamiento normal. La textura lepidoblástica más la paragénesis mineral observada de clorita, cuarzo, anfíbol y epidota, presumen un metamorfismo en facies de esquisto verde alto o facies de anfibolita baja (Fig. 4.7-4.8 a-b).

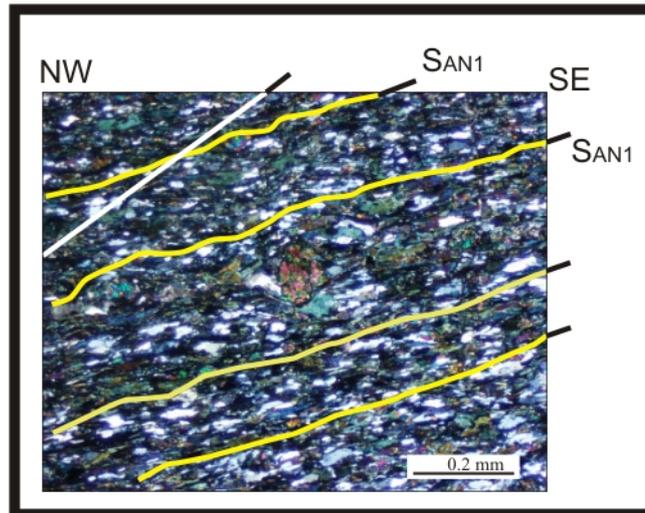


Fig. 4.7 Desarrollo de una foliación S_{AN1} marcada por dominios micáceos (clorita, mica blanca, epidota) y cuarzo-feldespáticos con porfiroclastos de anfíbol que sufre cataclásis.

Estructuras lineales (L_{AN1})

La lineación L_{AN1} es de minerales orientados como el anfíbol, además de cuarzo y plagioclasa estirados, que tiene una orientación preferencial $110^\circ/20^\circ$, aproximadamente, relacionada con las superficies (S_{AN1}) (Fig. 4.9). En lámina delgada se observan estructuras σ de porfiroblastos de anfíboles (hornblenda) y el desarrollo de peces de mica; todo ello en conjunto indica una cinemática de fallamiento normal con cima hacia el E-SE.

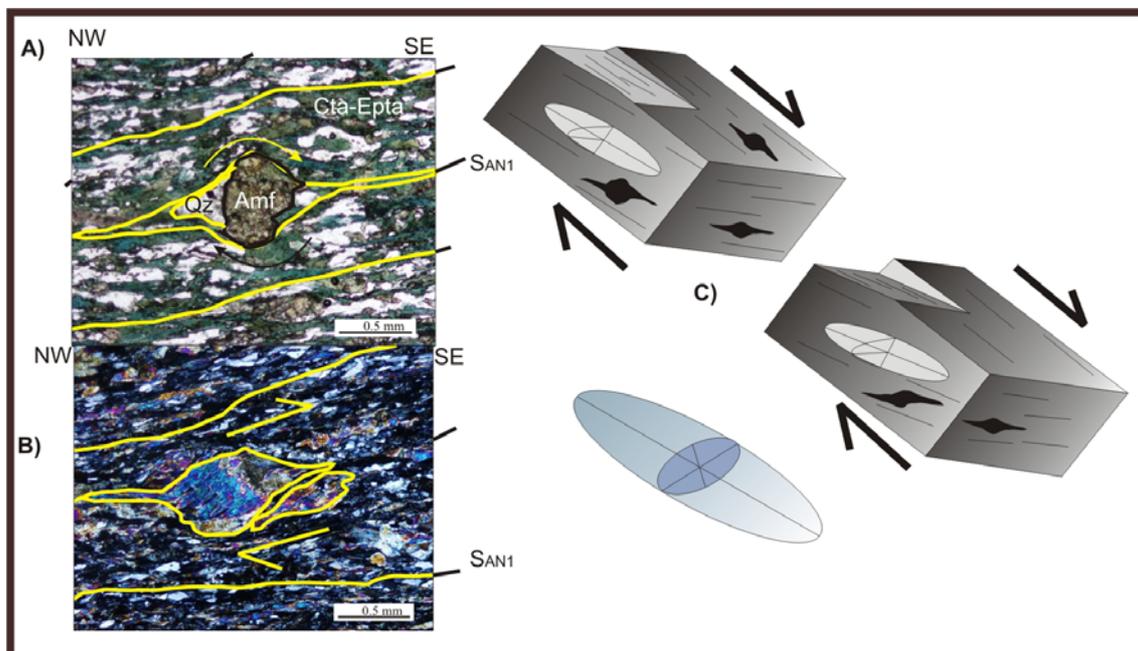


Fig.4.8 A) Fotomicrografía de porfiroclasto de hornblenda y B) crecimiento de peces de mica que apoyan, en conjunto con los pliegues asimétricos, una cinemática con cima hacia el este; C) esquemas que representan la cinemática y el elipsoide de deformación cualitativamente (viendo al norte). Qz: cuarzo, Cta: clorita, Amf: anfíbol, Epta: epidota.

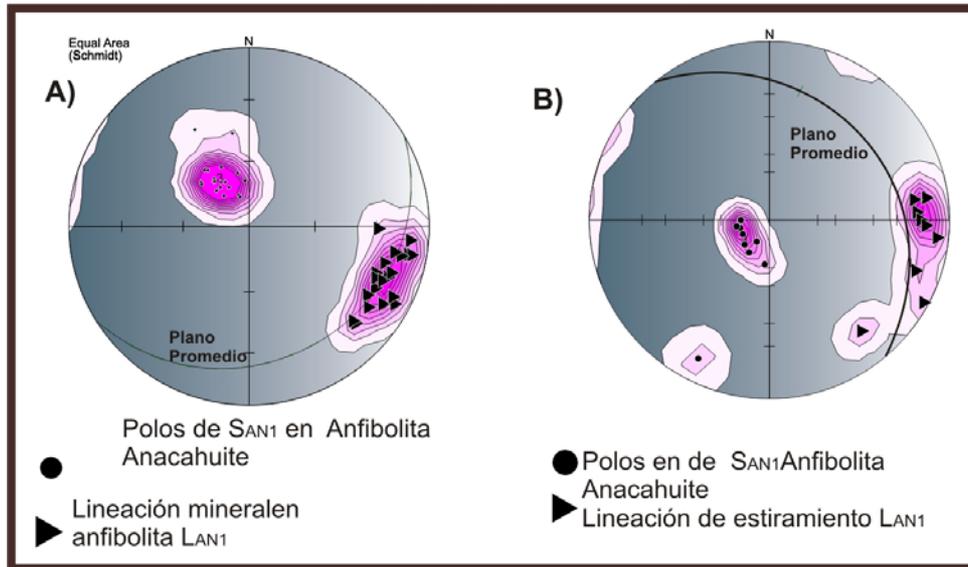


Fig. 4.9 Estereogramas que expresan la geometría de S_{AN1} y la dirección de la lineación mineral L_{AN1} . a) La lineación ligeramente cae al SE; b) la orientación de la foliación y la lineación es variable a lo largo de toda la unidad, no obstante puede decirse que buza al este franco en casi toda la anfibolita Anacahuite.

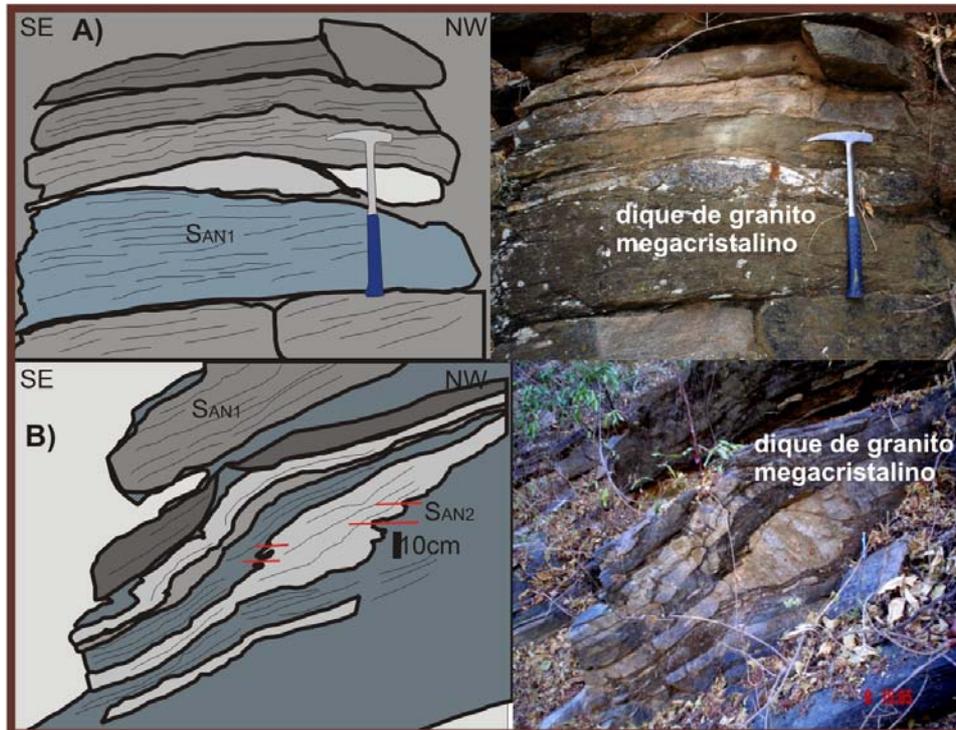


Fig. 4.10 A) Fotografía y diagrama del granito que guarda una relación intrusiva con los cuerpos básicos de anfibolita Anacahuite, se pliegan isoclinalmente juntos (estación 25, fig. 4.45); B) fotografía y diagrama del granito, que además de sufrir una deformación heterogénea que difiere de la anfibolita en superficies S_{AN1} previa, se pliega en un F_{AN2} , por lo que surgen superficies S_{AN2} conformadas por los planos axiales de pliegues incipientes en las bandas de granito.

IV.2.2 Serie de estructuras 2 Estructuras plegadas (F_{AN2})

Otro conjunto de estructuras es el de plegamiento F_{AN2} cerrado-isoclinal, recostado de la foliación S_{AN1} . Dichos pliegues son muy aislados o puntuales en las barrancas Mal Paso y Anacahuite y no son visibles en toda la secuencia de

metabasitas, y tienen una orientación variable; sin embargo, la mayor parte tienen una asimetría marcada con vergencia antihoraria hacia el SE (viendo al SW) (Fig. 4.12); en algunos casos, los planos axiales están orientados N10°W-N005°E/80° inclinados hacia el E y el eje de pliegue tiene una orientación, aunque variable, al 350-15°/30°-15°, aproximadamente (Fig. 4.11). El análisis de clases de pliegues de Ramsay (1976) arrojó un pliegue clase 1C, con la charnela más gruesa que los limbos e isógonas convergentes al núcleo, por lo que se infiere un mecanismo de aplastamiento (Fig. 4.13).

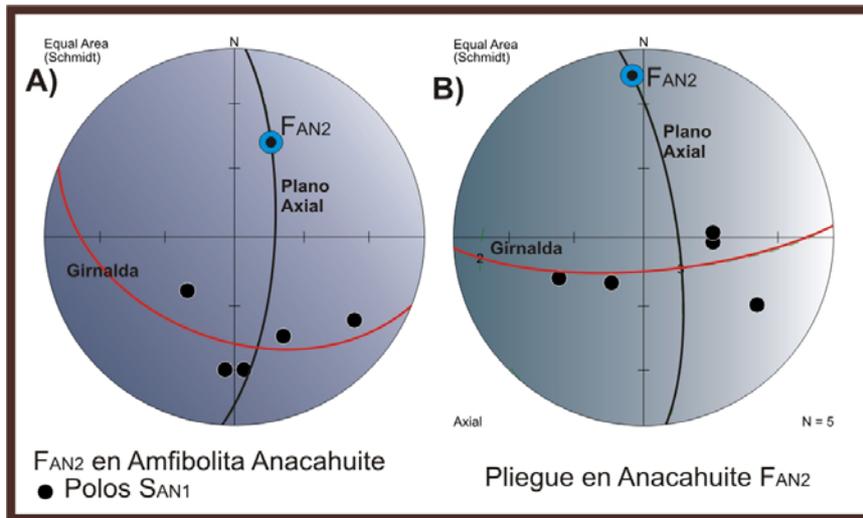


Fig.4.11 Redes estereográficas de pliegues individuales F_{AN2} (estación 9-10, fig. 4.45); A-B) los ejes varían de inclinación pero, su dirección es hacia el norte, por otro lado, los planos axiales tienen un rumbo N-S.

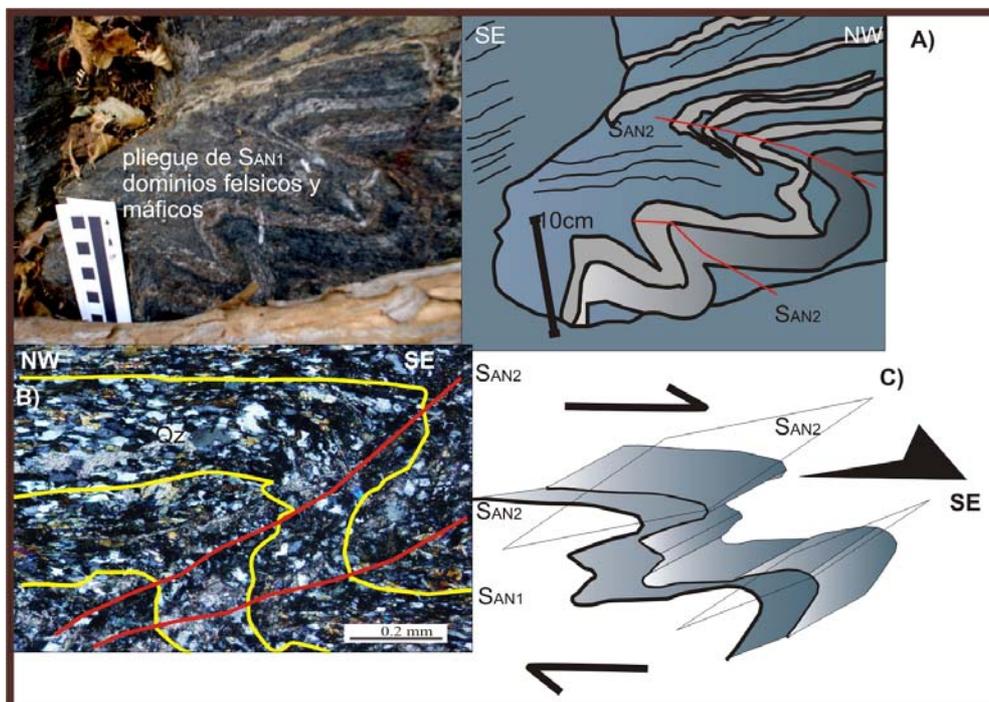


Fig. 4.12 A) Fotografía y diagrama del plegamiento F_{AN2} en la anfibolita Anacahuite (estación 9, fig. 4.45), contiene un plegamiento asimétrico con vergencia hacia el SE; B) fotomicrografía que denota este mismo plegamiento; C) diagrama de la cinemática del plegamiento asimétrico recostado, en conjunto con los indicadores cinemáticos de porfiroclastos y peces de mica, expresan una vergencia hacia el E-SE.

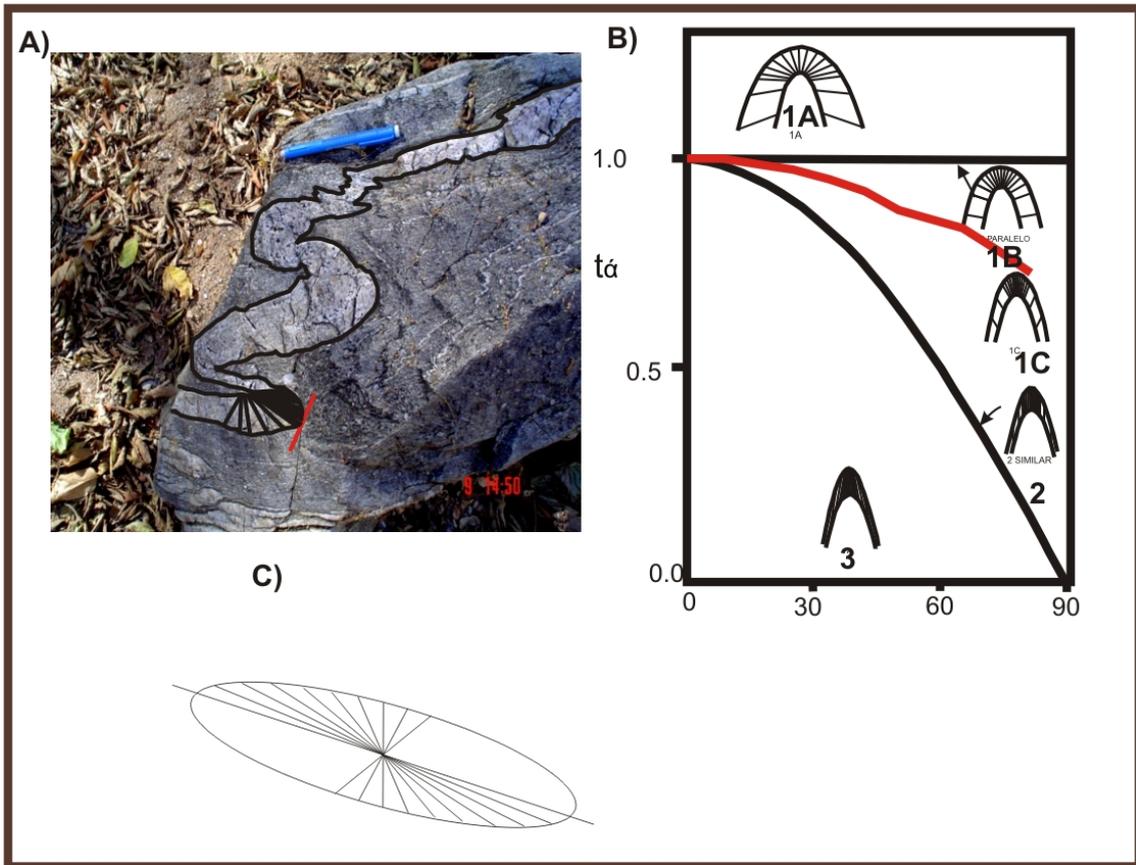


Fig. 4.13 A) Análisis de clase de pliegues y estimación del aplastamiento por isógonas (Lisle, 1992) en superficie perpendicular al eje del pliegue; B) la traza de clases de pliegues entra en el campo de clase 1C de Ramsay (1967); C) elipsoide inferida por la reconstrucción de isógonas $1/t$.

IV.2.3 Serie de estructuras 3 Estructuras plegadas (F_{AN3})

Plegamiento que ocurre a escala macroscópica y solamente observable mediante el cálculo de la orientación por medio de estereogramas de área igual, resultando un plano axial de $N080^{\circ}W / 75^{\circ} NE$ y eje de pliegue al $090-100^{\circ}/15^{\circ}$ inclinado al este (Fig. 4.14).

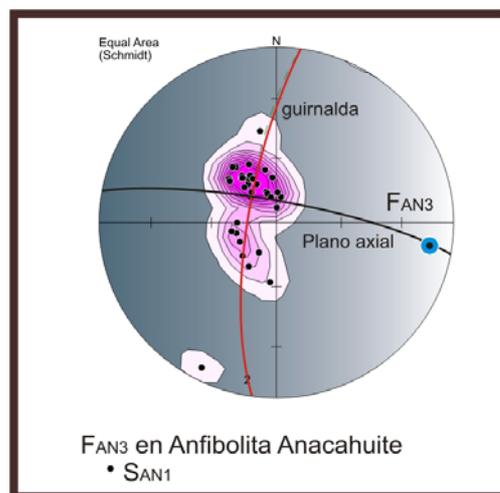


Fig. 4.14 Geometría de plegamiento construido a partir del cálculo en estereograma por las superficies S_{AN1} , obteniendo el eje y plano axial en el pliegue F_{AN3} .

IV.2.4 Serie de estructuras 4 Estructuras de pliegues *kink* (F_{AN4})

Es el desarrollo de bandas *kink* conjugadas, las cuales evidentemente resaltan el carácter dúctil-frágil de la deformación, los planos están orientados aproximadamente: Z –NW/80° N y S –ENE/60° SE y con ejes en los esfuerzos principales orientados de compresión máxima σ_1 248°/20°, y el extensión máxima σ_3 346°/26° (Fig. 4.15), en otros casos el esfuerzo de extensión máxima esta orientado σ_3 160°/30°.

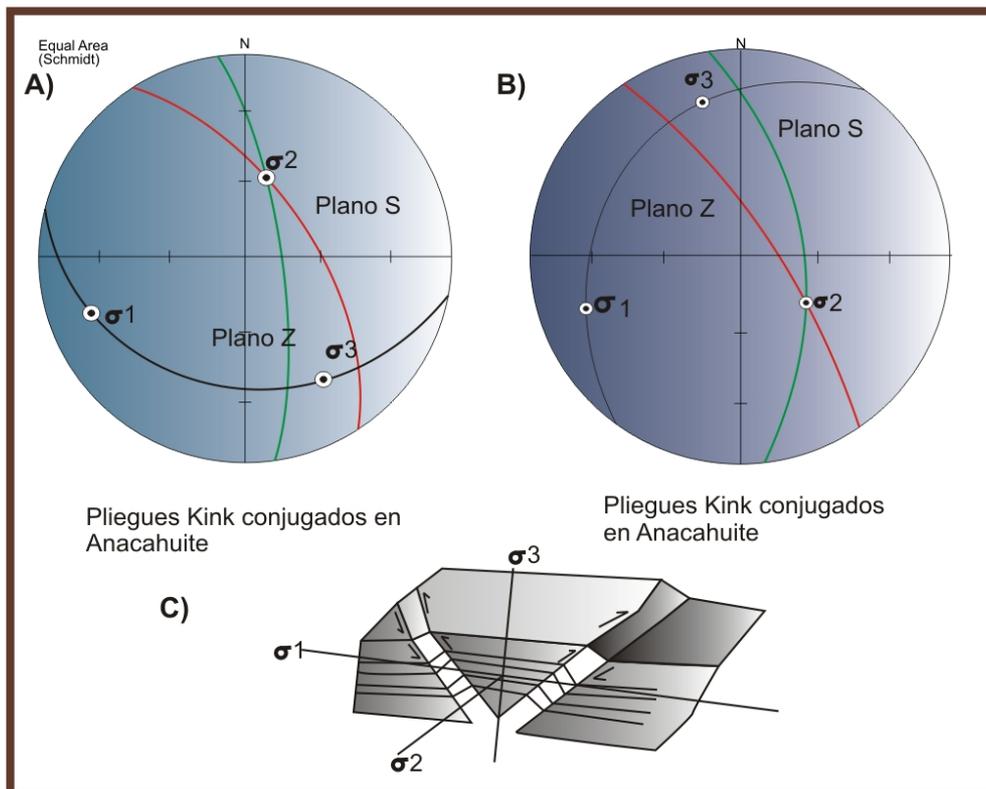


Fig. 4.15 A) Geometría de los pliegues *kink* en la anfibolita Anacahuite (estación 8-9, fig. 4.45); B) nótese que en diferentes estaciones, el eje de σ_1 es constante y que la disposición de σ_3 y σ_2 aunque varía de cuadrante, tiene la misma actitud; C) diagrama que sintetiza el modelo de los pliegues *kink*.

IV.3 Litodema cuarcita Las Minas.

Ésta es la unidad metasedimentaria que presenta una mayor gama de estructuras dúctiles en el área de estudio; la unidad, a pesar de ser composicionalmente homogénea, su deformación muestra por lo menos tres fases dúctiles y dos frágiles.

La escala de las observaciones es métrica-centimétrica en afloramientos bien expuestos dentro de las barrancas Otate, Columpio del Diablo y Angostadero.

Una estratificación primaria S_{LM0} resulta visible por la intercalación de psamitas-pelitas, las cuales probablemente se dividen en estratos gruesos de hasta 1.5 m de espesor, son más visibles algunos lentes que no sufrieron otras

deformaciones más tardías; es el caso de nódulos arenosos manganésicos observables en afloramiento, que corresponden a estratos originales centimétricos de S_{LM0} (Fig. 4.17 a-b). Es cierto que el plano S_{LM0} es variable en toda la secuencia, pero es posible orientarlo en varias estaciones estructurales con rumbo N0-015°E/40°-50°SE con inclinaciones hacia el S (Fig. 4.16).

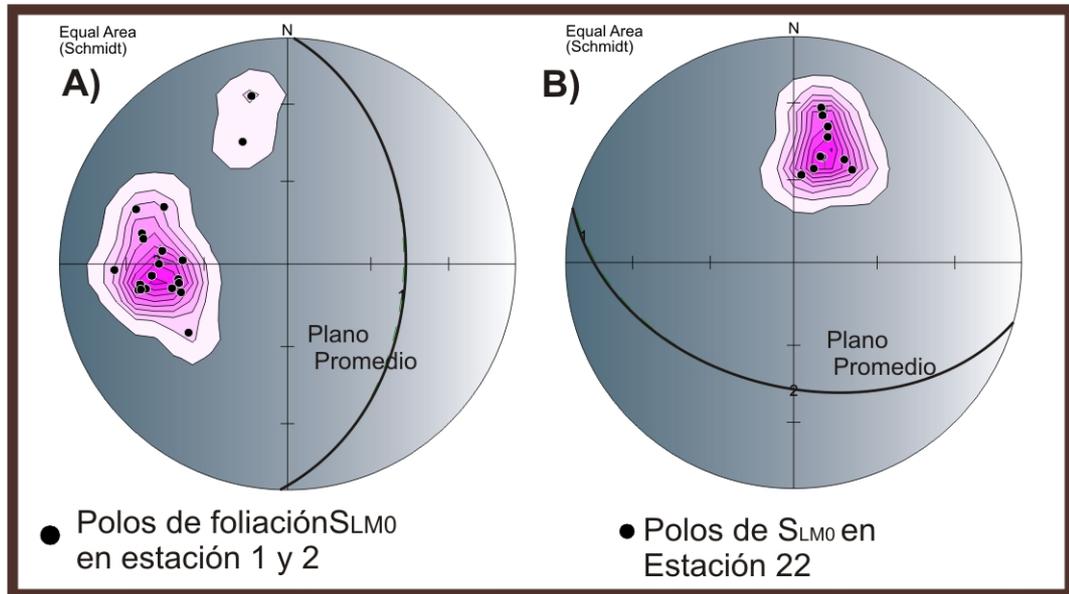


Fig.4.16 La orientación de S_{LM0} es variable dependiendo de las estaciones en las cuales es reconocida y medida (estación 1-2, 22, fig. 4.45). A) Sección barranca Otate; b) estación barranca Columpio del Diablo.

IV.3.1 Serie de estructuras 1 Estructuras Planares (S_{LM1})

Existe una foliación fuertemente penetrativa de solución S_{LM1} , espaciada y gruesa, que en lámina delgada está expresada en microdominios cuarcíticos recristalizados, separados por microdominios de crecimiento micáceos (clorita-muscovita) con lo cual sólo se infiere un metamorfismo en facies bajas de esquistos verdes. Los planos tienen un rumbo N035-40°E/60°-75°SE, en promedio, inclinados hacia el SE (Fig. 4.18). Además se observa claramente el fenómeno del cruceo refractado por tener diferente competencia mecánica-plástica entre los sedimentos gruesos y finos (Fig. 4.19 a).

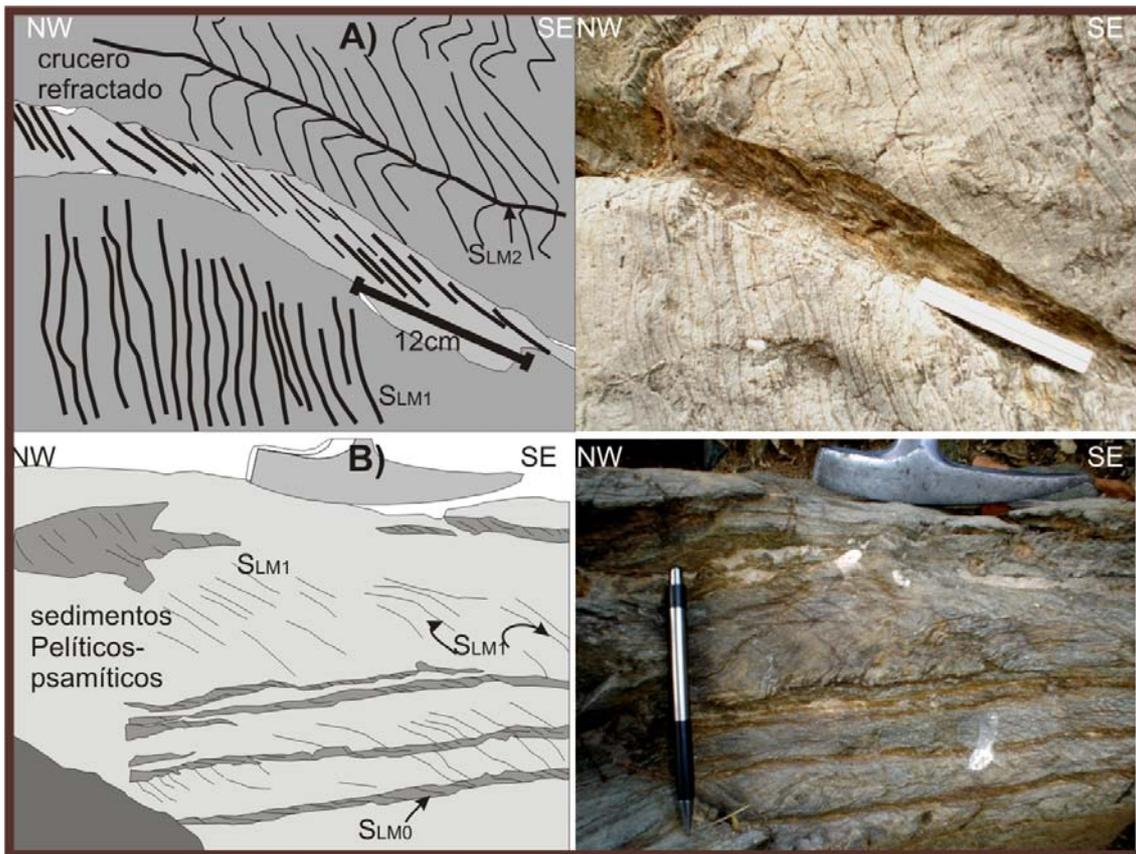


Fig. 4.17 A) Fotografía y diagrama de serie de estructuras encontradas en la sección de la barranca Oate (estación 25, fig. 4.45); nótese el cruceiro refractado S_{LM1} en litologías de metareniscas y metalutitas, el plegamiento posterior F_{LM2} , el cual en afloramiento no desarrolla un cruceiro notable pero tiene representación en las superficies axiales de pliegues F_{LM2} ; B) fotografía y diagrama de una clara S_{LM0} cortada ocasionalmente por un cruceiro posterior S_{LM1} .

Estructuras lineales ($L_{LM0/1}$)

En los afloramientos es posible distinguir una lineación de intersección S_0-S_1 , lineaciones $L_{LM0/1}$; por lo que teóricamente, se infiere la posición de los ejes de pliegues F_{LM1} , los cuales están orientados $060^\circ/35^\circ$ de F_{LM1} , en promedio (Fig. 4.22a).

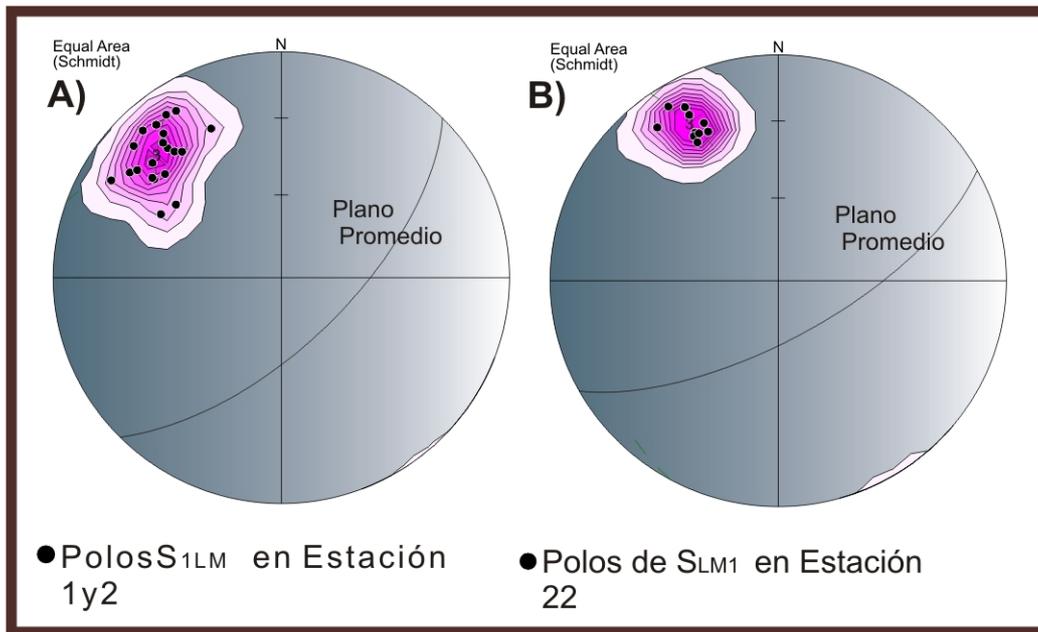


Fig. 4.18 Estereogramas que definen la orientación de S_{LM1} con planos promedio, inclinados hacia el SE con 60° , en barrancas A) Otate y B) Columpio del Diablo (estación 1-2, 22, fig. 4.45).

Estructuras plegadas (F_{LM1})

Dentro del litodema cuarcita Las Minas, existe un pliegue de vaina (Fig. 4.19a) F_{LM1} que ha sido replegado F_{LM2} ; no hay indicadores cinemáticos que indiquen el sentido del movimiento, no obstante, se aprecia que la superficie S_{LM0} forma una figura circular cóncava, típica de pliegues de vaina; por lo cual, sólo es posible orientar el eje franco hacia el $090^\circ/66^\circ$ de inclinación. Además, se puede agregar que las superficies S_{LM1} se asocian a una foliación axial planar del plegamiento F_{LM1} (Fig. 4.19b).

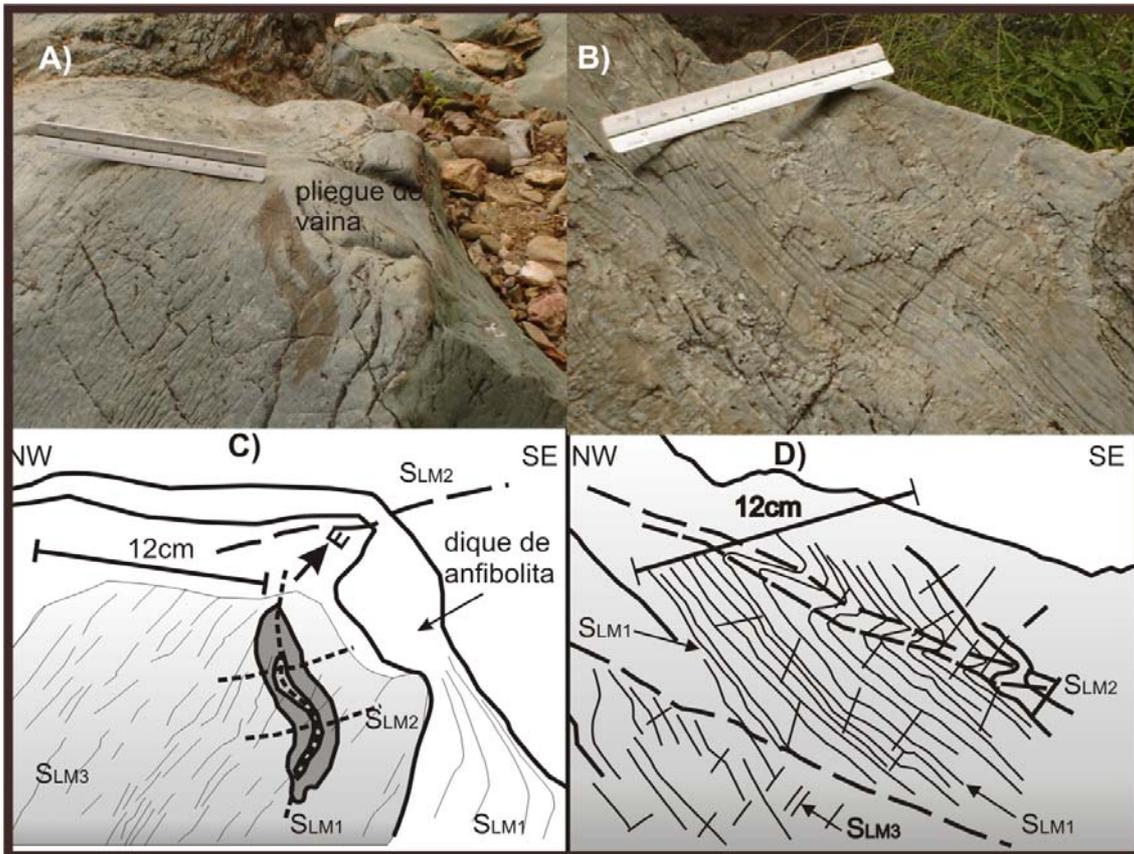


Fig. 4.19 A) Fotografía y diagrama de pliegue de vaina F_{LM1} replegado en F_{LM2} , cortado por una foliación S_{LM3} ; B) existen además algunas superficies S_{LM1} que han sido también replegadas por un F_{LM2} . (estación 1-2, fig. 4.45)

IV.3.2 Serie de estructuras 2 Estructuras plegadas (F_{LM2})

En varios afloramientos de la barranca Otate es posible medir claramente un conjunto de pliegues de carácter cerrado, recostados, con asimetría de vergencia al SE, con lo cual se deduce una cinemática de cima hacia S-SE (Fig. 4.19a). La orientación preferencial de plano axial es de $N0^{\circ}-030^{\circ}E/45^{\circ}$ SE en promedio y el eje es $090^{\circ}/40^{\circ}$, aproximadamente. Por otro lado, el análisis de clases de pliegues describe estructuras donde la charnela es ligeramente más gruesa que los costados e isógonas convergentes al núcleo; por lo tanto, son pliegues clase 1B-1C, con lo cual se infiere un mecanismo de plegamiento por aplastamiento (Ramsay, 1976) (Fig. 4.20).

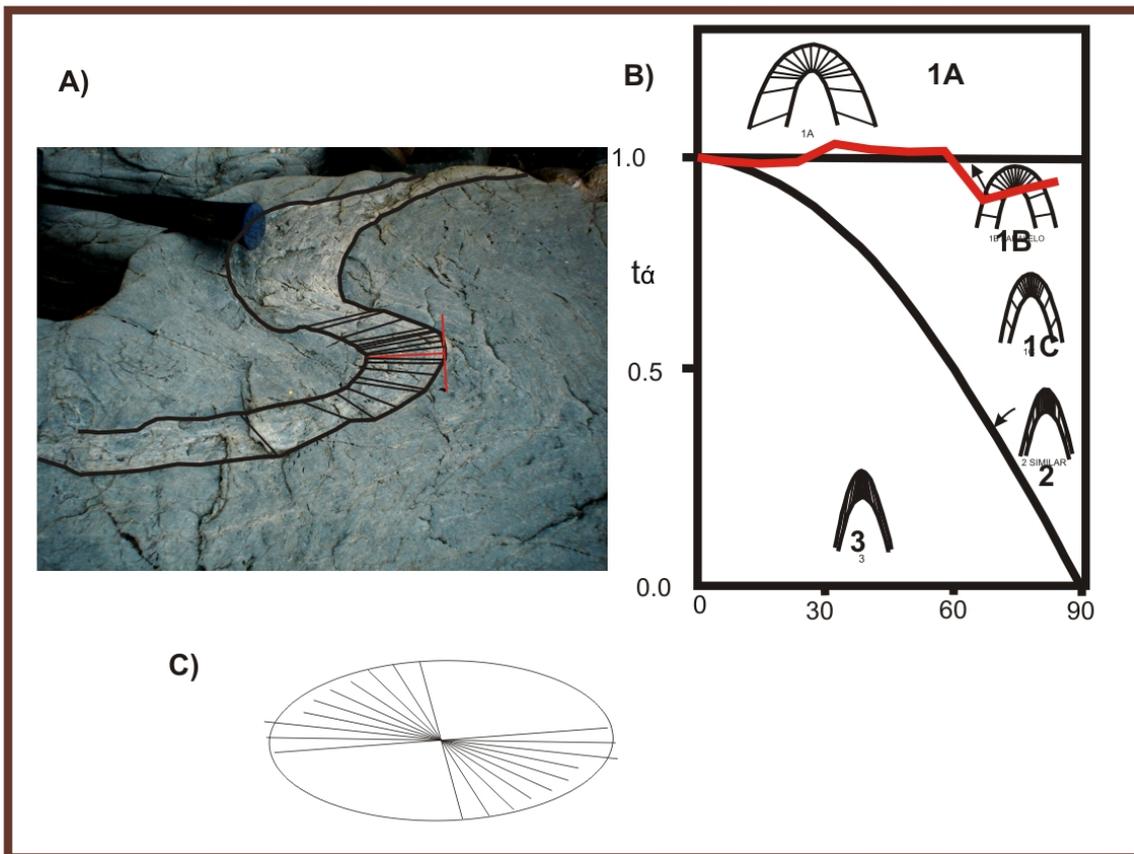


Fig. 4.20 A) Aplicación del análisis de isógonas de Ramsay (1976) para pliegues F_{LM2} ; B) los costados son ligeramente más cortos que la charnela, la traza de las isógonas cae en 1B-1C; C) estimación de distorsión de la elipse de deformación bidimensional perpendicular al eje de pliegue.

Estructuras planares (S_{LM2})

Son estructuras que se observan tanto en afloramiento como en lámina delgada; la foliación y la fábrica inicial de S_{LM1} es plegada y cortada por un nuevo crecimiento de mica blanca (muscovita) y clorita. El crecimiento mineral y en conjunto con los planos axiales de pliegues conforman las superficies S_{LM2} (Fig. 4.21). Ya que se tiene una fábrica mineral asociada de mica blanca, clorita y cuarzo recristalizado, se infiere una deformación bajo condiciones de metamorfismo en facies de esquistos verde baja. La superficie S_{LM2} está orientada $N00^\circ/45^\circ E$, inclinada hacia el este.

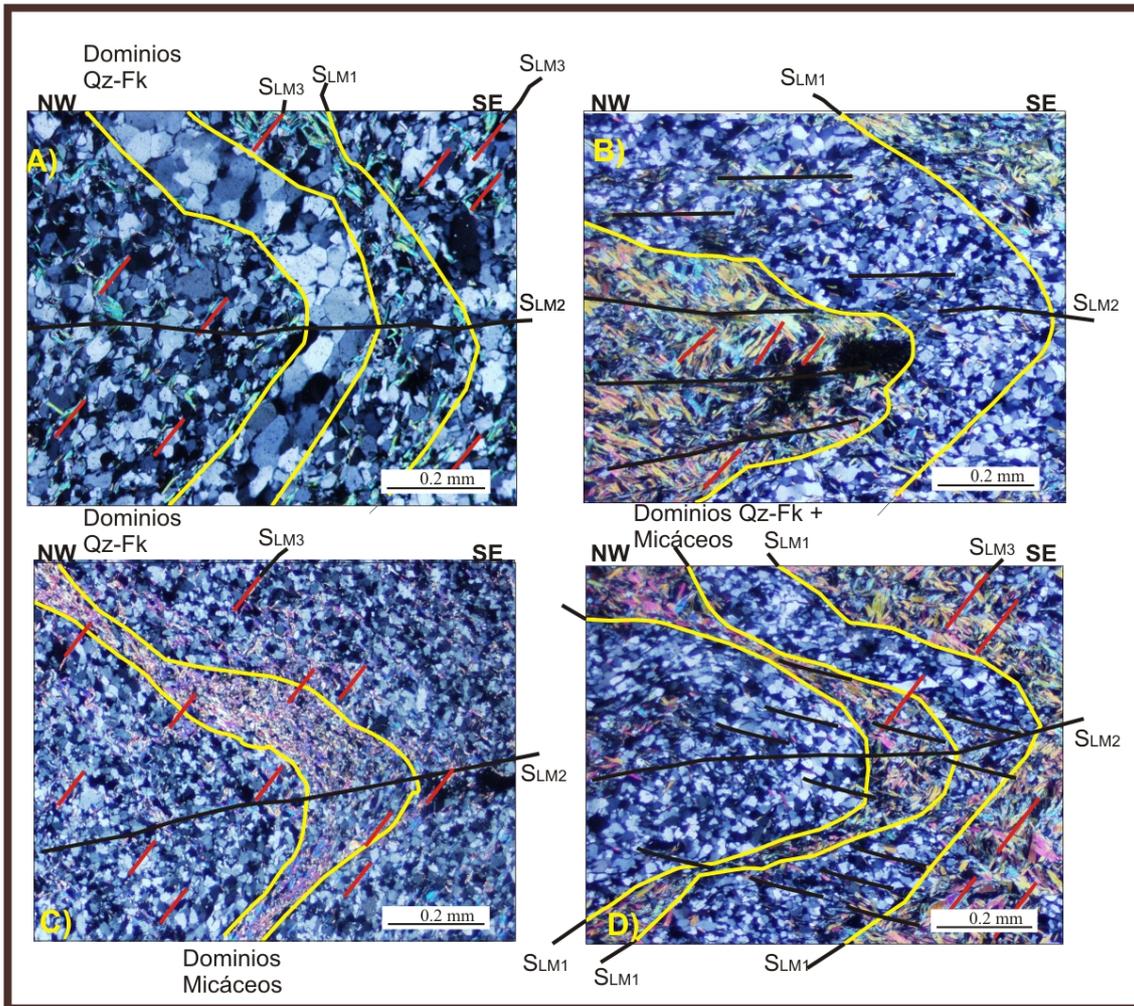


Fig.4.21 Fotomicrografías que evidencian la presencia de una S_{LM1} . A) Dominios micáceos separados de cuarcíticos; B-D) S_{LM1} ha sido plegada en F_{LM2} , con un incipiente crecimiento de mica blanca paralelo a S_{LM2} , y éste a su vez es cortado por una foliación perteneciente al crecimiento de mica blanca y clorita S_{LM3} . Fk: feldespato potásico, Qz: cuarzo.

Estructuras lineales ($L_{LM1/2}$)

No se han encontrado lineaciones minerales o de estiramiento asociadas a S_{LM2} , con excepción de una lineación clara de intersección $L_{LM1/2}$ entre superficies S_{LM1} - S_{LM2} , con lo cual se infiere la posición que teóricamente correspondería a los ejes de pliegues F_{LM2} , las líneas están orientadas $090^\circ/40^\circ$, en promedio (Fig. 4.22b).

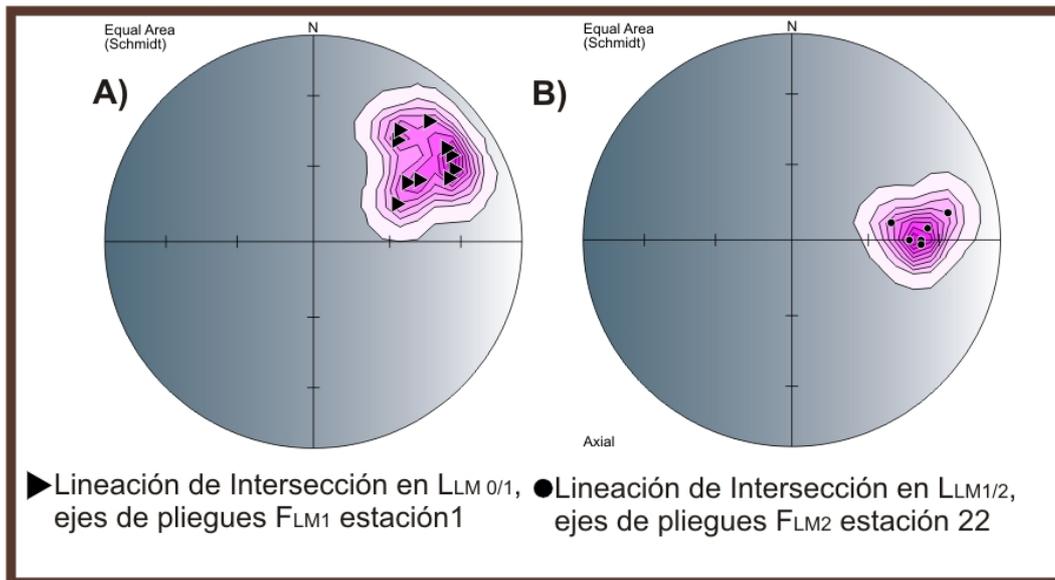


Fig. 4.22 A-B) Estereogramas que muestran una síntesis de la lineación de intersección entre los planos S_{LM0} - S_{LM1} y S_{LM1} - S_{LM2} que representan la orientación de los ejes de pliegues F_{LM1} y F_{LM2} . (estación 1 fig. 4.45)

IV.3.3 Serie de estructuras 3 Estructuras plegadas (F_{LM3})

El litodema cuarcita Las Minas presenta otra serie de estructuras de plegamiento (F_{LM3}), que afecta a estructuras de las fases de deformación anteriores; no obstante, es más notable el plegamiento de la estratificación primaria S_{LM0} . Se trata de pliegues abiertos (ángulo interlimbo 120° - 90°), sinformes y antiformes, buzantes al NE, de escala métrica, a los cuales también se asocia un crucero débil, de presión-solución y de fractura. Los planos axiales de los pliegues están orientados con rumbo $N045^{\circ}E/75$ - 80° SE y los ejes $060^{\circ}/40^{\circ}$, aproximadamente, aunque también el eje varía hacia la horizontal (Fig. 4.23a, 4.25 c-d).

La cinemática del plegamiento (F_{LM3}) se infiere al N-NE sub-horizontal, de sentido dextral perpendicular al eje. El mecanismo de plegamiento es flexural oblicuo, observado mediante el análisis de un pliegue (aunque no *in situ*), donde se ve la distorsión de una lineación ($L_{LM0/1}$) preexistente, dentro de superficies (S_{LM0}) (Fig. 4.23 a-b). A simple vista, el pliegue tiene los espesores de capas constantes; por lo tanto, podría tratarse de la clase 1B de acuerdo con Ramsay (1976). Sin embargo, en teoría los mecanismos serían contradictorios porque existe un aplastamiento por flexura oblicua (cinemática dextral), mientras que por clasificación de Ramsay (1976), un pliegue clase 1B sería producido por desplazamiento longitudinal tangencial entre capas (espesor de capas constante). Ante esta discrepancia, se decidió dar mayor peso al análisis de lineación distorsionada en la cizalla dextral.

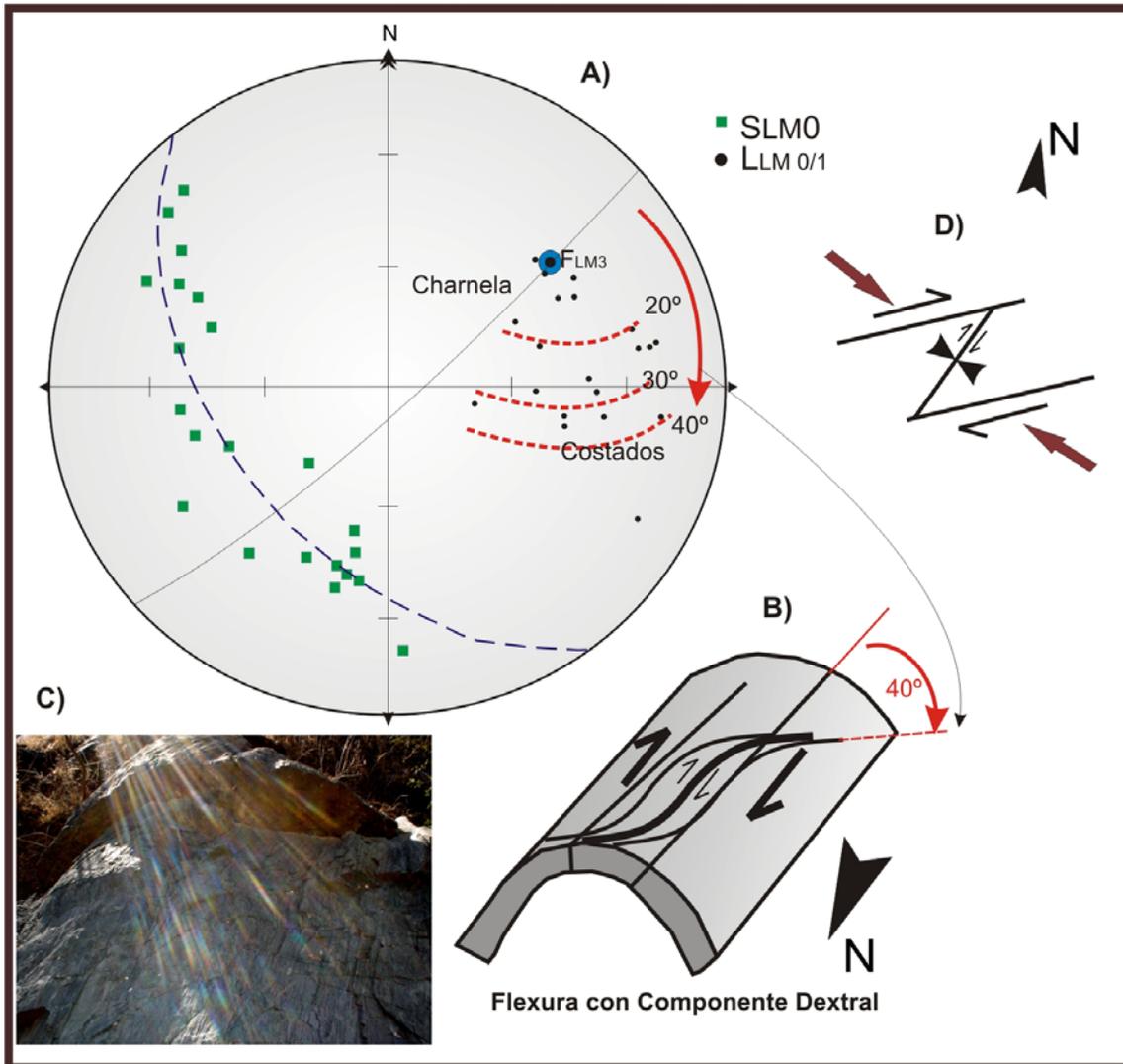


Fig. 4.23 A) Análisis en estereograma de un pliegue no *in situ*, que explica la cinemática dextral, determinado por la distorsión de lineación preexistente que acompaña a las superficies S_{LM0} , la cual es plegada en un F_{LM3} ; B) geometría del pliegue con las lineaciones graficadas que caen en un campo conforme se toman las mediciones en los costados y la charnela; C) fotografía del pliegue no *in situ*; D) el pliegue puede interpretarse como resultado de un movimiento mayor, donde una cizalla normal actúa sobre el litodema Las Minas con una connotación más regional. (estación 1, fig. 4.45)

La distorsión de la lineación ($L_{LM\ 0/1}$), ocurrió mediante microcizallas, subparalelas al plano axial del pliegue (F_{LM3}), las cuales con el mecanismo flexural oblicuo se mueven, rotando hasta 40° a la derecha, por ello las líneas son reorientadas, con lo cual se infiere el sentido dextral del plegamiento.

Estructuras planares (S_{LM3})

El análisis microestructural dio como resultado la descripción de una fábrica S_{LM3} que corta a las otras dos fábricas planares S_{LM1} - S_{LM2} ; con la separación de micro-dominios cuarzo-feldespáticos de otros micáceos; se aprecian minerales de neoformación, como el crecimiento de micas de muscovita y clorita, en textura decusada, perpendicular a otro arreglo de una generación preexistente. Con la asociación mineral de clorita, mica blanca y cuarzo y feldespato recristalizados, se infiere que esta foliación ocurrió bajo

condiciones metamórficas de facie de esquistos verdes muy baja. Los planos S_{LM3} están orientados $N80^{\circ}W/65^{\circ}NE$, e inclinados hacia el NE (Fig. 4.25 a-b).

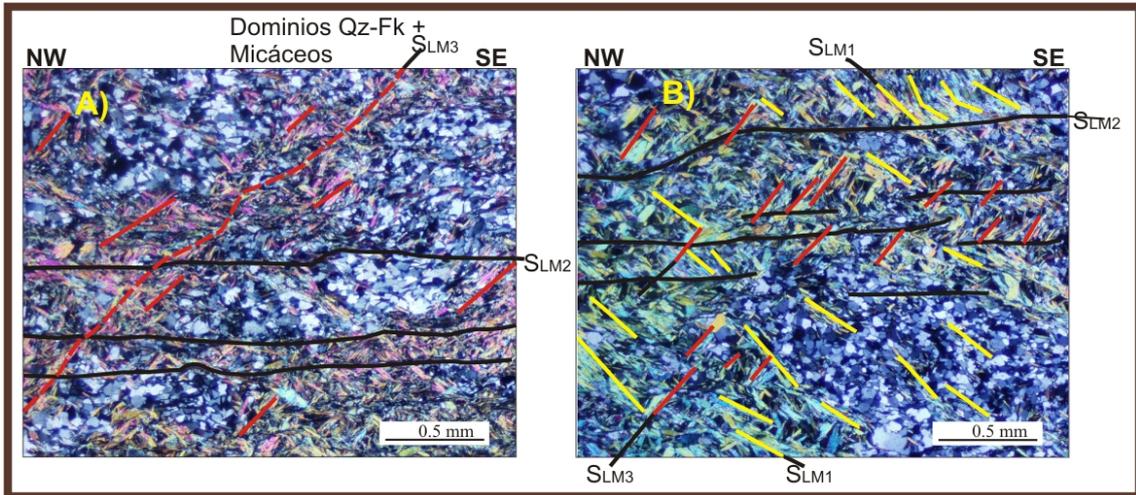


Fig. 4.24 Fotomicrografías que reúnen las tres estructuras que se entrecortan, con ello se establece el orden del desarrollo de superficies.

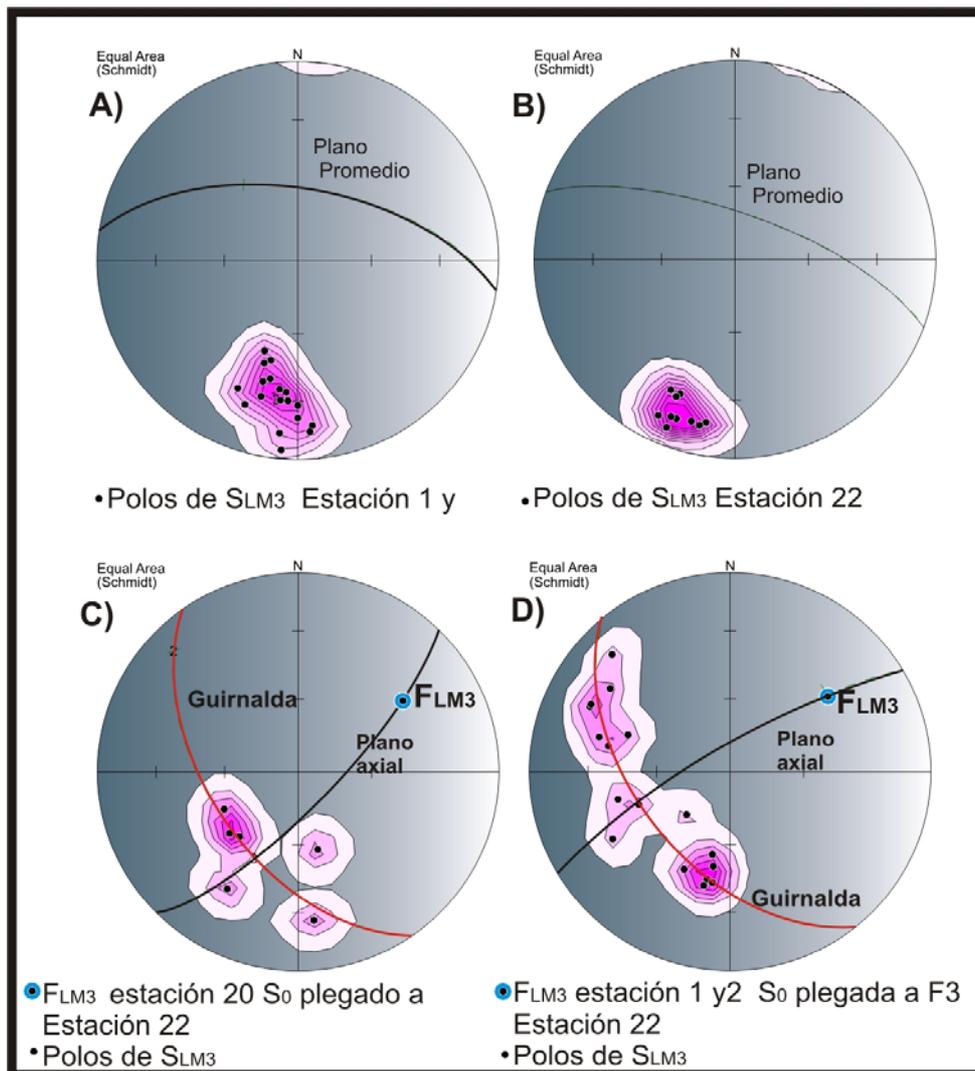


Fig. 4.25 Estereogramas con polos de foliación y plegamiento S_{LM3} y F_{LM3} . A-B) Foliación orientada NW-SE con inclinaciones al norte; C-D) configuración de plegamiento F_{LM3} a partir de los polos de las superficies S_{LM0} . (estación 1,2,22 y toda la unidad, fig. 4.45)

IV.3.4 Serie de estructuras 4

Estructuras de pliegues *kink* (F_{LM4})

Son las estructuras más tardías de régimen dúctil-frágil; las bandas *kink* conjugadas conforman una geometría caracterizada por planos orientados Z- NNE/70° NE y S- ESE /55° SE, aproximadamente. El mecanismo que presenta es flexural oblicuo, con orientación de los esfuerzos principales en: máximo compresivo σ_1 070°/26° E y máximo extensivo σ_3 340°/20°, aproximadamente (Fig. 4.26-27).

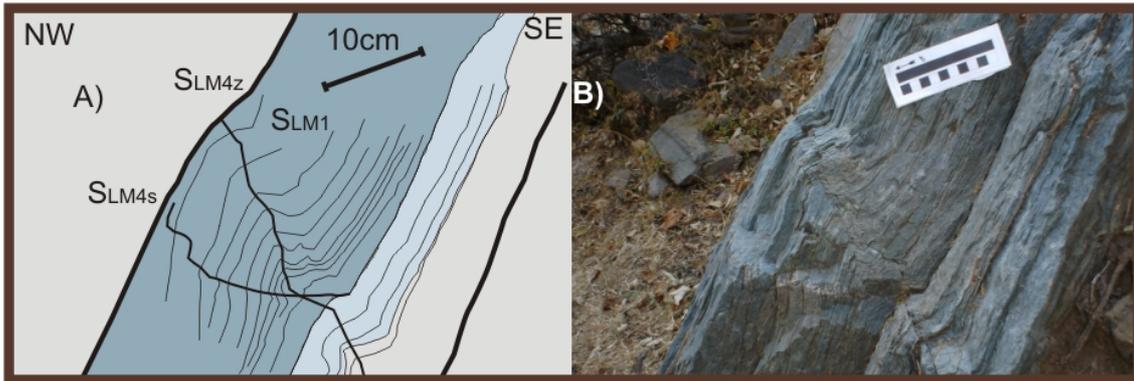


Fig.4.26 A) Diagrama de pliegues *kink* conjugados dentro del litodema cuarcita Las Minas; B) fotografía con vista al NE. (estación 15, fig. 4.45)

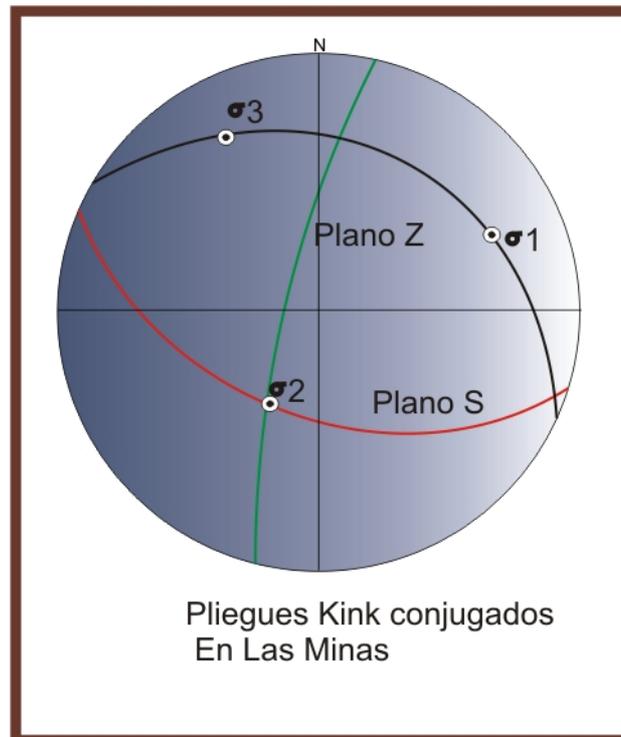


Fig.4.27 Geometría de bandas *kink* en el litodema cuarcita Las Minas.

En el litodema Las Minas, los diques máficos y graníticos que intrusionan a la unidad, presentan estructuras de S_{LM1} y F_{LM2} , foliación y plegamiento de foliación; que a su vez, también están cortados de manera incipiente por el crucero S_{LM3} . Por tanto, se infiere que el emplazamiento de los cuerpos ígneos

es necesariamente previo a todas las deformaciones sufridas en el litodema Las Minas.

IV.4 Litodema metarenisca Otate

Las rocas metasedimentarias del litodema Otate, son de litología de metalutita, metarenisca y metarenisca conglomerática. Presenta un metamorfismo de muy bajo grado apenas perceptible a simple vista por el brillo nacarado, producido por pequeños minerales de mica blanca, que se encuentra en paquetes de grano fino (Fig. 4.28 a-b).

La estratificación primaria S_{OT0} presenta estructuras primarias como son: estratificación, marcas de corriente, diastratificación (estratificación cruzada) y gradación; dicha estratificación S_{OT0} tiene una disposición con cima hacia el NE; sin embargo, ésta orientación es variable, ya que la secuencia está afectada por un plegamiento posterior distinguible en escala métrica y kilométrica.

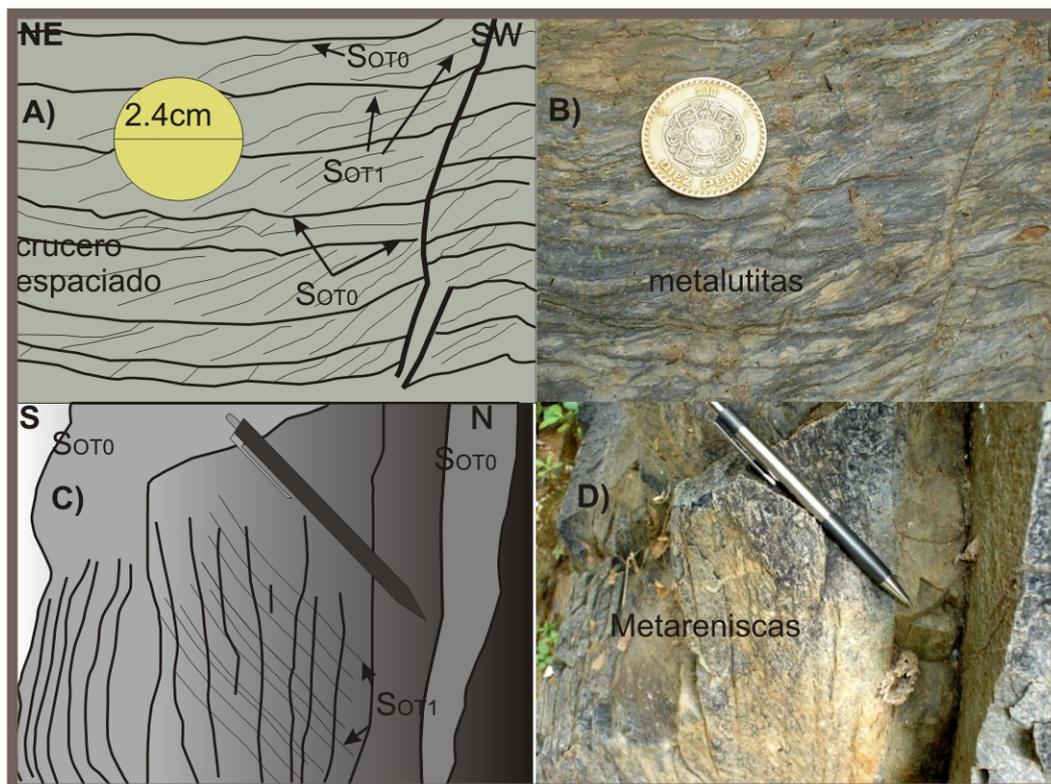


Fig.4.28 Serie de estructuras dentro del Litodema Otate, metalutitas y metareniscas (estación 19,20, fig. 4.45).

IV.4.1 Serie de estructuras 1

Estructuras plegadas (F_{OT1})

La secuencia está deformada primeramente en pliegues cerrados F_{OT1} , isoclinales o hasta cónicos; los pliegues son observables en su límite noreste con el Granito Palo Liso, en la cercanía del rancho El Tepetate. El resto de las estructuras plegadas F_{OT1} , es de escala métrica, esto es interpretado por la relación crucero y estrato original (Fig. 4.28 c-d). La lineación de intersección $L_{OT 1/0}$ provee en teoría, la orientación del eje de pliegue, con 045° - $120^{\circ}/30^{\circ}$ -

45° buzando en promedio al E-SE y plano axial E090°W-S80°E/65°N, aproximadamente (Fig. 4.29).

Los pliegues de escala métrica F_{OT1} , se caracterizaron bajo el análisis de isógonas de Ramsay (1976). Dichas isógonas (Fig. 4.30) son convergentes al núcleo y los limbos son ligeramente más delgados que la charnela, por lo que se clasificó al pliegue como clase 1C ligeramente en 1B.

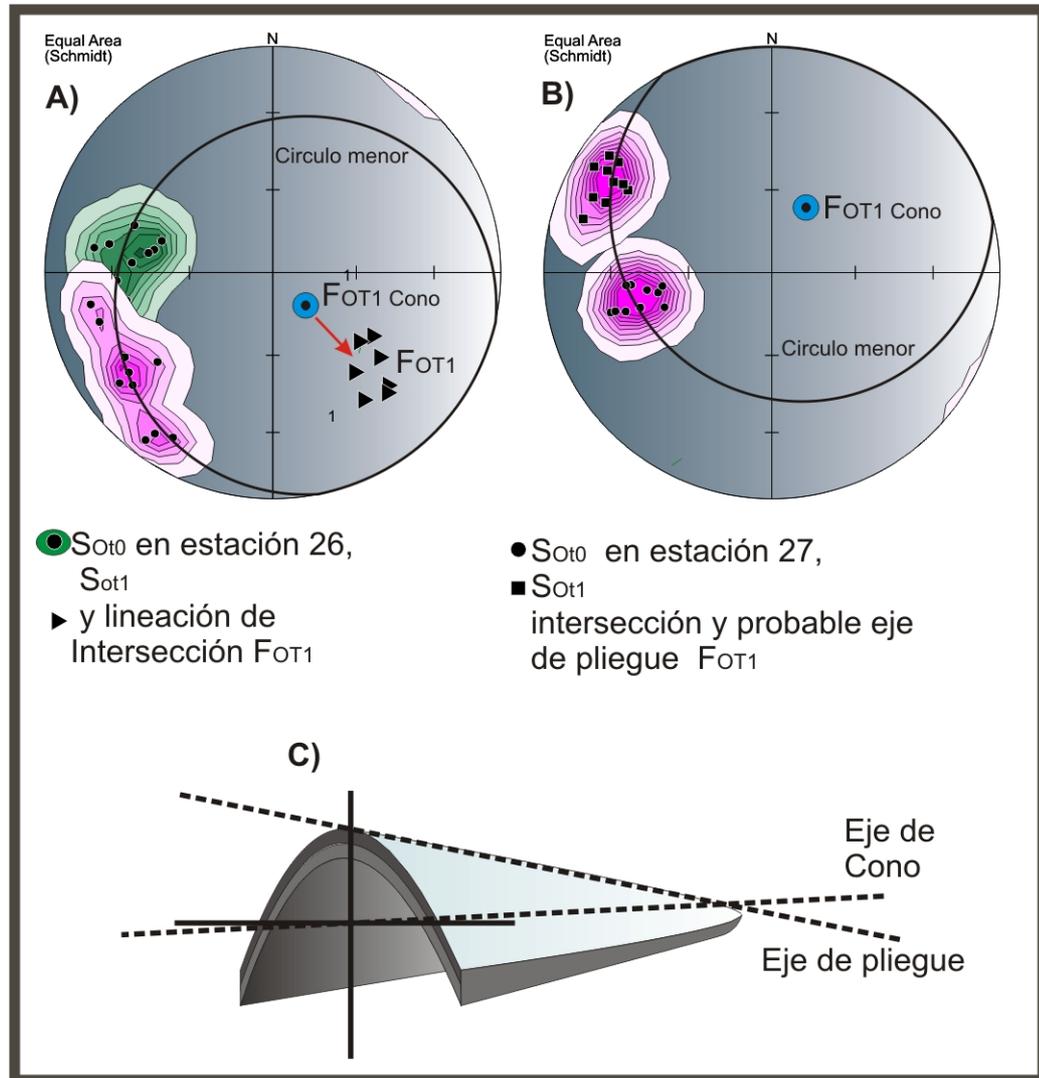


Fig. 4.29 Geometría de las superficies S_{OT0} que se intersectan con S_{OT1} definiendo una lineación que representa los ejes de pliegues F_{OT1} (estación 19, 26,27, fig. 4.45). A) Pliegue cónico con orientación del eje de cono en 130°/80° ; B) pliegue cónico con orientación de eje de cono en 030°/70°; C) diagrama que explica la diferencia entre eje de pliegue cónico y eje de cono; por ello existe una diferencia angular entre la lineación de intersección y el eje de cono en A). (Keppie, F .D. et al., 2002)

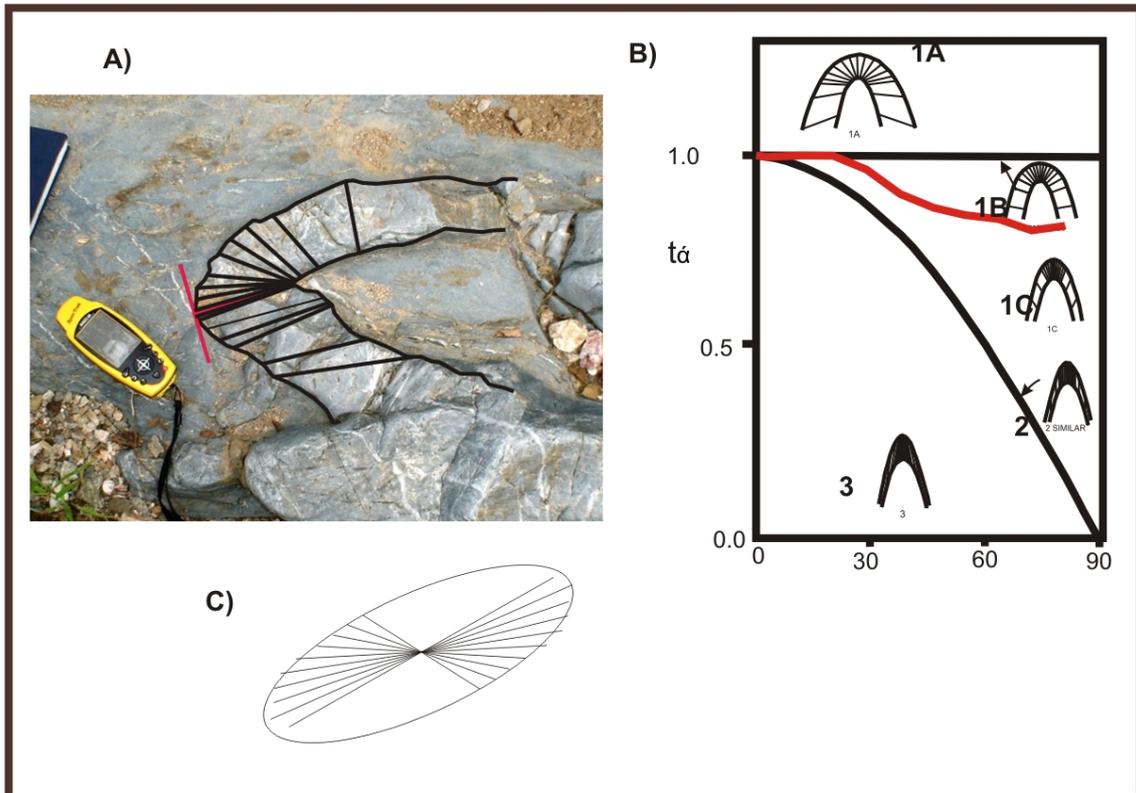


Fig. 4.30 Análisis de isógonas (Ramsay, 1976) y estimación de aplastamiento (Lisle, 1992). (Estación 27, fig. 4.45).

Estructuras planares (S_{OT1})

Se desarrolló un crucero pizarroso espaciado S_{OT1} asociado al plegamiento F_{OT1} , que es medianamente penetrativo (Fig. 4.31); y se observa que el crucero es refractado entre sedimentos finos y gruesos. La diferencia angular entre estratificación primaria y el crucero en general va de los 20° a los 30° , en promedio. En lámina delgada es perceptible el arreglo lineal y deformado de porfiroclastos de cuarzo inmersos en una matriz alineada de clorita y mica blanca. Por otro lado, se distingue que el metamorfismo involucrado es de grado muy bajo de facies de esquisto verde; no se observa recristalización o recuperación de los cuarzos, aunque sí una cataclasis. En los afloramientos los planos S_{OT1} están orientados $N0^\circ-35^\circ E/50^\circ SE$.

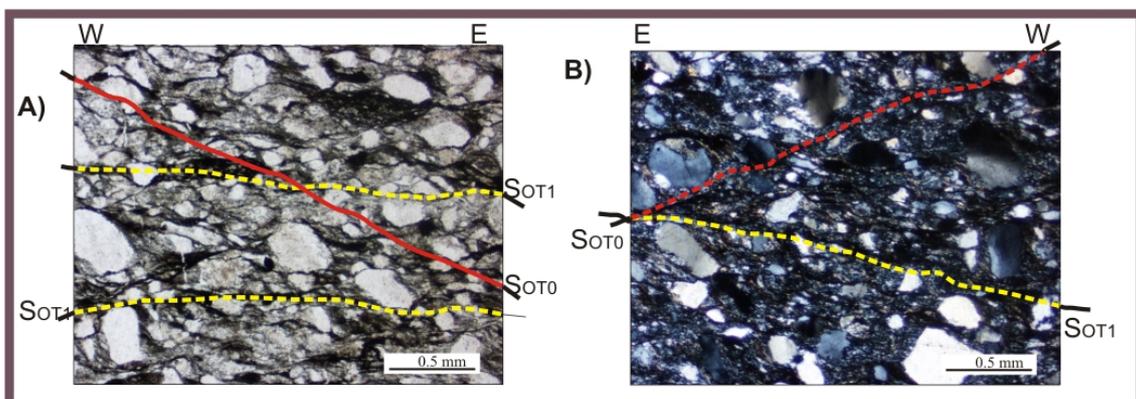


Fig. 4.31 A-B) Fotomicrografías que establecen la existencia de un crucero S_{OT1} que corta a S_{OT0} .

Estructuras lineales ($L_{OT1/0}$)

La lineación mineral es imperceptible; no obstante, existen estructuras en las cuales es factible medir una lineación de intersección $L_{OT1/0}$, entre las superficies S_{OT0} y S_{OT1} , la cual tiene una orientación promedio de $134^\circ/40^\circ$; ésta, teóricamente se considera paralela o subparalela al eje de pliegue F_{OT1} .

IV.4.2 Serie de estructuras 2

Estructuras planares (S_{OT2})

Se trata de una fábrica planar S_{OT2} muy incipiente, que corta a la foliación S_{OT1} ; afecta principalmente a litologías finas de naturaleza vulcanoclastica y es apenas distinguible como fracturas pequeñas espaciadas interrumpidas; no obstante, es subparalela a la orientación de los planos axiales de los pliegues kilométricos F_{OT2} . La orientación de la superficies S_{OT2} es al NW con 75° de inclinación hacia el NE.

Estructuras plegadas (F_{OT2})

Son estructuras imperceptibles en afloramiento, a menos que se observe el mapa y mediante el cálculo de geometría en estereograma usando la estratificación primaria lutitas-areniscas de S_{OT0} . De esta manera, se configura un pliegue kilométrico con orientación de plano axial $E090^\circ-280^\circ W/70-80^\circ S-SE$ de inclinación hacia el N y el eje de pliegue está dispuesto en la dirección $060^\circ/55^\circ$, aproximadamente (Fig. 4.32 a-b).

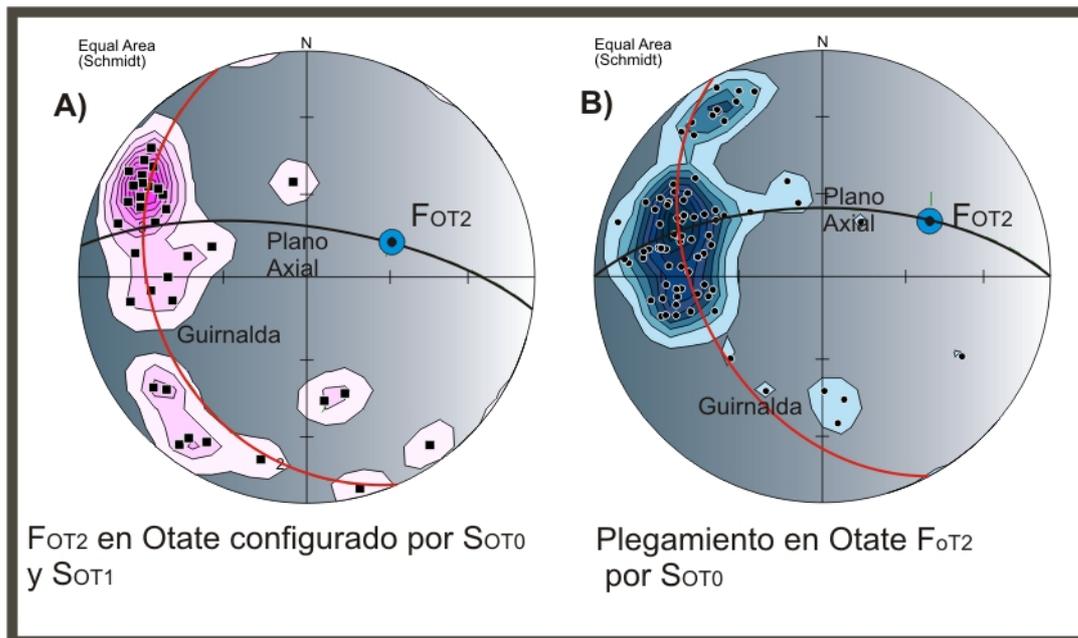


Fig. 4.32 Geometría de plegamiento regional del litodema metarenisca Otate F_{OT2} (toda la unidad) A) Pliegues configurados por S_{OT0} ; B) pliegue configurado por S_{OT1} .

IV.5 Litodema metarenisca Mal Paso (MLP)

Esta unidad se conforma casi en su totalidad por rocas metasedimentarias de grano grueso, con un metamorfismo y deformación muy bajos, por lo que se pueden observar estructuras relictas de estratificación primaria S_{MLP0} ; la cual tiene una orientación de $N320W/50^\circ NE$. Sin embargo,

en la barranca homónima, existen paquetes gruesos que se intercalan con paquetes finos y es ahí, donde la relación estratificación-crucero está presente (Fig. 4.33).

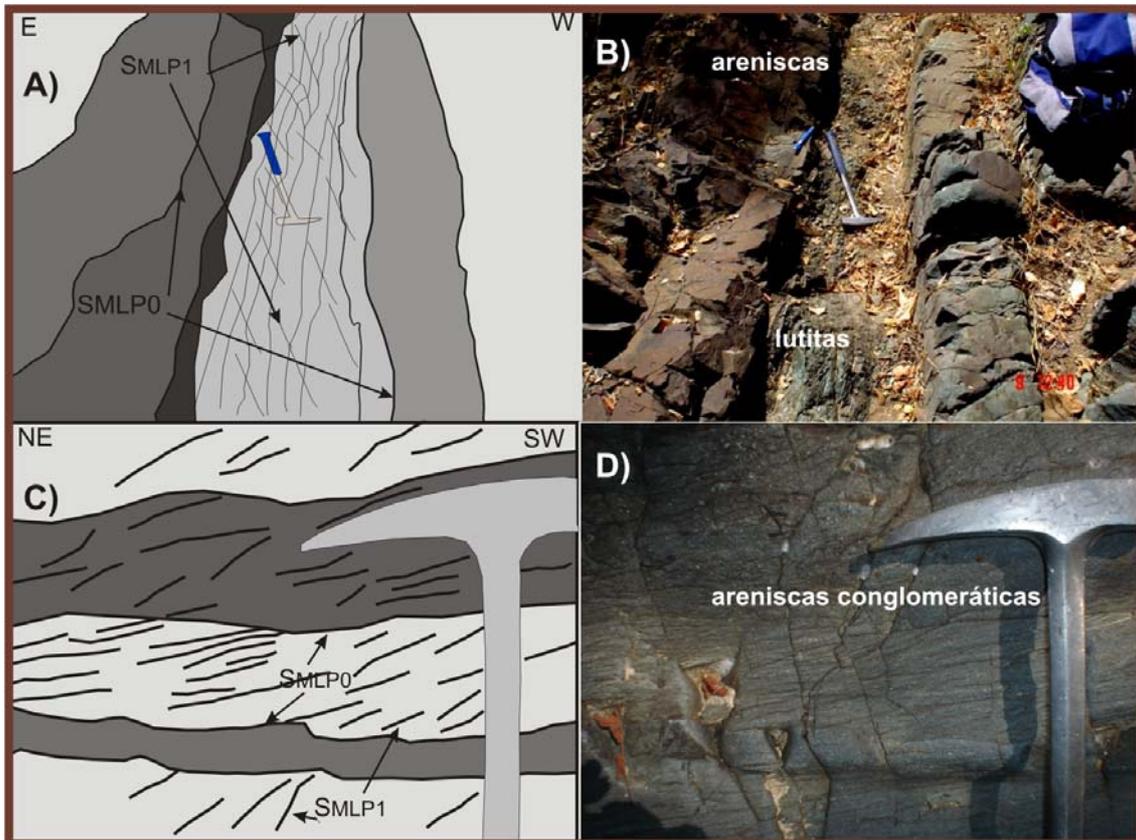


Fig. 4.33 A-B) Diagrama y fotografía que advierten de la existencia de un crucero S_{MLP1} que corta a superficies de estratificación; C-D) diagrama y fotografía, en los cuales, una vez más, se puede ver el fenómeno de crucero refractado (estación 5, fig. 4.45).

IV.5.1 Serie de estructuras 1

Estructuras planares (S_{MLP1})

Se trata de un crucero pizarroso S_{MLP1} que afecta principalmente a las rocas de grano fino (metalutitas), y es poco penetrativo en rocas de granulometría gruesa. Además, se observa una disposición de guijarros de feldespato potásico y cuarzo alargados, por lo que el crucero producido por una deformación en régimen dúctil es innegable. En lámina delgada, se observa un crecimiento de mica blanca orientada con un ángulo de 20° con respecto a la estratificación de láminas en las lutitas. El rumbo de los planos S_{MLP1} está orientado $E090^\circ W/55^\circ S$, aproximadamente, buzando hacia el NE.

Estructuras lineales ($L_{MLP1/0}$)

No existe una lineación mineral o de estiramiento evidente que se asocie a la superficie S_{MLP1} , pero sí existe una lineación de intersección $L_{MLP1/0}$, la cual se considera subparalela al eje de pliegue; por lo tanto, la orientación de estas intersecciones son líneas con $050^\circ/45^\circ$, en promedio.

Estructuras plegadas (F_{MPL1})

El plegamiento del litodema Mal Paso F_{MPL1} , sólo es observable en sedimentos de grano fino; en la cercanía del contacto con el Granito Palo Liso, las capas se encuentran brechadas y hacen casi imperceptible el carácter plegado de la unidad. No obstante, si se observa la relación estratificación-crucero, teóricamente se puede decir que el plegamiento del litodema Mal Paso tiene una orientación de plano axial $N0^{\circ}/60^{\circ}$ E, aproximadamente, y una orientación de eje en rangos de $45^{\circ}-90^{\circ}/60^{\circ}-65^{\circ}$, con inclinación hacia el este (Fig. 4.34). Es de escala decimétrica y de carácter cerrado, casi isoclinal. La variabilidad de la orientación de los planos axiales correspondería a una distorsión o rotación de los ejes por un plegamiento posterior F_{MPL2} , configurándose, así, un arreglo aleatorio.

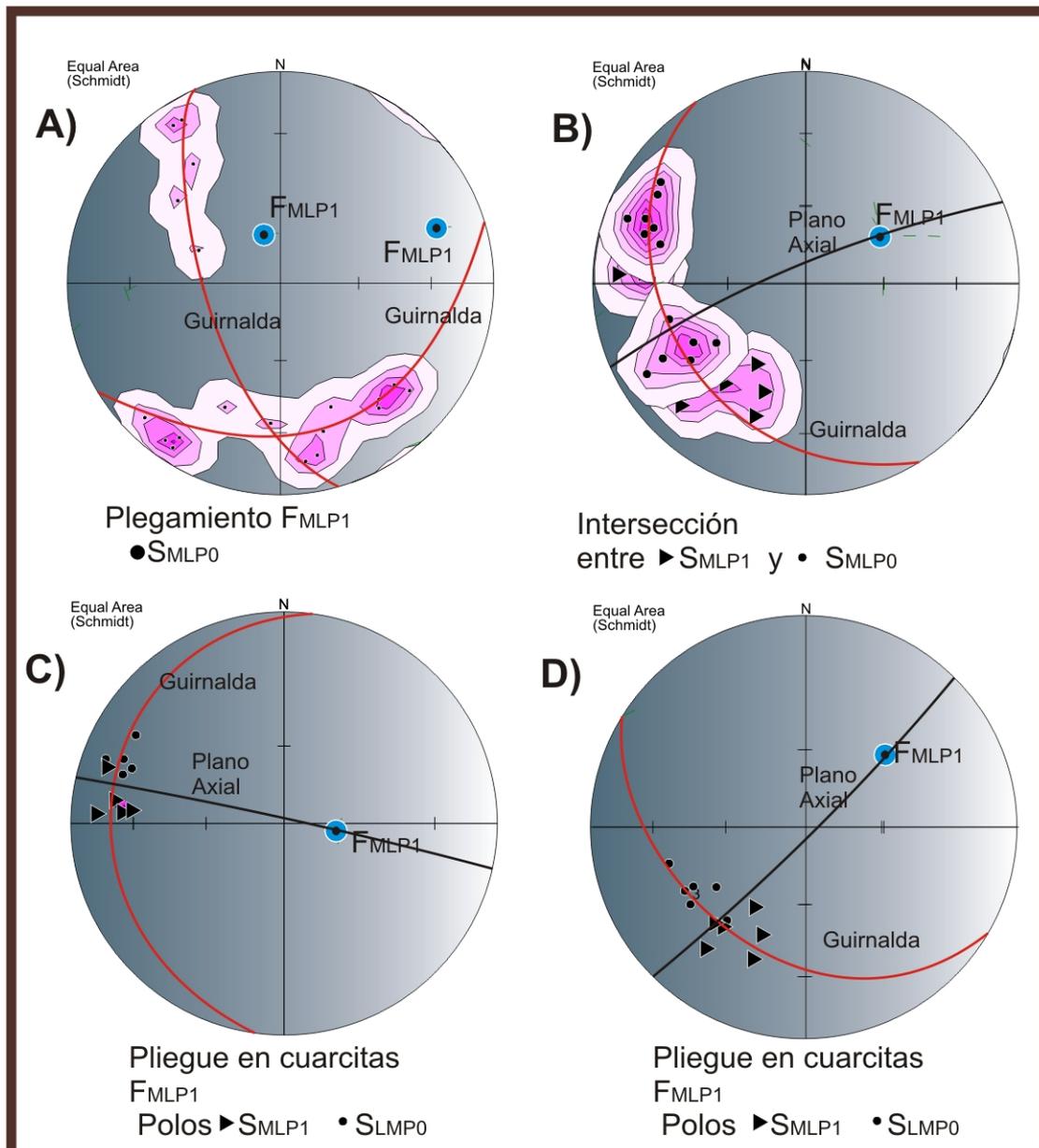


Fig. 4.34 A) Geometría del plegamiento F_{MPL1} en distintas estaciones dentro de la barranca Mal Paso; existe una rotación de los ejes por lo que se encuentran en arreglo aleatorio; B) pliegue F_{MPL1} que se configura con intersección S_{MPL0} y S_{MPL1} ; C-D) mismo caso de intersección entre las superficies S_{MPL0} - S_{MPL1} . (estación 4, 13, 14, , fig. 4.45)

IV.5.2 Serie de estructuras 2

Estructuras plegadas (F_{LMP2})

El análisis de la distribución del cruceo S_{LMP1} en el mapa y el cálculo en una red estereográfica, dan como resultado un plegamiento F_{MPL2} , imperceptible en afloramiento pero que tendría una escala kilométrica. Tiene una orientación de eje de pliegue de $065^{\circ}/60^{\circ}$, buzando hacia el NE, y plano axial con rumbo aproximado de $N070^{\circ}E-090^{\circ}/70^{\circ}SE$ (Fig. 4.35).

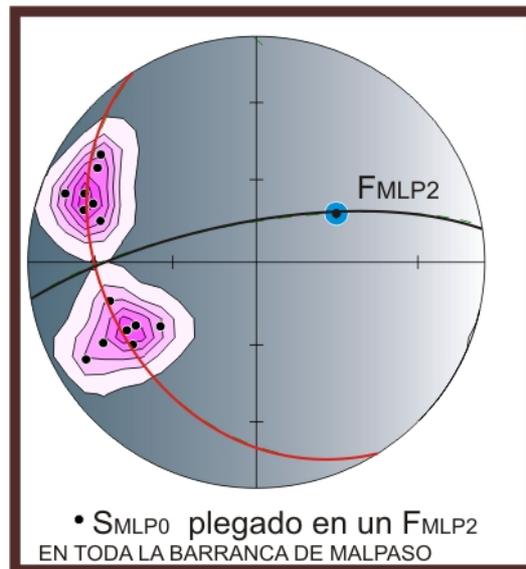


Fig. 4.35 Cálculo de la orientación de un plegamiento F_{MPL2} con red estereográfica a partir del cruceo S_{MPL1} .

IV.6 Litodema filita Ojo de Agua (OA)

La unidad vulcanosedimentaria filita Ojo de Agua es complicada estructuralmente; está muy dislocada o muy brechada, el arreglo de la estratificación presenta un orden aleatorio difícil de seguir, aunque algunas capas son evidentes en su límite meridional, muy cercano a la cobertura del conglomerado sin consolidar. Cerca de Patlanoaya, se pueden observar estratos pequeños de 1 a 5 cm de espesor, alterados por hidrotermalismo y sericitización. Esta estratificación S_{OA0} está orientada $N80^{\circ}W/65^{\circ}$, en promedio, y buza hacia el NW, aunque varía a NE e inclinaciones al SW, por lo cual se identifica un plegamiento de dicha superficie S_{OA0} (Fig. 4.36).

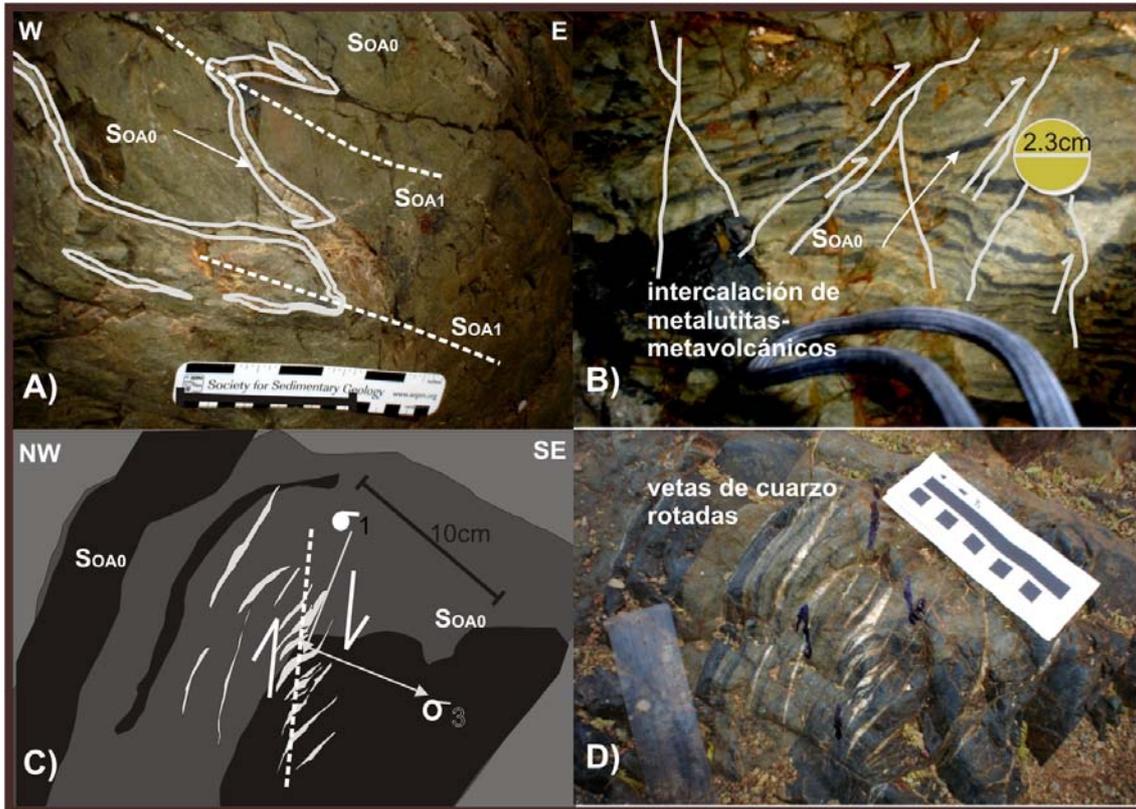


Fig. 4.36 Serie de estructuras inmersas en el litodema filita Ojo de Agua. A) Pliegues recostados, cerrados; B-D) estructuras en régimen frágil, dúctil-frágil.

IV.6.1 Serie de Estructuras 1 Estructuras plegadas (F_{OA1})

El plegamiento F_{OA1} es perceptible a 300 m al NW de Patlanoaya en un tributario del paraje Ojo de Agua, y es de escala métrica. Se trata de un pliegue que dobla la estratificación de forma cerrada (ángulo interlimbo 30° - 0°) casi isoclinal. Lo particular del pliegue, es que la charnela es ligeramente más delgada que los costados; por tanto, a simple vista es clase 1A (Ramsay, 1976), lo que se confirma posteriormente por el cálculo de las isógonas (Fig. 4.37), aunque ligeramente sigue la línea del campo clase 1B. Por lo tanto, el plegamiento es de tipo flexural o más comúnmente llamado "Longitudinal Tangencial". El plano axial está orientado al NW con 80° de inclinación hacia el NE. Otro pliegue se encuentra recostado y cerrado (ángulo interlimbo de 60° - 30°), y en él se distinguen capas lutíticas inmersas en una matriz porfídica de volcanoclásticos en escala decimétrica. El rumbo del plano axial es de $N045^{\circ}E/60^{\circ}$, aproximadamente, e inclinación hacia el SE y el eje dispuesto $240^{\circ}/20^{\circ}$ (Fig. 4.38). La variación en la orientación de los pliegues corresponde muy posiblemente a la rotación por la intensa fractura y brechamiento que es notable en este litotipo.

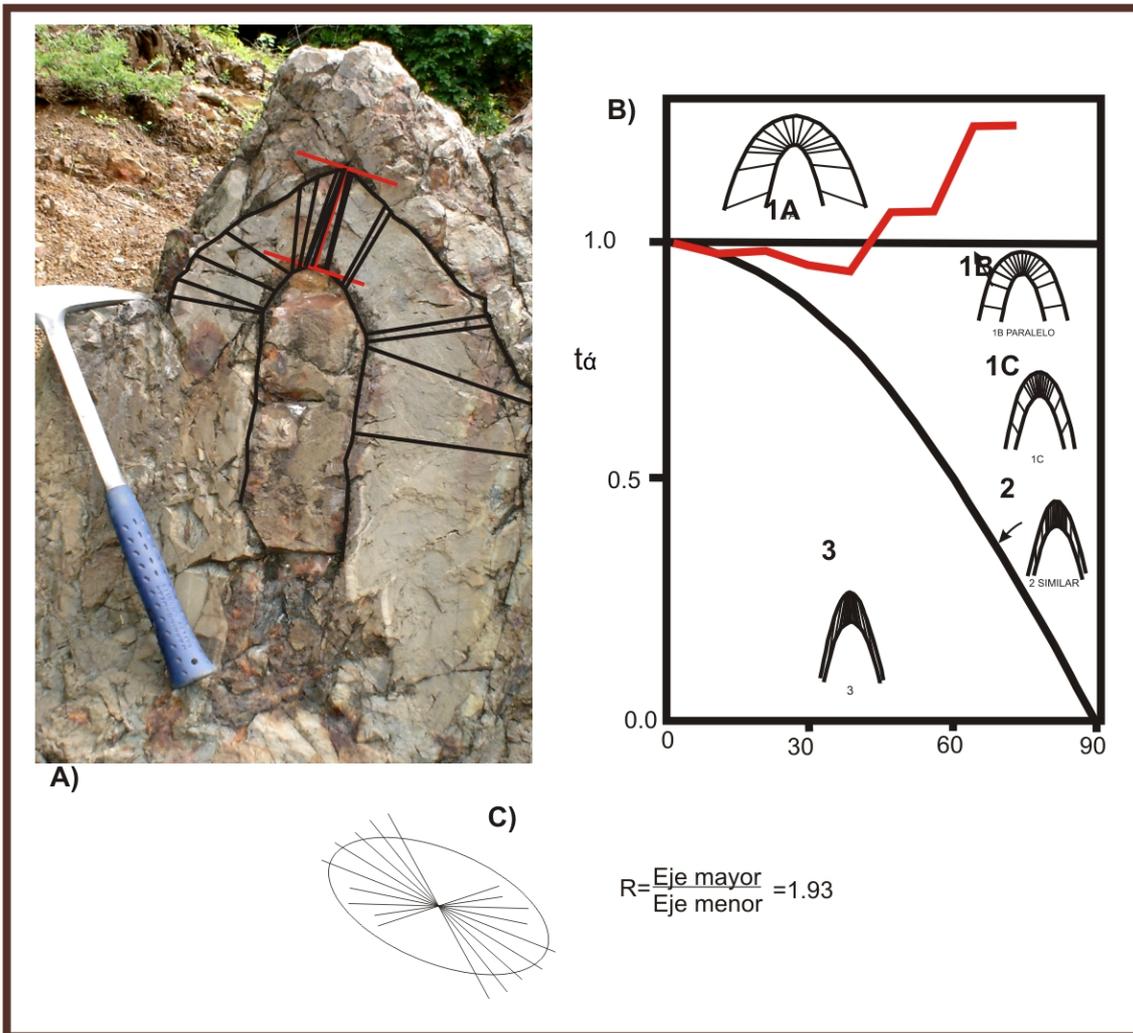


Fig. 4.37 A) Análisis de las isógonas (Ramsay, 1976) para un pliegue en el litodema Ojo de Agua; B) clase 1B para el pliegue; C) estimación de aplastamiento (Lisle, 1992).

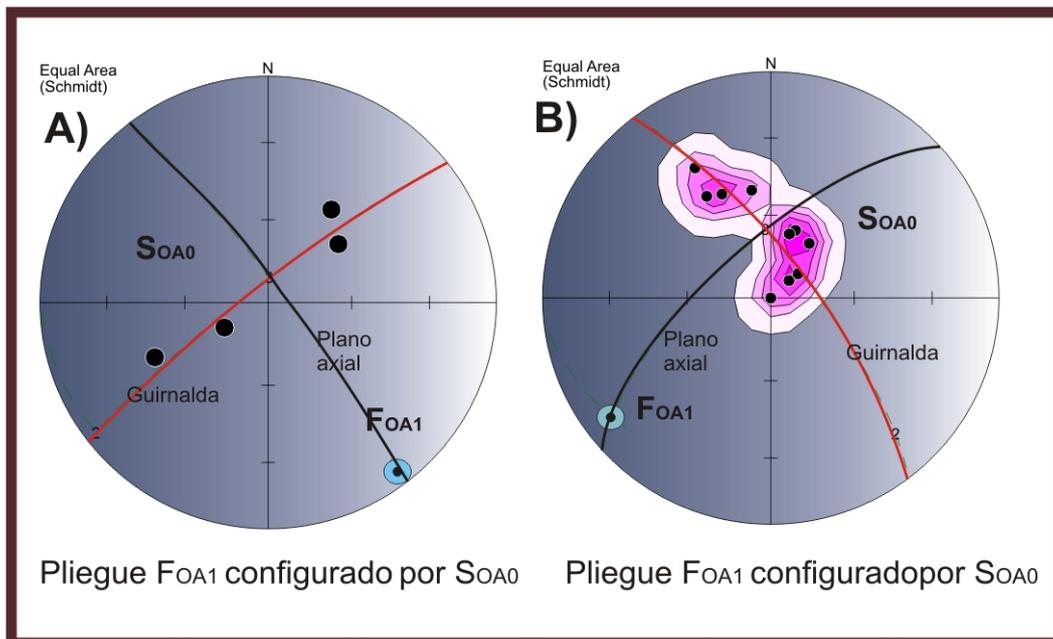


Fig. 4.38 A-B) Geometría de pliegues aislados F_{OA1} , nótese la disposición dispar entre los dos, la geometría ha sido alterada por una deformación subsecuente.

Estructuras Planares (S_{OA1})

No se observa una foliación evidente en esta unidad, debido a su alteración por hidrotermalismo, su microfracturamiento y brechamiento; no obstante, en lámina delgada se aprecia una foliación continua con crecimiento de mica blanca y clorita en un arreglo planar. Por lo tanto, la foliación S_{OA1} , aunque imperceptible en muestra de mano, sí está presente. El metamorfismo involucrado en la fábrica planar pertenece a facies de grado muy bajo, incluso menor a facies de esquistos verde-baja, pues se observa el crecimiento de mica blanca y un poco de clorita.

IV.6.1 Serie de estructuras 2

Fallamiento frágil

La diferencia de orientaciones entre los pliegues F_{OA1} , probablemente corresponde a un fallamiento y rotación tipo normal-dextral, que es evidenciado por la presencia de vetillas de cuarzo en arreglo en *echelón* dentro de la misma unidad filita Ojo de Agua. La cinemática de estas estructuras en régimen frágil-dúctil, pudo ser reconocida como de tipo dextral (rotación izquierda-sentido horario) (Fig. 4.36 C-D), definiendo un plano cuya orientación es N038°E/80° inclinado al SE; es decir, el mismo sistema de fallas que corre a lo largo de la Barranca Mal Paso. De esta manera, los ejes de pliegues F_{OA1} son desplazados o rotados, además de que debe considerarse un plegamiento subsiguiente F_{OA2} .

Estructuras Plegadas (F_{OA2})

La geometría del plegamiento F_{OA2} , se infiere mediante el uso de redes estereográficas, por tratarse de un plegamiento de escala kilométrica; el plano axial se orienta N70°E/80°SE, con inclinación al SE; el eje de pliegue está orientado en 090°/50° (Fig. 4.39).

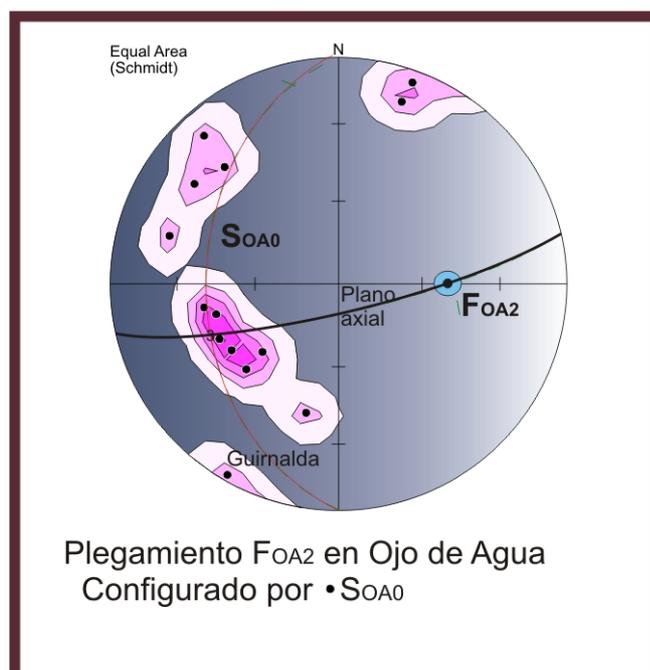


Fig. 4.39 Geometría del plegamiento F_{OA2} configurada a partir de algunas superficies S_{OA0} que se presume pudiesen ser de estratificación original.

IV.7 Grupo Patlanoaya (PAT)

Se consideraba anteriormente que la cobertura sedimentaria del Paleozoico tardío del grupo Patlanoaya no tenía deformación en régimen dúctil; no obstante, los transectos hechos en este trabajo a lo largo de secciones que cortan todas las litologías, muestran en el mapa un cambio en las orientaciones de los estratos (S_{PAT0}) considerando un pliegue kilométrico para toda la secuencia sedimentaria.

IV.7 .1 Serie de Estructuras 1 Estructuras Plegadas (F_{PAT1})

La toma de datos de rumbo e inclinación de las capas sedimentarias pudo configurarse en un diagrama estereográfico, resultando un plegamiento abierto, sinclinal y buzante al NE, de escala kilométrica. El plano axial está orientado a $N080^{\circ}E/70^{\circ}SE$, y el eje de pliegue está a $050^{\circ}/45^{\circ}$ (Fig. 4.40), además de que se puede ver perfectamente en el mapa.

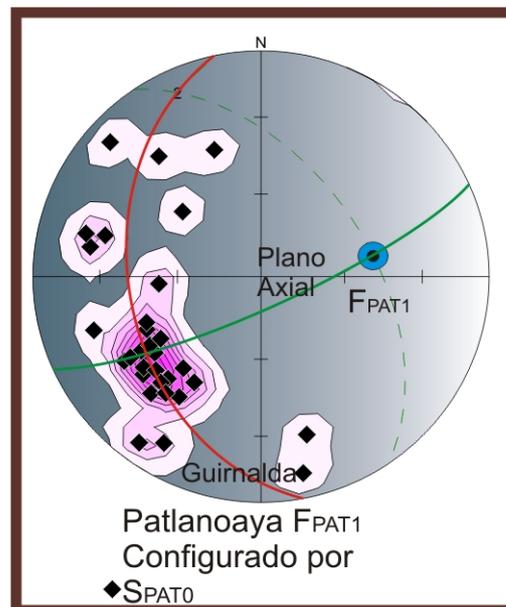


Fig. 4.40 Configuración de plegamiento regional F_{PAT1} a partir de S_{PAT0}

Estructuras de bandas *kink* (F_{PAT2})

También en la parte basal de la secuencia del grupo Patlanoaya aparecen bandas *kink*, pertenecientes a una deformación en régimen dúctil-frágil, principalmente en litologías de grano fino (lutitas de la formación Cerro Puntigudo). Los planos S y Z están orientados $N30^{\circ}E/30^{\circ}SE$ y $E-W/60^{\circ}$, respectivamente, con los ejes máximo y mínimo de compresión σ_1 $225^{\circ}/58^{\circ}$ y σ_3 $346^{\circ}/17^{\circ}$ (Fig. 4.41).

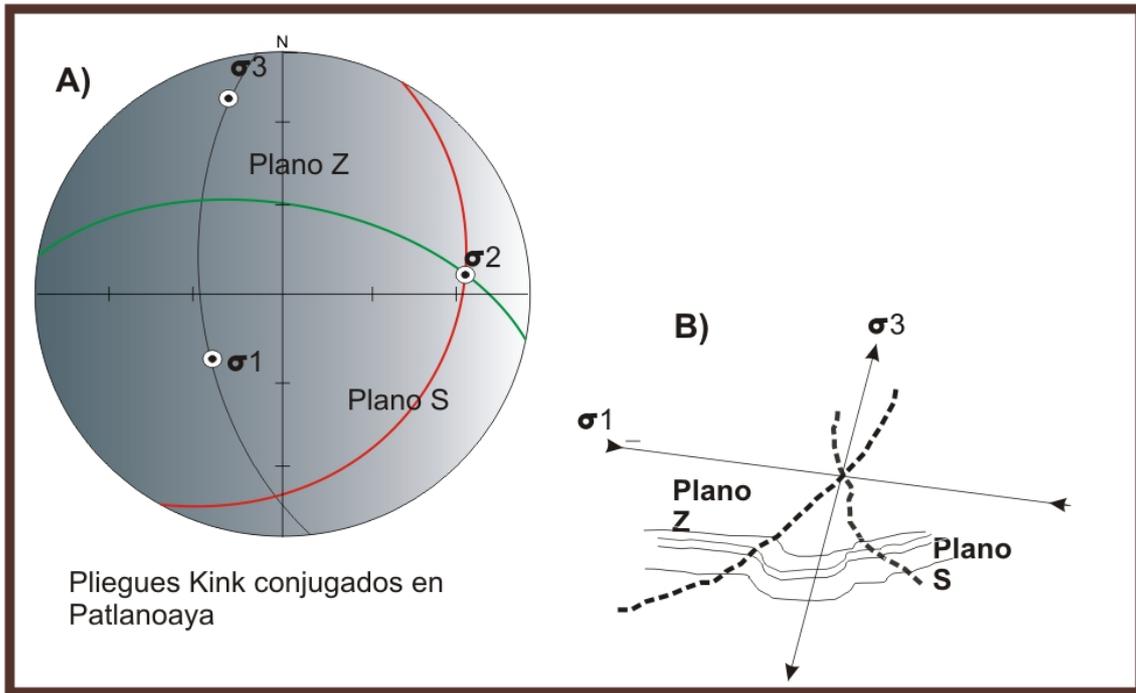


Fig. 4.41 A) Geometría de bandas *kink* conjugadas dentro de las unidades basales del grupo Patlanoaya; B) esquema que sintetiza la posición de las bandas *kink* (vista en planta).

Fallamiento frágil

Es posible definir una etapa tardía de deformación, que afecta a rocas de los litodemas Mal Paso, Ojo de Agua y grupo Patlanoaya (Fig. 4.42). Se considera que existe un truncamiento de las unidades sedimentarias en su margen occidental, así como planos de fallas *Riedel*, asociadas a una falla mayor principal dentro de la Barranca Mal Paso, la cual está orientada 30° NE, aproximadamente; además, se ven más indicadores cinemáticos de estrías y escalones, tanto verticales como horizontales. Así, dicha deformación actúa en régimen frágil, con desplazamiento dextral y normal sobrepuesto, como se observa en horizontes de las formaciones Potrerillo y Cerro Puntigudo, en esta última hay una rotación de vetas de calcita en arreglo en *echelón* en sentido horario (Fig. 4.42c-d).

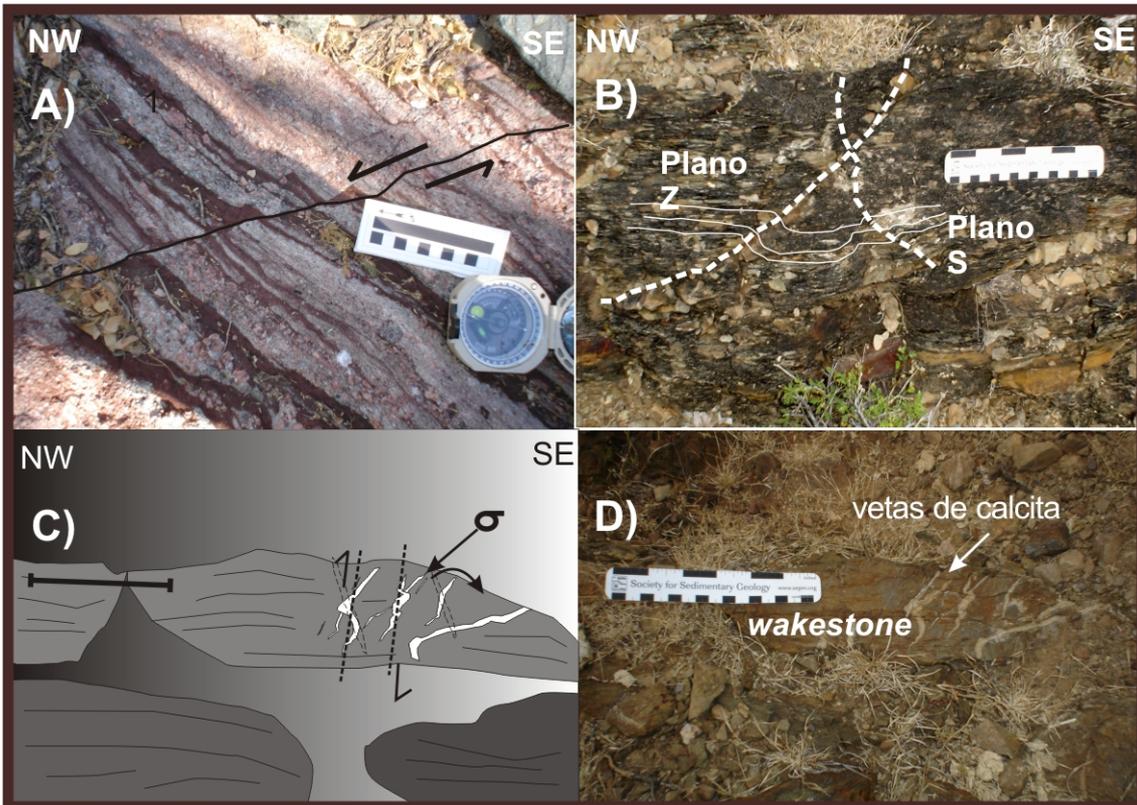


Fig. 4.42 Conjunto de estructuras en la base de la secuencia sedimentaria de Patlanoaya; A) fallamiento normal en intercalación de lutitas y conglomerado de la formación Potrerillo; B) bandas *kink* conjugadas (vista en planta), en la formación Cerro Puntiagudo; C-D) diagrama y fotografía de vetas de calcita, escalonadas y rotadas con cinemática dextral.

IV.8 Correlación estructural

Para establecer la correlación estructural, se tomó en cuenta el régimen en el cual están deformadas las rocas, y en este caso se enfatiza el dúctil. Partiendo de esta premisa, fueron caracterizados la geometría, actitud, estilo, orientación y escala de los pliegues, foliación y lineación.

Se consideran otras variables como el grado metamórfico: En el área de estudio Las Minas-Patlanoaya, la mayor parte de la deformación ocurre en facies bajas de esquisto verde, con excepción de las unidades como el Suite Piaxtla de grado alto en facies de eclogita-anfibolita (aunque posteriormente son sobrepuestas facies metamórficas más bajas mediante un proceso de retrogresión); y la unidad metaígneas de anfibolita Anacahuite en facies de esquistos verdes alta- anfibolita baja.

De esta manera, la correlación está basada en la geometría de las estructuras, mismas que a su vez son colocadas en orden cronológico, según la geometría que se corte o distorsione subsecuentemente (Fig. 4.43). Posteriormente, dicha secuencia de eventos adquiere un sentido geológico al incorporar los datos de edades, como se observa en la (Fig. 4.44) y, por tanto, las equivalencias entre las estructuras de las unidades son como sigue:

a) La lineación de estiramiento está muy marcada en la anfibolita Anacahuite y en el granitoide Columpio del Diablo; está orientada al E franco ligeramente al SE, y los indicadores cinemáticos asociados son de falla normal con cima hacia el E; este último hecho puede relacionarse muy probablemente (aunque no con completa certidumbre) con el eje de pliegue en vaina dentro del litodema Las Minas, con su eje también orientado al E. La foliación es variable, pero la mayor parte se encuentra buzando hacia el E. Por lo tanto, se puede decir que:

$$S_{CD1} = S_{AN1} = S_{LM1}$$

$$L_{CD1} = L_{AN1} \text{-----} F_{LM1}$$

b) En la segunda serie de estructuras, la correlación está hecha dando mayor peso a la geometría, la escala y la actitud del plegamiento. Son evidentes los pliegues cerrados casi isoclinales, asimétricos recostados con vergencia al SE, y que ocurren a escalas de unos cuantos centímetros (10-20 cm) en todas las unidades, con excepción de la cobertura del grupo Patlanoaya; de esta manera, las equivalencias estructurales son:

$$F_{CD2} = F_{AN2} = F_{LM2} = F_{OT1} = F_{MLP1} = F_{OA1}$$

$$S_{CD2} = S_{AN2} = S_{LM2} = S_{OT1} = S_{MLP1} = S_{OA1}$$

c) Para la tercera equivalencia de estructuras, el análisis está basado en la reconstrucción de la geometría a partir de redes estereográficas de área igual, encontrándose coincidencias en la orientación de plano axial de manera sub-vertical y eje de pliegue hacia el NE; no obstante, la escala del plegamiento en cada una de las unidades es variable; mientras que en el litodema Las Minas los pliegues son de hasta 3-5 m, en las demás unidades son de decenas y hasta cientos de m (incluyendo unidades de cobertura). La característica más importante es que la mayor parte de ellos coincide con un estilo abierto, subvertical (ángulo inter-limbo 120°-90°), por lo tanto, la correlación estructural es:

$$F_{AN3} = F_{LM3} = F_{OT2} = F_{MLP2} = F_{OA2} = F_{PAT1}$$

d) Un cuarto conjunto de estructuras está caracterizado por pasar de un régimen meramente dúctil a la transición dúctil-frágil; se trata de pliegues en bandas *kink*, que son visibles principalmente en litologías de grano fino que contienen estructura de laminillas, como se observa en las unidades granitoide Columpio del Diablo, anfibolita Anacahuite, litodema Las Minas y en lutitas de la formación Cerro Puntiagudo (base del Grupo Patlanoaya). Éste conjunto de estructuras se asocia de la siguiente forma:

$$F_{CD4} = F_{AN4} = F_{LM4} = F_{PAT2}$$

Cabe recalcar que existen estructuras como vetillas de calcita rotadas y escalonamiento en *echelón* por fallas laterales, que probablemente son

estructuras equivalentes a las bandas *kink* (ocurren en régimen dúctil-frágil), puesto que la orientación del eje de máximo compresivo σ_1 es subparalelo orientado NE-SW.

- e) Adicionalmente, una deformación en forma de fallamiento normal (régimen frágil) está presente, caracterizada por planos de fallas con estrías verticales, escalones congruentes horizontales y capas rotadas en dominó (arreglo en *echelón*). Las fallas separan a unidades como granitoide Columpio del Diablo de litodema Las Minas, a éste del litodema Otate, al litodema Mal Paso del litodema Ojo de Agua y a la cobertura sedimentaria de Patlanoaya; el tren está orientado en 20° NE, aproximadamente, aunque es variable.

Por tanto, el análisis estructural en el área de Las Minas-Patlanoaya arrojó tres series de estructuras en régimen dúctil, uno en régimen dúctil-frágil y uno más tardío con características frágiles (Fig. 4.44).

Se puede decir que existe una estructura mayor, conformada por una zona de cizalla heterogénea, en la cual al oeste del área de estudio, se tiene una deformación intensa (zona milonítica dúctil), en unidades como granitoide Columpio del Diablo, litodema Las Minas y ligeramente en el litodema Otate. La deformación es menos intensa en los litodemas Mal Paso y Ojo de Agua (zona plegada meso y microscópicamente). Lo anterior puede deberse a que el Granito Palo liso fue rebanado en conjunto con los sedimentos a los cuales intrusionó, originándose de esta manera, una zona de cizalla normal dúctil que no es regional ni homogénea.

El Granito Palo Liso funcionó posiblemente como agente protector de los litodemas Otate, Mal Paso y Ojo de Agua, y simplemente se trasladó en un bloque de techo. Esto es en un arreglo de complejo de fallamiento lítrico, típico de los *core complexes*; no obstante, la poca amplitud de la zona de estudio (7 km), la erosión que ya ha actuado, el depósito de secuencias sedimentarias mesozoicas y cenozoicas, más el fallamiento frágil cenozoico que afecta a las unidades, no permiten observar más rastros de dicha estructura.

IV.9 Intervalos de edad para la deformación

Las restricciones de edad para la deformación de estas unidades son descritas en el cuadro (Fig. 4.44), o bien, como sigue:

- La primera y segunda series de estructuras (primera foliación y lineación, plegamiento cerrado, recostado), se originaron en régimen dúctil extensivo, posterior a la intrusión del Granito Palo Liso, y posiblemente se desarrollaron antes o durante el depósito del grupo Patlanoaya (Devónico tardío-Struniano, 360 Ma); o bien, fueron sincrónicas con el primer depósito de la unidad conglomerática (formación Potrerillo) del Misisípico a los 340 Ma, la

cual contiene feldespato potásico detrítico, posiblemente derivado de los granitos ordovícicos. Las edades de meseta en 347 ± 3 y 342 ± 2 Ma en sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para muscovita, tienen interpretación de edad de enfriamiento y geológicamente se infiere como una exhumación.

- La tercera serie de estructuras en régimen compresional (plegamiento abierto), está restringida al tiempo en el cual se depositó el segundo paquete conglomerático del Pérmico en el grupo Patlanoaya (formación La Cuesta); y muy posiblemente esté relacionada con un evento de exhumación de unidades metaígneas, inferido por edades en sistema $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en hornblenda y biotita, hacia los 300 Ma.
- La cuarta serie de estructuras en régimen dúctil-frágil (pliegues *kink* conjugados), es difícil de acotar, ya que influye en todas las unidades, pero es un hecho que es posterior a la exhumación de unidades metaígneas más profundas después, de los 300 Ma.
- El fallamiento normal-dextral en régimen frágil, es la etapa más tardía de la deformación, pudo ocurrir en el tiempo para el cual se tiene la inyección de los cuerpos dacíticos (dacita San Miguel), ya que los planos de falla se han encontrado diques, en el contacto entre granitoide Columpio del Diablo y litodema Las Minas.

Fig. 4.43 Esquema de correlación para todas las unidades entre estructuras de tipo dúctil y dúctil-frágil, únicamente durante el Paleozoico.



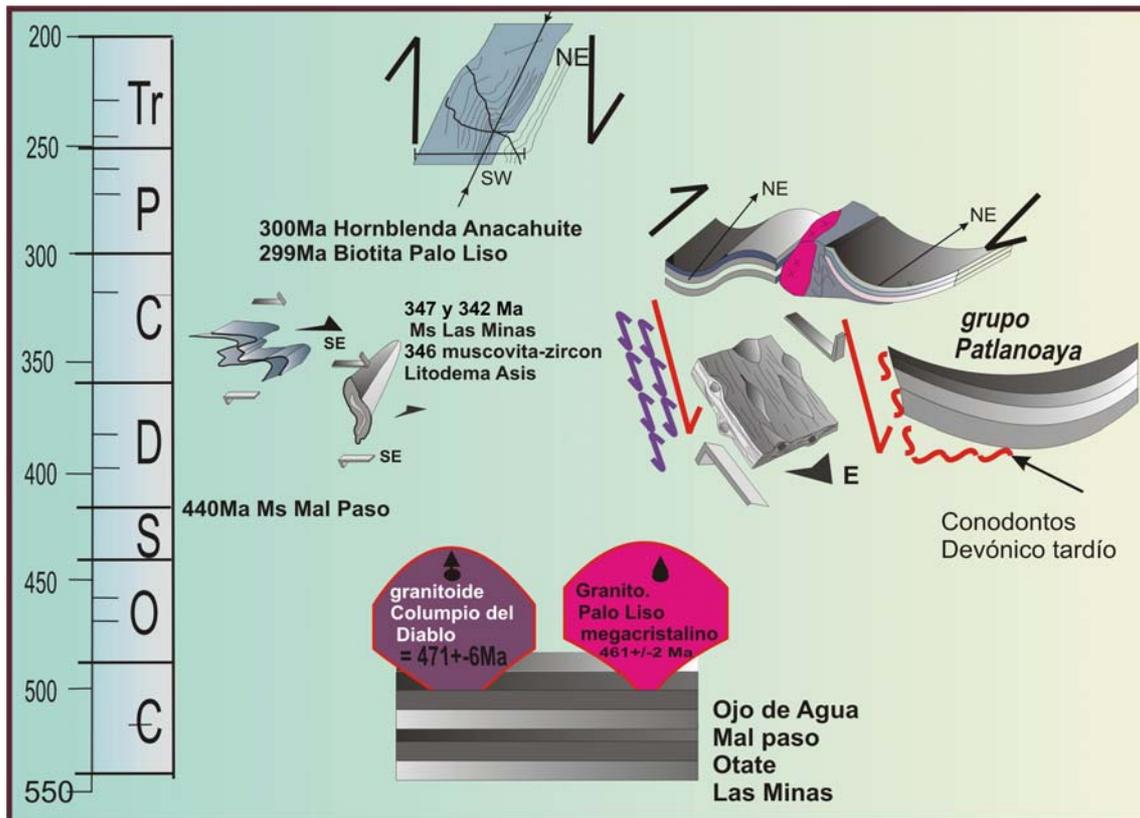


Fig. 4.44 Cuadro con límites de edad para la deformación dúctil durante el Paleozoico; se toman en cuenta edades en sistema U-Pb para zircones detríticos, edades en sistema ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda y biotita y las edades proporcionadas por fósiles.

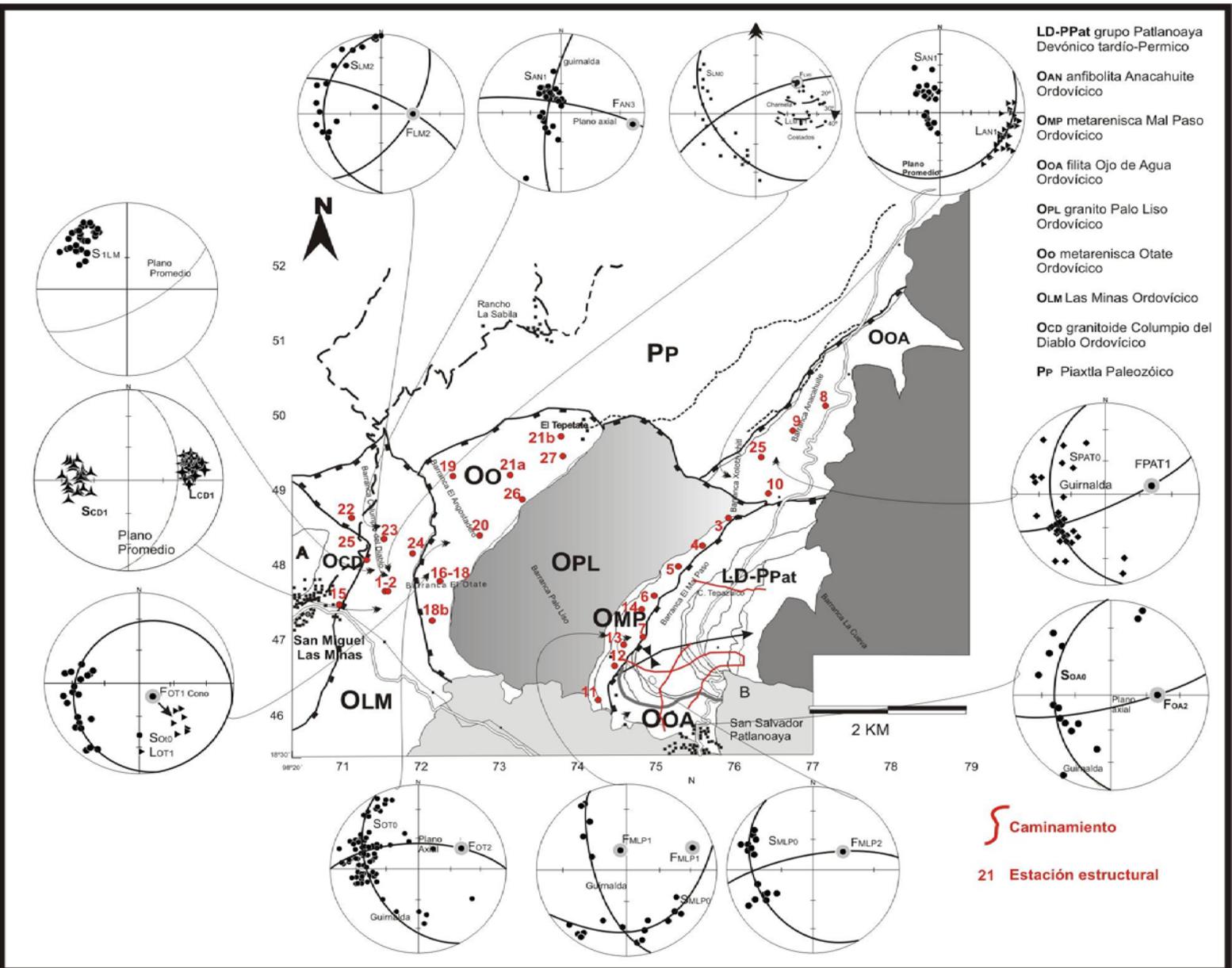


Fig. 4.45 Mapa que muestra las estaciones estructurales realizadas en cada unidad, junto con los transectos realizados en las unidades sedimentarias. Los estereogramas mostrados son en resumen las orientaciones promedio de las estructuras en régimen dúctil para cada unidad.

Capítulo V Conclusiones

V. 1 Síntesis de eventos geológicos para el área de Las Minas-Patlanoaya.

Con la fusión del análisis estructural y de las edades disponibles de U-Pb en zircones magmáticos y detríticos, ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda y biotita y los fósiles encontrados en secuencias sedimentarias, es posible interpretar una serie de eventos geológicos de depósito sedimentario, magmáticos y de deformación para el área de estudio. Por otro lado, la mayor parte de este trabajo es básicamente de carácter estructural y es posible restringir la temporalidad para el desarrollo de las estructuras; además, se cumplió el objetivo de posicionar los paquetes rocosos en un diagrama espacio-temporal, con edades mínimas para su depósito con los zircones detríticos, edades de cristalización por zircones magmáticos y con todo ello se logró correlacionar e inferir algunos eventos de carácter más regional para todo el Complejo Acatlán.

Eventos locales:

1) Ordovícico Medio

-Depósito de secuencia sedimentaria clástica del protolito del litodema cuarcita Las Minas durante el Ordovícico temprano-medio (zircones detríticos más jóvenes son de 480 Ma, aproximadamente), que es intrusionada por diques máficos y toleíticos, acompañada por la extrusión de rocas volcánicas donde existen diques y lavas máficas que corresponden al protolito de la anfibolita Anacahuite (toleítas alcalinas pertenecientes a un ambiente de *rift*). También se sugiere el depósito del protolito de litodemas Mal Paso y Ojo de Agua (con zircones detríticos más jóvenes de 500 y 452 a 483 Ma, respectivamente)

-Levantamiento y nuevo depósito de unidades sedimentarias terrígenas y volcanoclásticas del litodema Oate; los zircones detríticos más jóvenes son de 650 Ma.

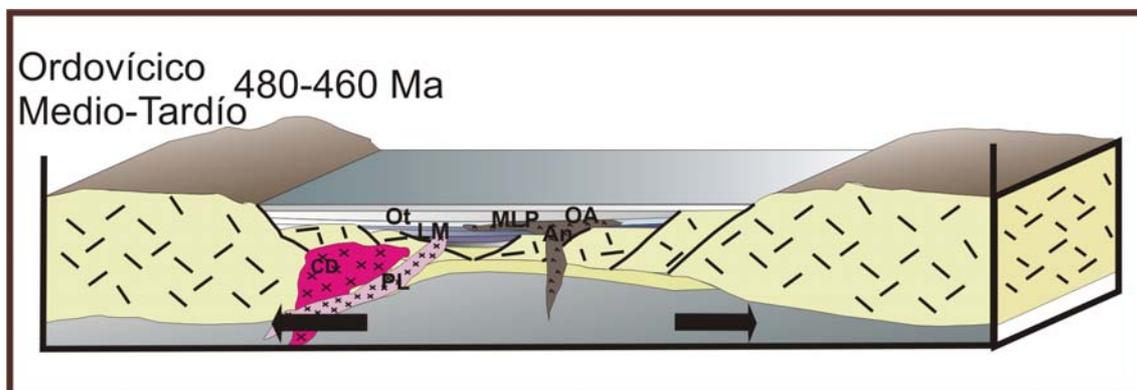


Fig. 5.1 Evento extensional inferido a partir de los datos de Miller y colaboradores (2006) y las secuencias encontradas en el área de Las Minas-Patlanoaya de metabasitas toleíticas alcalinas de la anfibolita Anacahuite y diques toleíticos máficos cortando a la secuencia meta-sedimentaria del litodema Las Minas.

CD: Columpio del Diablo, PL: Palo Liso, LM: Las Minas, Ot: Otate, MLP: Mal Paso, An: Anacahuite y OA: Ojo de Agua.

2) Ordovícico Medio- Tardío

-Intrusión de una serie progresiva de granitos megacrystalinos (entre ellos Columpio del Diablo y Palo Liso) y pulso leucocrático de 471-461 Ma (en un ambiente tectónico de *rift*), en litodemas como: Las Minas, Mal Paso, Otate, Ojo de Agua y Anfibolita Anacahuite.

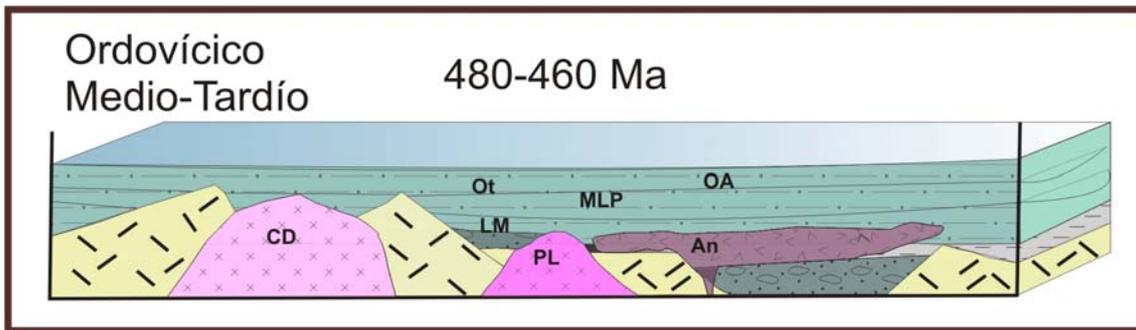


Fig. 5.2 Detalle de la zona Patlanoaya, donde la secuencia sedimentaria de litodemas Las Minas, Otate, Ojo de Agua, Mal Paso y anfibolita Anacahuite son intrusionadas por cuerpos granitoides megacrystalinos y leucocráticos. CD: Columpio del Diablo, PL: Palo Liso, LM: Las Minas, Ot: Otate, MLP: Mal Paso, An: Anacahuite y OA: Ojo de Agua.

3) Devónico Tardío-Carbonífero

-Evento extensional mayor, fallamiento normal en condiciones de régimen dúctil (series de estructuras 1), con estructuras de *horsts* y *grabens*, de cinemática hacia el E (tal vez en semi-*graben*). Esto ocurrió en forma adyacente a un complejo orogénico donde se originan cuencas. La deformación progresiva continúa, aunque con menor intensidad, por lo que la primera foliación se dobla, produciéndose pliegues asimétricos con vergencia al E-SE, también de cinemática normal (series de estructuras 2).

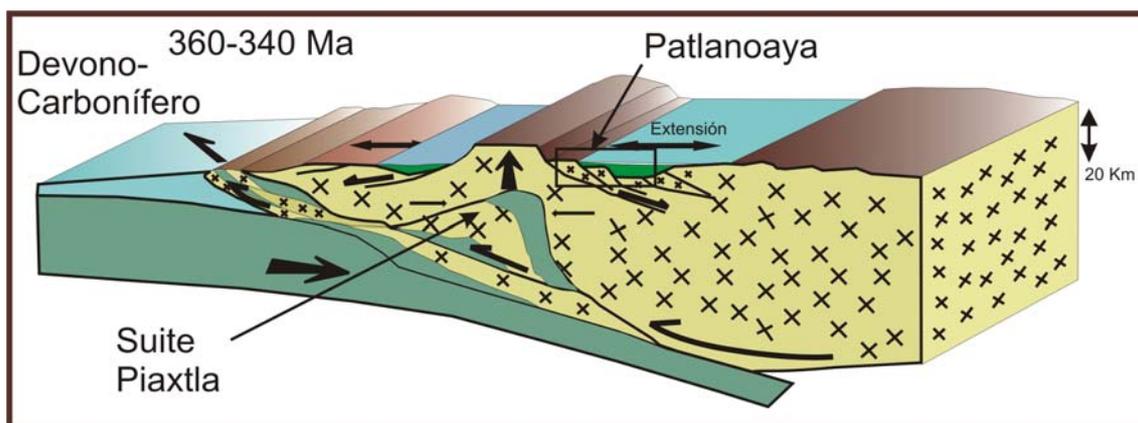


Fig.5.3 Diagrama que muestra el desarrollo de un *core complex* (modificado de Hynes, 2002) donde la corteza es engrosada debajo, y en la parte superior es adelgazada, enseguida se produce un colapso gravitacional del orógeno al aplicar un crecimiento vertical desde las raíces corticales (*underplating*); el área de Patlanoaya posiblemente es un pequeño vestigio de estructuras menores inmersas en una estructura mayor, durante la colisión que origina a las rocas eclogíticas.

-Depósito de la base de la secuencia sedimentaria del grupo Patlanoaya (Struniano, Devónico tardío, formación Cerro Puntigudo); posteriormente continúa la exhumación del basamento y la exposición de granitos, por lo que se deposita un conglomerado oligomígtico-silíceo con megaclastos de feldespato potásico (formación Potrerillo) en el Carbonífero (Misisípico); por lo tanto, el depósito del conglomerado dentro de la secuencia se considera sincrónico a los movimientos de falla normal o por lo menos contemporáneo a la exhumación del lado oeste del grupo Patlanoaya.

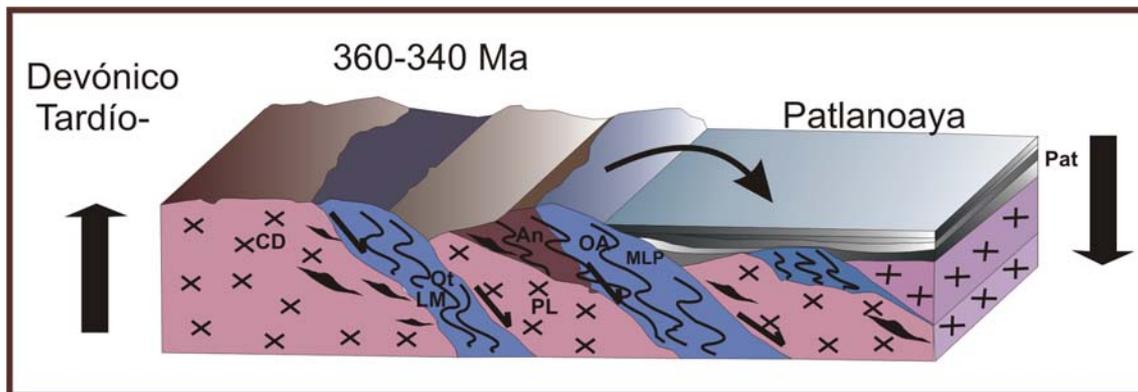


Fig.5.4 Diagrama que muestra el fallamiento normal lístrico en régimen dúctil, denotado por las zonas miloníticas. La deformación se distribuye en granitoides y unidades metasedimentarias y metabasitas; una vez que ocurren las fallas normales, quedan expuestas y actúa la erosión, generándose cuencas donde se depositan secuencias continentales conglomeráticas de lechos rojos como la formación Potrerillo, y la fluctuación del nivel marino durante la deformación también interviene en el depósito de toda la secuencia. CD: Columpio del Diablo, PL: Palo Liso, LM: Las Minas, Ot: Otate, MLP: Mal Paso, An: Anacahuite y OA: Ojo de Agua.

Durante el Carbonífero fluctúa el nivel de mar y hay cambios significativos en el régimen de sedimentación dentro de la cuenca, con alternancias en el depósito cambiando de conglomerado a lutita, lutita calcárea intercalada con pedernal, arenisca y caliza de formaciones como La Junta y Tepazulco.

4) Pérmico Temprano

Evento Pérmico de exhumación a los 300 Ma, posiblemente relacionado con el plegamiento abierto subvertical de cinemática dextral, sincrónico al depósito de conglomerado oligomígtico del Pérmico Inferior de la formación La Mesa (Wolfcampiano, 290 Ma), que contiene clastos de feldespatos potásicos probablemente derivados de granitoides megacrystalinos. El depósito de este conglomerado, de nuevo se interpreta como sincrónico con un evento mayor de fallamiento normal-dextral, donde se exhuman en forma de cuñas tectónicas varias piezas del basamento metamórfico y plutónico.

Enseguida se depositan secuencias como formaciones La Cuesta y La Cueva (cima del grupo Patlanoaya) del Leonardiano tardío (272 Ma).

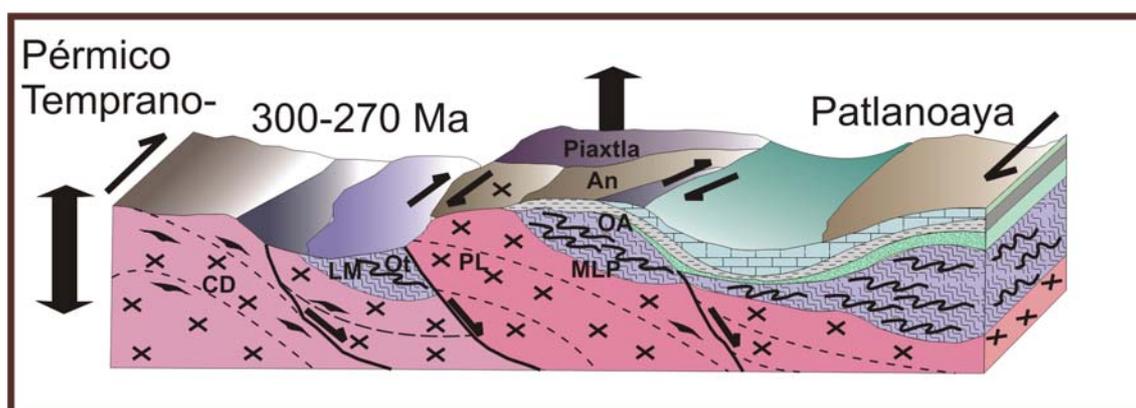


Fig.5.5 Fallamiento y plegamiento abierto con cinemática dextral, donde el basamento preexistente más la cobertura sedimentaria son deformados conjuntamente; la cuenca de Patlanoaya se configura en sinclinal (eje de pliegue NE-E), y se exhuman y afloran unidades más profundas como el Suite Piaxtla con metamorfismo retrógrado y la anfibolita Anacahuite. CD: Columpio del Diablo, PL: Palo Liso, LM: Las Minas, Ot: Oate, MLP: Mal Paso, An, Anacahuite y OA: Ojo de Agua.

Pérmico-Triásico

Muy posiblemente, con la exhumación, el fenómeno de cambio en el nivel estructural se hace presente, transformándose del régimen dúctil a dúctil-frágil, identificado por el desarrollo de bandas *kink*, fallamiento frágil lateral dextral y arreglos *en echelón* de vetas de cuarzo y calcita de cinemática dextral para basamento y cobertura.

Jurásico

Depósito de secuencia conglomerática polimíctica del Jurásico (Formación Tecamazúchil), lechos rojos que muy probablemente se asocian a la apertura del Golfo de México.

Cenozoico

- 1) Fallamiento frágil normal orientado al NE, con intrusión de cuerpo dacítico (dacita San Miguel) e intrusión de diques dacíticos en planos de falla.
- 2) Depósito del conglomerado perteneciente a la Formación Balsas del Cenozoico.

V.2 Discusión

Evento de Rift Ordovícico.

La secuencia de eventos inicia con el depósito del protolito de litodemas sedimentarios terrígenos Las Minas, Oate, Mal Paso y vulcanosedimentario Ojo de Agua, adyacentes a una extrusión de lavas e intrusión de diques de composición básica toleítica-alcalina del protolito de anfibolita Anacahuite (Keppie et al., 2006; Ramos-Arias et al., 2006). Con ello se infiere un ambiente de extensión, probablemente de *rift*. La fuente de los detritos es muy cercana (ambiente continental), dado que existe un rompimiento cortical y un evento tectono-térmico contemporáneo al depósito (Fig 5.1).

Existe un magmatismo bimodal explicado por la intrusión de diques máficos toleíticos y la fusión parcial de corteza continental durante el *rift* (Miller et al., 2006) (Fig 5.2), dando como resultado el magmatismo ácido de los Granitoides Esperanza, entre ellos los granitoides Columpio del Diablo y Palo Liso en un periodo que comprende los 480-440 Ma, Sánchez-Zavala y colaboradores (2004) plantean para este evento de intrusión una edad de 471 ± 6 Ma, e Hinojosa (2006) se refiere a un *suite* magmático progresivo.

Se infiere que el granito leucocrático que intrusiona a las unidades Las Minas y Columpio del Diablo corresponde a esta misma serie magmática, donde los granitos Los Mal Pasos (Hinojosa, 2006), Teticic y Mimilulco (Talavera et al., 2005) y El Naranjo (Vega-Granillo, 2005) interpretan que se trata de un pulso magmático ya diferenciado más tardío, subsiguiente a la intrusión de granitoides megacrystalinos.

Por otro lado, la geoquímica reportada por Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1999) es de firma calcialcalina, relacionada con la colisión durante el Ordovícico-Silúrico. No obstante, los datos de Miller y colaboradores (2006) interpretan que dicha firma calcialcalina, así los como zircones de edad grenvilleana ≈ 1 Ga, son en conjunto propiedades heredadas por el basamento preexistente del Complejo Acatlán (muy probablemente un bloque cortical de Oaxaquia; Keppie et al., 2001) pasando a los Granitoides Esperanza, entre ellos los Granitos Palo Liso, La Noria y Los Hornos, durante un proceso de anatexis hacia edades de 470-460 Ma.

Eventos Devónico-Carboníferos.

1) Zonas de Cizalla Normal Lútrica

El granitoide Columpio del Diablo, anfíbolita Anacahuite y litodema Las Minas están deformados conjuntamente en una zona de cizalla normal dúctil, con cima hacia el este; este rasgo no es tan evidente en litodemas como Otate, Mal Paso, Ojo de Agua y Granito Palo Liso, lo cual implica que dicha deformación ocurrió después de los 461 ± 2 Ma.

Se puede constreñir el tiempo en el cual ocurrió deformación intensa de cizalla normal (primeras dos series de estructuras), combinando las edades de 347 ± 3 y 342 ± 2 Ma en muscovitas obtenidas por Ortega Rivera (2006, comunicación escrita) por fraccionamiento de ^{40}Ar - ^{39}Ar y correlacionando los datos obtenidos por Middleton y colaboradores (2007), quienes exponen que en el Litodema de Asís (20 km al sur del área de estudio), las facies eclogíticas se exhumaron en un tiempo de 346 Ma (Misisípico), durante o inmediatamente después de una colisión continental, en una subducción oblicua con un complejo de cabalgaduras y fallas normales producidas por la convergencia oblicua de los dos continentes (Laurencia-Gondwana).

La deformación extensional produce una exhumación cortical durante una transtensión (Reddy et al., 2002) o mediante un *core complex* (Brun et al., 2002); por ello, es muy probable que los granitoides como Columpio del Diablo

y Palo Liso fuesen afectados de forma tensional, por una deformación heterogénea y progresiva para este evento de subducción del Devónico-Carbonífero; durante o enseguida de la amalgama de Pangea en el margen noroccidental de Gondwana, con todo y las unidades metasedimentarias a las cuales intrusionaron.

La cinemática normal ilustra que durante un orógeno de colisión no todas las estructuras son cabalgaduras o estructuras compresivas. Para el área de estudio, los datos estructurales obtenidos de fallamiento normal lístrico no resuelven del todo si se trata de un ambiente tectónico de *rift*, extrusión, colapso de un orógeno o de un *core complex*. En ambientes tectónicos de margen activo, los *core complex* y exhumación son fenómenos asociados a arcos que sufren una extensión. No obstante, para el área de estudio, la ausencia de productos magmáticos de cuencas tras-arco durante el Carbonífero en el Complejo Acatlán, parece imposibilitar la existencia de un ambiente de tras-arco.

Por otro lado, otra explicación para las edades de exhumación (Middleton et al., 2006) cercanas al Carbonífero (durante la amalgama de Pangea), es que podrían estar relacionadas a un fenómeno de delaminación de una raíz cortical que pudo haber activado un colapso orogénico gravitacional y en consecuencia una extensión, produciéndose *core complexes* y *grabens*.

Ahora bien, los *core complexes* son estructuras extensionales que han sido encontradas en muchos ambientes tectónicos: *rifts*, cuencas ante- y tras-arco, y en colapsos orogénicos. (Coney, 1980; Dickinson, 2005). Para el modelo de ambiente de colapso, un *core complex* según Brun y colaboradores (2002) se produce por la existencia de una corteza continental que se engrosa y enfría durante una colisión; no obstante, por una anomalía térmica se calienta y adelgaza; posteriormente, ocurre una relajación térmica, que se traduce en una inestabilidad en la arquitectura del orógeno de manera vertical, por lo cual ocurre una extensión por colapso gravitacional, exhumándose, así, unidades con metamorfismo de alta profundidad con su consecuente metamorfismo retrógrado (eclogita-esquistos azules). El acomodo lístrico se sitúa en un nivel estructural de interfase dúctil-frágil, por lo que la deformación es muy somera (20 km, aproximadamente), en facies de esquistos verdes.

Según Platt (1993), las estructuras de cabalgadura no constituyen por sí solas una estructura que provoque una exhumación de terrenos eclogíticos o de esquistos azules, existen otros factores que manejan la arquitectura interna de un orógeno; para Platt (1993), el levantamiento (engrosamiento cortical), la erosión y la isostasia juegan un papel fundamental en la exhumación de rocas eclogíticas y de esquistos azules, ya que se requiere la remoción de rocas someras en la arquitectura cortical, o bien, el transporte a través de ellas; uno o más mecanismos que se ven involucrados son: el flujo de vértice interno en una cuña orogénica, la flotabilidad y la extensión en la parte superior del orógeno.

Hynes (2002) explica un modelo, donde una placa en subducción, se acreciona por debajo de las raíces de un orógeno (*undeplating*), este fenómeno sucede cuando la placa en subducción tiene piezas que se van arrancando o desgarrando y acrecionando en las raíces del orógeno, produciéndose rampas y cabalgaduras; el efecto compresivo engrosa la corteza y posiciona a las rocas eclogíticas y esquistos azules de forma muy somera en intervalos de tiempo cortos. El efecto que sufre el orógeno en su parte superior, es un levantamiento tipo cóncavo, que adelgaza a las rocas sobreyacentes, produciéndose horst y grabens en un complejo de *core complexes*.

Las observaciones petrológicas de áreas adyacentes, combinadas con los datos estructurales expuestos en el presente trabajo, plantean la posibilidad de que la zona de Las Minas-Patlanoaya fue influenciada por uno o más fenómenos expuestos por Platt (1993) y Hynes (2002). El modelo petrológico de pasos P-T-t por Meza-Figueroa y colaboradores (2003) define que las rocas eclogíticas de Mimilulco (12 km al norte de Patlanoaya) tuvieron una rápida exhumación, con el consecuente metamorfismo retrógrado hasta facies de esquistos verdes; Elías y colaboradores (2006) también propone que la trayectoria de pasos P-T-t en el área de Las Minas-Mimilulco (4 km al oeste de Las Minas) es indicativa de un engrosamiento cortical, con una exhumación extremadamente rápida (Fig 5.4).

Existen otras evidencias geocronológicas que se ajustan al modelo del presente trabajo, primera: las edades obtenidas por Ortega-Rivera (2006, comunicación escrita) para muscovita del litodema cuarcita Las Minas en sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ son de 347 ± 3 y 342 ± 2 Ma; segunda: análisis obtenidos por Middleton y colaboradores (2006) para las eclogitas del Litodema Asís (10 Km al sur de Patlanoaya) arrojan una edad 346 ± 2 Ma, en sistema U-Pb; sí bien, las edades pertenecen a sistemas isotópicos diferentes, son muy similares en el Carbonífero, por tanto, en conjunto representan la exhumación durante el Misisípico, solo que en niveles corticales diferentes.

Por último, estudios estructurales en la zona de La Noria (≈ 30 km al sureste de Patlanoaya) y en un área al oeste de Las Minas realizados por Hinojosa (2006) y Barley (2006) respectivamente, advierten de la presencia de una deformación en forma de fallamiento normal dúctil.

Sí esto fue así, la zona de Las Minas-Patlanoaya es un relicto de la pieza superior del orógeno, que sufrió deformación y metamorfismo en niveles corticales someros (≈ 20 km según el modelo propuesto por Hynes, 2002 y Brun et al., 2002); dicho evento, tuvo metamorfismo en facies de esquistos verde-baja, durante el proceso de extensión mediante un fallamiento normal en régimen dúctil, como consecuencia del engrosamiento y ascenso de piezas del Suite Piaxtla en las zonas de Mimilulco, San Francisco de Asís y el oeste de San Miguel Las Minas (Fig 5.3).

De esta manera, si la convergencia y subducción de continentes en la cual se produjo el metamorfismo de alto grado y exhumación del Suite Piaxtla

ocurrieron durante el Carbonífero en una estructura de *horst*, entonces el área de Las Minas-Patlanoaya se encuentra en un *graben* o *semi-graben* y fuera de la zona de influencia de la subducción y de la zona de metamorfismo de alta presión, levantándose y exhumándose, puesto que para ese tiempo se tiene el depósito del conglomerado oligomítico Misisípico (Vachard et al., 2001; Formación Potrerillo, en este trabajo). Esto puede relacionarse también con lo propuesto por Miller y colaboradores (2006) y Keppie y colaboradores (2007), donde los Granitoides La Noria, Palo Liso y Los Hornos se encuentran fuera de la influencia de la zona de subducción, y los litodemas metasedimentarios (Las Minas, Oate, Mal Paso, Ojo de Agua) sólo tienen metamorfismo de muy bajo grado (facies de esquisto verde-baja); mientras que algunas otras piezas de los Granitoides Esperanza y unidades máficas de la Formación Xayacatlán, sí tienen participación dentro de zonas de metamorfismo en facies de eclogita y anfíbolita.

2) Depósito de cobertura sedimentaria-Grupo Patlanoaya

El litodema Oate no corresponde en edad al Devónico tardío; existe evidencia suficiente para separarlo de otra unidad que es fosilífera (formación Cerro Puntigudo en este trabajo). Las evidencias son diferencias litológicas contrastantes de sedimentos terrígenos contra sedimentos calcáreos; por otro lado, los zircones detríticos más jóvenes para el litodema Oate son de alrededor de 650 Ma, además de que muestra una disposición estructural plegada dentro de las unidades de basamento. Así, aunque el contacto entre el Granito Palo Liso y el litodema Oate está fallado o no está bien expuesto, la presencia de un cinturón fino de rocas volcánicas máficas en el margen occidental del Granito Palo Liso sugiere un contacto originalmente intrusivo.

Existe, por tanto, una discordancia del pre-Devónico tardío entre el basamento metasedimentario y metaígneo y una secuencia sedimentaria; este límite marca el inicio del depósito en una cuenca producida por la extensión, que inicialmente fue nombrada Formación Patlanoaya, pero que por su amplitud de tiempo (Struniano 360 Ma-Leonardiano 275 Ma) y litología diversa (sedimentos terrígenos, arenisca, arenisca calcárea, conglomerado, caliza, pedernal, etc.) ha sido reasignada informalmente en este trabajo a grupo Patlanoaya, con siete formaciones. Dicha variación en el depósito correspondería a fluctuaciones en el nivel del agua, producto de inestabilidades tectónicas para la cuenca.

El depósito del grupo Patlanoaya constituye un registro durante o después de la amalgama de Pangea, puesto que esta pequeña cuenca está en constante depósito de paquetes sedimentarios durante el Devónico tardío hasta el Pérmico Temprano (Vachard et al., 2002); dicha cuenca tiene una importante fluctuación del nivel marino (El Albani et al., 2005), es decir, paquetes muy pequeños en tiempo geológico amplio.

Eventos Pérmico- Medio

1) Plegamiento abierto y exhumación

El segundo evento deformacional de pliegues abiertos de diferentes escalas (series de estructuras 3, capítulo geología estructural) es referido a un nuevo levantamiento intenso, el análisis estructural arroja una cinemática dextral (Fig 5.5); no obstante, para constreñir esta deformación hay que considerar que:

Primero; las edades obtenidas en sistema $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en unidades metaígneas de Anacahuite y Palo Liso, con hornblenda y biotita, respectivamente, arrojan edades muy cercanas al límite del Carbonífero-Pérmico, 299 y 305 Ma. (A. Ortega-Rivera, 2005, comunicación escrita; Miller et al., 2006), y que son interpretadas como edades de temperatura de cierre para estos minerales a los 300° y 500-550°C, aproximadamente, y su significado geológico es de exhumación.

Segundo; podría existir un testigo sedimentario dentro de la cuenca del grupo Patlanoaya para este levantamiento, debido a la existencia de un depósito de conglomerado oligomíctico-silíceo (formación La Mesa, en este trabajo) hacia el Wolfcampiano reciente al medio (290 Ma) (Vachard et al., 2000; Caridroit et al., 2002).

Por último, este evento tiene un registro metamórfico de facie de esquisto verde-baja para litodemas como Las Minas, y un tanto incipiente para el litodema Otate. Si la cinemática es dextral y de pliegues abiertos similar al segundo evento deformacional que caracteriza Malone y colaboradores (2002) y Morales-Gómez (2006) para la Formación Tecomate y la zona de Xayacatlán, y esta a su vez pertenece en edad al de la zona de cizalla dextral de Caltepec en el Pérmico expuesto por Elías y colaboradores (2002), entonces, este evento es el mismo, en cual ocurrió una reactivación del límite o la yuxtaposición definitiva entre los terrenos Mixteca y Oaxaquia, además de la intrusión y cabalgadura del Granito Totoltepec durante un periodo que abarca de 300 a 290 Ma en facies de esquistos verdes. Con lo anterior, se enmarca parte de la amalgama de Pangea en su margen occidental.

Para explicar los fenómenos sedimentarios durante el Pérmico, se tiene el magmatismo de arco en los complejos Acatlán y Oaxaqueño (plutones Totoltepec y Cozahuico), asociado con movimientos de transcurrancia dextral, que pudieron producir estructuras de *horst* y *graben*. En este otro escenario tectónico, diferente al de fallamiento lístrico, el depósito de la porción superior del grupo Patlanoaya probablemente ocurrió en una cuenca que evolucionó de un *semi-graben* preexistente a *pull-apart*, rodeada de nuevo por *horsts* de orientación norte-sur, y que posteriormente fue plegado por deformación progresiva, situando los ejes al NE. No obstante, los datos estructurales no permiten asegurar del todo que existió un ambiente transtensivo.

Eventos Pérmico-Triásicos

La cuarta serie de estructuras (Capítulo IV Análisis Estructural) de pliegues en bandas *kink* puede interpretarse como la transición de un régimen dúctil a uno dúctil-frágil; por si misma, la exhumación pudo cambiar el nivel estructural en el cual actúan los esfuerzos, situándose de manera más somera (menos de 20 km de profundidad, Hynes, 2002). La orientación del eje de máxima compresión prácticamente no varía de posición hacia el NE-SW, siendo consistente con una cizalla dextral que continúa (aunque sin restricciones temporales) en el Pérmico tardío, ya que estos pliegues fueron encontrados tanto en rocas del basamento como en rocas de cobertura del grupo Patlanoaya, pero sólo en paquetes que tienen una estructura laminada debido a la competencia (Ramsay, 1969; Twiss y Moors, 1992). Adicionalmente, existen indicios de esta cinemática en estratos del litodema Ojo de Agua y formación Cerro Puntigudo, con estratos fallados y rotados en dominó y vetillas de cuarzo y calcita con arreglo en *echelón* rotados en sentido antihorario, todos dextralmente.

Eventos Cenozoicos

Por último, las fallas normales en régimen frágil de edad desconocida, son poco estudiadas; no obstante, influyen en la configuración de la cartografía de las unidades. Es claro que existe una cinemática con cima hacia el E de los bloques de techo (estrías verticales, con escalones congruentes horizontales, algunas estructuras *Reidel*), de hecho, son tan trascendentes que muy probablemente durante el Cenozoico estuvieron activas y fue inyectado material volcánico (dacitas San Miguel), colocando adyacentes a unidades como el Suite Piaxtla de alto grado metamórfico y anfibolita Anacahuite de facies de esquistos verdes o con el Granito Palo Liso, que no tiene metamorfismo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alaniz-Álvarez, S.A. y Nieto-Samaniego, 2005, GRANDES FRONTERAS TECTÓNICAS DE MÉXICO Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Tomo LVII, Número 1.
- Alva-Valdivia, L.M., Goguitchaichivili, A., Grajales, M., Flores de Dios, A. Urrutia Fucugauchi, J., Rosales, C., Morales, J., 2002. Further constraints for Permo Carboniferous magnetostratigraphy: case study of the sedimentary sequence from San Salvador Patlanoaya (Mexico). *Compte Rendu Geoscience* 334, 1–7.
- Baratoux L., Lexa O., Cosgrove J.W., and Schulmann K., 2004, The quantitative link between fold geometry, mineral fabric and mechanical anisotropy: as exemplified by the deformation of amphibolites across a regional metamorphic gradient. *Journal of Structural Geology* pp. 1–24.
- Barley J. 2006. Polyphase deformation in San Miguel Las Minas, Northern Acatlan Complex, Southern Mexico. PhM Thesis, Faculty of the arts and sciences of Ohio University p. 58
- Barnes, J., 1995. *Basic Geological Mapping*. J. Wiley & Sons, New York. 133 p.
- Bastida F., Aller J., Bobillo-Ares N. C., and Toimil N. C.; 2005 Fold geometry: a basis for their kinematical analysis *Earth-Science Reviews* Vol. 70 pp. 129–164.
- Best, M.G., 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Freeman & Co., New York, 630 pp.
- Bobillo-Ares N. C. Bastida F., and Aller J. 2000., On Tangential Longitudinal Strain folding *Tectonophysics* Vol. 319, pp. 53-68
- Brun J.P., 2002. Deformation of the Continental Lithosphere: Insights from brittle-ductile models. From De Meer, S, Drury, M.R., De Bresser, J. H. P., and Pennock, G.M., eds (2002): *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current status and Future Perspectives*. Geological Society of London, Special Publications, 200. 355- 370.
- Brun J. P., D. Gapais, and P. R. Cobbold 2005 *Deformation mechanisms, rheology and tectonics :from minerals to the lithosphere* London : Geological Society, 320 p.
- Brunner, P., 1987. Microfacies y microfósiles de las rocas carbonatadas del Paleozoico de San Salvador Patlanoaya, Puebla, Mexico. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología* 1, 98–124
- Cameron, K.L., López, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L., Keppie, J.D., Schulze, C., 2004. U–Pb geochronology and common Pb isotope compositions of the Grenvillian rocks of eastern and southern Mexico. In: Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J.M., Bartholomew, M.J. (Eds.), *Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America, 197*. Geological Society of America Memoir, pp. 755–770.
- Campa, M.F., and Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa-Uranga, M.F., Gehrels, G., and Torres de Leon, R., 2002, Nuevas edades de granitoides metamorfizados del complejo Acatlán en el Estado de Guerrero: *Actas Instituto nacional de Geoquímica*, v. 8, No. 1, p. 248.
- Caridroit, M., Lamerandt, A., Dégardin, J.M., Flores de Dios, A., Vachard, D., 2002. Discovery of radiolaria and conodonts in the Carboniferous-Permian of San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexico); biostratigraphic implications. *Comptes Rendus Palevol* 4, 205–211.
- Centeno-García, E., Sánchez-Zavala, J.L., Patchett, J., Isachsen, C., Sour-Tovar, F., Ortega Gutiérrez, F., 1997. Stratigraphy, Nd isotopes, sediment provenance, and paleogeography of Paleozoic sequences in southern Mexico. In: Bradshaw, J.D., Weaver, S.D. (Eds.), *International Conference on Terrane Geology. Conference Abstracts*. Department of Geological Sciences, University of Canterbury; Royal Society of New Zealand; Institute of Geological and Nuclear Sciences, Christchurch, New Zealand, pp. 42–45.
- Centeno-García, E., Sánchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., 1998. Late Proterozoic–Paleozoic stratigraphy of Mexico and its role in Gondwana–Laurentia interactions. In: Program, I.G.C., (Ed.), *Laurentia–Gondwanan Connections Before Pangea*. Instituto de Geología Universidad Nacional Autónoma de México, Oaxaca City, Oaxaca México, p. 13.

- Compton, R. 1962. Manual of Field Geology, John Wiley, New York, 378 p.
- Coney, P. J., Jones, D. L. y Monger, J. W. H., 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature* 288, 329-333.
- Davis, G.H., and Reynolds, S.J., 1996. Structural Geology of Rocks and Regions (Second ed.): New York, John Wiley & Sons, 776 p.
- Derycke-Katir, C., Vachard, D., Dégardin, J-M., Flores de Dios, A., Buitrón, B., and Hansen, M., 2005. Late Pennsylvanian and Early Permian chondichthyan microremains from San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexico): *Geobios*, v. 38, p. 43-55.
- Dewey, J.F., Holdsworth, R.E., and Strachan, R. A., 1998. Transpression and transtension zones. Geological Society of London Special Publication, No. 135, p 1-14.
- Dewey, F. J., 2002. Transtension in Arcs and Orogens. *Internacional Geology Review*, Vol. 44, p. 402-439.
- Dickinson W. R. 1991. Tectonic Setting of Faulted Tertiary Strata Associated With the Catalina Core Complex in Southern Arizona/Book and Geological Map Paperback Geological Society of America.
- Dickinson W. R., Ducea M., Rosenberg L.I., and . Greene H. G 2005. Net Dextral Slip, Neogene San Gregorio-Hosgri Fault Zone, Coastal California: Geologic Evidence and Tectonic Implications Paperback Geological Society of America.
- Dostal, J., Keppie, J.D., Miller, B.V., Ortega-Rivera, A., Nance, R.D., Cooper, P., and Lee, J.W.K., Geochemistry and geochronology of the the Xayacatlán type area, Acatlán Complex, southern Mexico: ~440 Ma syntectonic emplacement of a layered continental tholeiitic gabbro in a rifted arc on the southern margin of the Rheic Ocean, in U. Linnemann, R.D. Nance, G. Zulaf and P. Kraft (eds.), *The Geology of Peri-Gondwana: The Avalonian Cadomian Belt, Adjoining Cratona and the Rheic Ocean*: Geological Society of America, Special Paper, in press.
- Dowe, D.S., Nance, R.D., Keppie, J.D., Cameron, K.L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutierrez, F., Lee, J.W.K., 2005. Deformational history of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: constraints on the closure of the Rheic Ocean? *Int. Geol. Rev.* 47, 920–937.
- El Albani A. Vachard, D., Furish F., Buitrón B. and Flores de Dios A., 2005 Depositional environment, and biofacies characterization of the Upper Pennsylvanian-Lower Permian deposits of the San Salvador Patlanoaya section (Puebla Mexico) Springer Verlag P.629-645.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 1998, The Caltepec fault zone, southern México: Devonian dextral shear interaction between the Precambrian Oaxacan and Paleozoic Acatlán basement complexes: en *International Geological Correlation Program, Project No. 376, Laurentia-Gondwana connections before Pangea, Program and Abstracts: Oaxaca, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 15.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002, The Caltepec fault zone: an Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico and regional tectonic implications: *Tectonics*, 21(3), 4-1-4-19.
- Elías H. M, Ortega-Gutiérrez, F, Macías, R. C., Reyes S. M., Sánchez-Zavala J. L. y Aparicio A. D. 2006, Blueschists in the Acatlán Complex, southern Mexico: New insights and tectonothermic implications. *Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Libro de Resúmenes, Puerto Vallarta, 2006*. pp.190.
- Flinn, D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Geological Society of London Quaternary Journal*, v. 118, p. 385-428.
- Fries, L. R. y Rincon, O. 1965. Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de Geocronología: boletín del instituto de Geología, UNAM, V. 73, p 57-133.
- Fry, N. 1984. *The Field Description of Metamorphic Rocks*. Milton keynes [Buckinghamshire] : Open University New York: Halsted. 110 p.
- Harrys L. B., 2003, Folding in High Grade Rocks Due to back rotation between shear zones. *Journal Structural Geology*, Vol. 25, pp.223-240.

- Henderson J.B., Caldwell, W.G.E., and Harrison J.E., 1980 Amendment of Code Concernment to terminology for Igneous and High grade, metamorphic rocks, GSAB. V.91p. 374-376.
- Herrmann, U.R., Nelson, B. K. and Ratschbacher, L., 1994. The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa Complex (southern México). *Tectonics*, v.13 p.455-474.
- Hernández-Espriú, J.A., 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 Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Hinojosa, H., 2006, Tectonothermal history of the La Noria-Las Calaveras region, Acatlán Complex, southern Mexico: implications for Paleozoic tectonic models. PhM Thesis, College of Arts and Sciences of Ohio University.
- Hobbs, B.E. Means, W.D. y Williams, P.F., 1976. *An Outline of Structural Geology*, Wiley, 571 páginas.
- Hudleston, P.J., 1986. Extracting information from folds in rocks. *Journal of Geological Education*, Vol. 34, pp. 237-245.
- Hudleston, P.J., 1973. Fold morphology and some geometrical implications of the theories of fold development. *Tectonophysics*, 16: 1-46.
- Hynes A., 2002, Encouraging the extrusion of deep cristal rocks in collisional zones, *Mineralogical Magazine*, V. 66 (1). p.p 5-24.
- Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, E., 1995. Provenance of Mexican terranes: isotopic constraints of Grenville ?). *Int. Geol. Rev.* 37, 813–824.
- Keppie, J.D., Ortega-Gutierrez, F., 1999. Middle American Precambrian basement: a missing piece of the reconstructed 1-Ga orogen. In: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentian–Gondwanan Connections Before Pangea*, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, vol. 336, pp. 199– 210.
- Keppie, J.D., Ramos, V.S., 1999. Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic Oceans during the Paleozoic. In: Ramos, V.S., Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentia–Gondwana Connections before Pangea*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 336, 267–2
- Keppie, J.D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., López, R., 2001. A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxaca Complex, southern Mexico. *Precambrian Res.* 112, 165– 181.
- Keppie, J.D., Nance, R.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 2003a. Tethyan, Mediterranean, and Pacific analogues for the Neoproterozoic– Paleozoic birth and development of peri-Gondwanan terranes and their transfer to Laurentia and Laurussia. *Tectonophysics* 365, 195–219.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., López, R., 2003b. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern México: tectonic implications. *Precambrian Res.* 120, 365–389.
- Keppie, J.D., 2004. Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey. *Int. Geol. Rev.* 46, 765–794.
- Keppie, J. D., Miller, B. V., Nance, R. D., Murphy, J. B., and Dostal, J., 2004a, New U-Pb zircon dates from the Acatlán Complex, Mexico: Implications for the ages of tectonostratigraphic units and orogenic events [abs.]: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, in press.
- Keppie, J.D., Nance, R.D., Powell, J.T., Mumma, S.A., Dostal, J., Fox, D., Muise, J., Ortega-Rivera, A., Miller, B.V., and Lee, J.W.K., 2004b, Mid-Jurassic tectonothermal event superposed on a Paleozoic geological record in the Acatlán 15 Complex of southern Mexico: hotspot activity during the breakup of Pangea: *Gondwana Research*.
- Keppie, J.D., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Rivera, A., Lee, J.W.K., Hames, W.E., 2004c. U–Pb and 40Ar/39Ar constraints on the cooling history of the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. In: Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J.B., Bartholemew, G. (Eds.), *Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America*. Geological Society of America Memoir 197, 771–781.

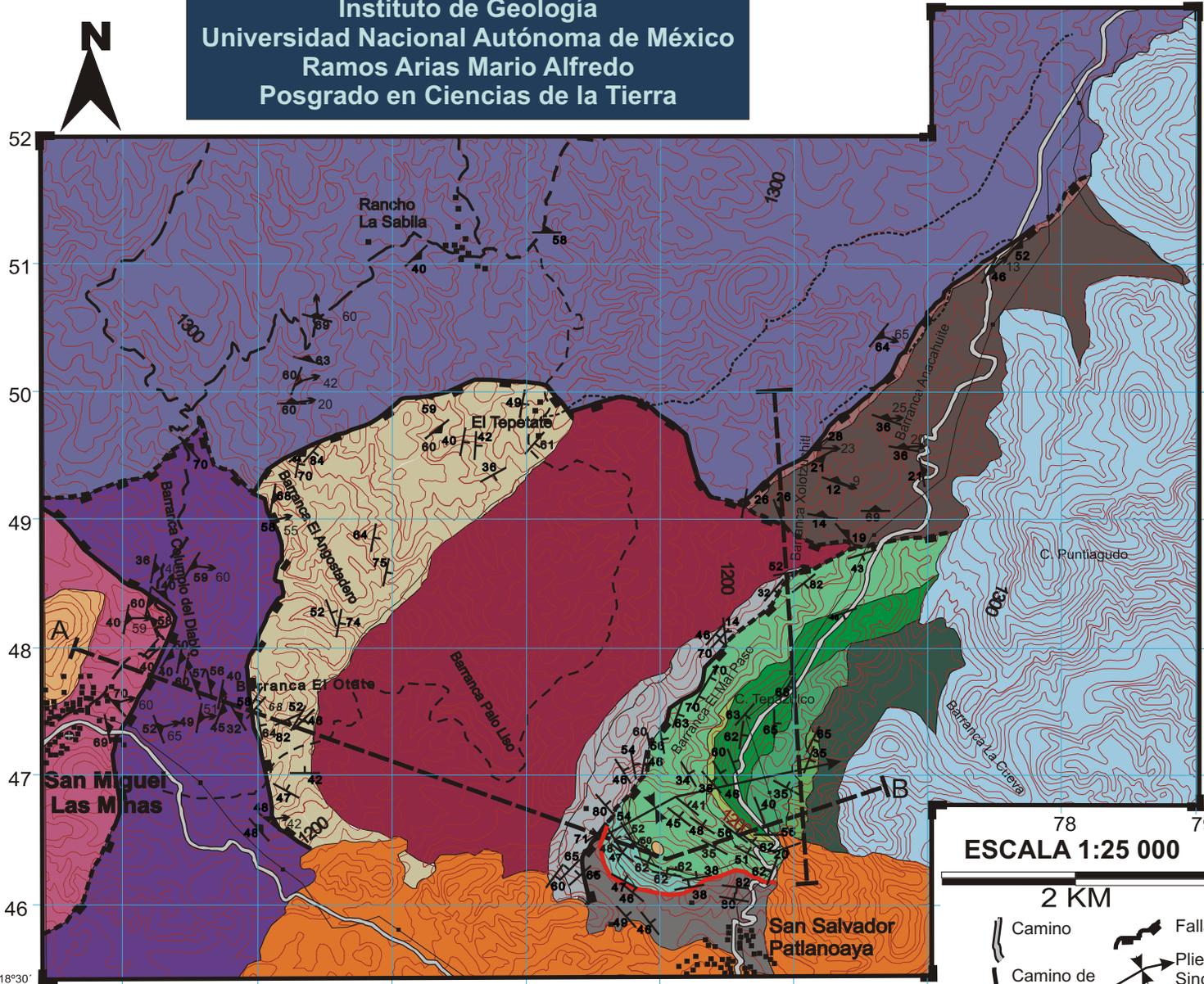
- Keppie, J.D. Nance, R.D., Fernandez-Sauarez, J., Storey, C.D., Jeffries, T.E., and Murphy, J.B., 2006a, Detrital zircon data from the eastern Mixteca terrane, southern Mexico: evidence for an Ordovician-Mississippian continental rise and a Permo-Triassic clastic wedge adjacent to Oaxaquia. *International Geology Review*, v. 48, p. 97-111.
- Keppie, J. D., Ramos-Arias M.A. Morales Gámez, M. Miller B.V., Nance, D. y Dostal, J., 2006b. The Acatlán Complex, southern Mexico: odessey from Rheic southern margin to Pacific eastern margin, Reunión Anual UGM, Puerto Vallarta, Libro de Resúmenes p.192.
- Keppie D. F., Keppie J. D. and Murphy J. B., (2002) Saddle reef auriferous veins in a conical fold termination (Oldham anticline, Meguma terrane, Nova Scotia, Canada): reconciliation of structural and age data. *Can. J. Earth Sci.* 39: 53–63.
- Lahee, F.H. 1961. *Field Geology*. McGraw Hill, New York, 926 p.
- Lahee, F.H. 1970. *Geología Práctica*. Omega, Barcelona, 895 p
- MacKenzie, W.S, Donaldson C.H. and Guilford C. 1991. *Atlas of igneous Rocks and their textures*. Longman scientific and technical. pp148.
- MacKenzie, W.S., and Guilford C. 1991. *Atlas of rock forming minerals in thin section*. Longman scientific and technical. pp98.
- Malone, J.W., Nance, R.D., Keppie, J.D., and Dostal, J., 2002, Deformational history of part of the Acatlán Complex: Late Ordovician-Early Silurian and Early Permian orogenesis in southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 511-524.
- Marshak, S. y Mitra, G. 1988, *Basic Methods of Structural Geology*. Prentice Hall, 446 páginas.
- McClay, K. 1987. *The Mapping of Geological Structures*. Open University Press, New York. 161 p.
- McDougall, I., y Harrison T. M., 1999, **Geochronology** and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. New York : Oxford University, p.269.
- Meza-Figueroa, D. 1998, *Geochemistry and characterization of intermediate temperature eclogites from the Acatlán Complex, southern Mexico*: PhD Thesis, University of Arizona, 2001 p.
- Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., and Ortega-Gutiérrez, F., 2003, Tectonometamorphic evolution of the Acatlán Complex eclogites (southern México): *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 27-44.
- Middleton, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Miller, B.V., and Nance, R.D., 2006, PT- t constraints on exhumation following subduction in the Rheic Ocean: eclogitic Asis Lithodeme, Piaxtle Suite, Acatlán Complex, southern Mexico, in U. Linnemann, R.D. 16
- Miller, B.V., Dostal, J., Keppie, J.D., Nance, R.D., Ortega-Rivera, A. & Lee, J.K.W. 2006. Ordovician calc-alkaline granitoids in the Acatlán Complex, southern Mexico: geochemical and geochronological evidence for either rifting or subduction along the Gondwanan margin of the Rheic Ocean. In: Linnemann, U., Nance, R.D., Zulauf, G. & Kraft, P. (eds) *The Geology of Peri-Gondwana: The Avalonian-Cadomian Belt, Adjoining Cratons and the Rheic Ocean*. Geological Society of America, Special Papers.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic series in islands Arcs and active continental Margins. *American Journal of Science*, No. 274, pp. 321-355
- Moores E.M. and Twiss. R.J., 1995. *Tectonics*. By Freeman and Company, p 414.
- Morales- Gámez M., Keppie J.D., Dostal J., Miller B. V. y Ortega-Rivera A. 2006, *Geología del área tipo de la unidad Xayaatlán, Complejo Acatlán, Sur de México: deformaciones del Permo-Triásico y Ordovícico-Silúrico, diques sintectónicos gabróticos y rocas encajonantes*. Reunión Anual UGM, Puerto Vallarta, Libro de Resúmenes. Pp.191.
- Murphy J. B., Keppie J. D., Nance R. D, B. V. Miller, Dostal J., Middleton M., Fernandez- Suarez J. Jeffries T. E. and Storey C. D. (2006) Geochemistry and U–Pb protolith ages of eclogitic rocks of the Asís Lithodeme, Piaxtla Suite, Acatlán Complex, southern Mexico: tectonothermal activity along the southern margin of the Rheic Ocean. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 163, 2006, pp. 683–695. Printed in Great Britain 683.p.

- Nance, R.D., Fernandez-Suarez, J., Keppie, J.D., Storey, C., Jeffries, T.E., 2006. Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: detrital zircon U–Pb age constraints and implications for Paleozoic paleogeography. In: Linnemann, U., Nance, R.D., Zulaf, G., Kraft, P. (Eds.), *The Geology of Peri-Gondwana: The Avalonian-Cadomian Belt, Adjoining Cratona and the Rheic Ocean*, Geological Society of America Special Paper.
- Nance, G. Zulaf and P. Kraft (eds.), *The Geology of Peri-Gondwana: The Avalonian- Cadomian Belt, Adjoining Cratona and the Rheic Ocean*: Geological Society of America, Special Paper, in press.
- Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., and Dostal, J.(2006) , Vestige of the Rheic Ocean in North America: the Acatlán Complex of southern Mexico, in U. Linnemann, R.D. Nance, G. Zulaf and P. Kraft (eds.), *The Geology of Peri- Gondwana: The Avalonian Cadomian Belt, Adjoining Cratona and the Rheic Ocean*: Geological Society of America, Special Paper, in press.
- Nance, R. D., Miller, B.V., Keppie, J. D., Murphy, J. B. and J. Dostal 2006. Comment on “U–Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico” by O. Talavera-Mendoza, J. Ruíz, G.E. Gehrels, D.M. Meza-Figueroa, R. Vega-Granillo and M.F. Campa-Uranga [Earth Planet. Sci. Lett. 235 (2005) 682–699] *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 245, Issues 1-2, 15 Pages 471-475.
- North American Stratigraphic Code (1983), The North American Commission on Stratigraphic Nomenclature Reprinted in July, 1983 from The American Association of Petroleum Geologists Bulletin Volume 67, Number 5, p. 841-875.
- Oncken O. 1998; Evidence for precollisional subduction erosion in ancient collisional belts: The case of the Mid-European Variscides *Geology*; v. 26; no. 12; p. 1075–1078.
- Ordóñez, E., 1905, Las rocas arcaicas de México: Memoria y Revista de la Sociedad Científica “Antonio Alzate” (México), 22, 315-331.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1974, Nota preliminar sobre las eclogitas de Acatlán, Puebla. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 25, p. 1-6.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1975, The pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico: Leeds, University of Leeds, Tesis de doctorado 166 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978a, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978b, Geología del contacto entre la formación Acatlán paleozoica y el complejo Oaxaqueño precámbrico, al oriente de Acatlán, estado de Puebla: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 39, 27-28.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978c. El Gneiss Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y de la Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 2, 19–30.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, 20, 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías- Romo, C., López, R., 1999. Late Ordovician Early - Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana– Laurentia connections. *Geology* 27, 719–722.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Tectonostratigraphic análisis and significance of the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico, in Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García, E., Morán-Zenteno, D.J., Gómez-Caballero, A., (eds.), *First Circum-Pacific and Circum- Atlantic Terrane Conference. Terrane geology of southern Mexico: Guidebook of field trip B: Guanajuato*, Univesidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 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, 1127-1130.

- Pantoja -Alor, J., Robison, R., 1967. Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca, Mexico. *Science* 157, 1033–1035.
- Passchier, C.W., Myers, J.S., and Kroner, A., 1990, *Field Geology of High-Grade Terrains*. Berlin, Springer-Verlag, 150 p.
- Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J., 1996, *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 289 p.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290–300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956–983.
- Phillips, F.C., 1971. *The Use of Stereographic Projection in Structural Geology*. Arnold, London. 90 p.
- Philpotts, A.R., 1989. *Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks*. Prentice Hall, New Jersey, 178 pp.
- Philpotts, A.R., 1990. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, New Jersey, 498 pp.
- Platt J. P. 1993. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova*, V. 5 p.p. 119-133.
- Ragan, D. M. 1980 *Geología estructural : Introducción a las técnicas geométricas / Donald M. Ragan ; traducido por Montserrat Domingo de Miro Barcelona : Omega, p.207.*
- Ramírez-Espinosa, J., 1984, La acreción de los terrenos Mixteco y Oaxaca durante el Cretácico Inferior, Sierra Madre del Sur de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 45, 7-19.
- Ramírez-Espinosa, J., 2001 , *Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlan Complex in southern Mexico: and the correlation with the Apalachian system: PhD Thesis, University Of Arizona, p.170*
- Ramos-Arias M. A. Keppie J. D., Millar , B.V., Nance, D. y Dostal, J. 2006, *Análisis de Estructuras del Paleozoico Tardío en el Área de Patlanoaya-Las Minas, Puebla, Complejo Acatlán, Sur de México: Deformación extensional en el margen Paleo-Pacífico, antes o durante la amalgama de Pangea., Reunión Anual UGM, Puerto Vallarta, Libro de Resúmenes. pp.192.*
- Ramsay, J. G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. Mc Graw-Hill, New York.
- Ramsay, J.G., and Huber, M.I., 1983, *The Techniques of Modern Structural Geology: Volume 1: Strain analysis: New York, Academic Press, (1-307) 307 p.*
- Ramsay, J.G., and Huber, M.I., 1987, *The Techniques of Modern Structural Geology: Volume 2: Folds and fractures: New York, Academic Press, (308-700) 392 p.*
- Ramsay, J.G., and Lisle, R. L., 2000. *The Techniques of Modern Structural Geology: Volume 3: Application of continuums mechanics in structural Geology: New York, Academic Press.*
- Reddy, S.M., Wheeler, J., Butler, R.W.H., Cliff, R.A., Freeman, S., INger, S., Pickles, C., and Kelley, S.P., 2002 *Kinematic reworking and exhumation within the convergent Alpine orogen: Tectonophysics*, V. 365, p. 77-102.
- Reyes-Salas, A.M. 2003. *Mineralogía y petrología de los granitoides Esperanza del complejo Acatlán, sur de México. Doctorado tesis, Universidad Nacional Autonoma de México, 165p.*
- Robison, R., and Pantoja-Alor, J., 1968, Tremadocian trilobites from Nochixtlan region, Oaxaca, Mexico: *Journal of Paleontology*, v. 42, p. 767-800.
- Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutierrez, F., 1988a, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of México from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, 100, 274- 281.

- Salas, G., P. 19969 Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, boletín, 1. 79-159.
- Sánchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., and Elías-Herrera, M. 2000. La orogenia Mixteca del Devónico del complejo Acatlán, sur de México. GEOS Unión Geofísica Mexicana, Boletín Informativo Época II, v. 20, No. 3, p. 321-322.
- Sánchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie, J.D., Jenner, G.A., Belousova, E., and Maciás-Romo, C., 2004, Ordovician and Mesoproterozoic zircons from the Tecamate Formation and Esperanza granitoids, Acatlán Complex, southern Mexico: Local provenance in the Acatlán and Oaxacan complexes: *International Geology Review*, v. 46, p. 1005-1021.
- Schmid, S.M., 1987, Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: *Mountain Building Processes* (K. Hsu, editor). Academic Press, p. 95-110.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutierrez, F., Speed, R.C., 1993. Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, vol. 278. 153 pp.
- Silva Romo, G., Mendoza Rosales, C.C. y Campos Madrigal, E. 2001. Elementos de Cartografía Geológica. Facultad de Ingeniería, UNAM, México. 292 p.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R., and Hames, W.E., 2004, 990 Ma and 1,100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen: *Tectonophysics*, v.365, p. 257-282.
- Spear, F.S., 1995. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time paths*. Mineralogical Society of America Monographs, Washington, 799 pp.
- Talavera-Mendoza, O., Ruíz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F., 2005, U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 235, p. 682–699.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Meza-Figueroa, D. M., Vega-Granillo R. and Valencia V. A. 2006. Reply to comment on “U–Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico” by Talavera et al. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 245, Issues 1-2, 15, Pages 476-480
- Thorpe, R. and Brown, G., 1985. *The Field Description of Igneous Rocks*. Open University Press, New York. 154 p.
- Torres L. R., 2005. Geología, petrografía, estructuras y tectónica en el área de la Venta, Guerrero. Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UNAM. Pp.108.
- Tucker, M.E. 1996. *Sedimentary Rocks in the Field*. J. Wiley & Sons, New York. 153 p.
- Twiss, R.J., and Moores, E.M., 1992, *Structural Geology*. New York, W.H. Freeman and Co., 532 p.
- Vachard, D., Flores de Dios, A., Buitrón, B.E., and Grajales, M., 2000a, Biostratigraphie par fusulines des calcaires Carbonifères et Permians de San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexique): *Geobios*, v. 33, No. 1, pp. 5–33.
- Vachard, D., Flores de Dios, A., Pantoja, J., Buitrón, B. E., Arellano, J., and Grajales, M., 2000b, Les fusulines du Mexique, une revue biostratigraphique et paléogéographique: *Geobios*, v. 33, no. 6, p. 655–679.
- Vachard, D., and Flores de Dios, A., 2002, Discovery of latest Devonian/earliest Mississippian microfossils in San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexico): Biogeographic and geodynamic consequences: *Compte Rendu Geoscience*, v. 334, p. 1095–1101.
- Vázquez Echeverría A. 1986. Descubrimiento de una nueva localidad de rocas Marinas del Paleozoico al Suroeste del estado de Puebla. XXIV Congreso Nacional de la Asociación de Geólogos Petroleros Mexicanos, PEMEX, Departamento de Exploración Zona Centro, 19 p.
- Vega-Granillo R., 2006 *Petrología, Termo-batometría y análisis estructural en la región NW del Complejo Acatlán, Puebla México: Implicaciones Tectónicas: Tesis Doctorado en ciencias*. UNAM. 333 p.

- Vernon, R.H. 2004 A practical guide to rock microstructure Cambridge, United Kingdom : Cambridge,
- Villaseñor, A.B., Martínez, A., Contreras, B., 1987. Bioestratigrafía del Paleozoico superior de San Salvador Patlanoaya, Puebla, México. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología* 1, 396–413.
- Weber B. Meschede, M. Ratschbacher, L., and Frisch W., 1997, Structure and Kinematic history of the Acatlan Complex in Nuevos Horizontes-San Bernardo region, Puebla: *Geofisica Internacional*, v.36, No. 2, p. 63-76.
- Wallace S. (1993) *The Nature and Origin of Granite*, Blackie academic, pp 321.
- Wilson. M. 1989 . *Igneous Petrogenesis*. London Unwin Hyman
- Winter. J. D., 2001 *Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology* 699 pages Prentice Hall; 1st edition.
- Yáñez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutierrez, F., Gehrels, G.E., 1991. Isotopic studies of the Acatlan complex, southern Mexico: implications for North American tectonics. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 103, 817–827.
- Yardley B.W., D, MacKenzie W.S. and Guilford C (1990) *Atlas of Metamorphic Rocks and their textures*. Longman, New York.



- Dacita San Miguel
 - Formación Balsas
 - Formación Tecamazuchil
- Devónico Tardío-Pérmico Medio**
- Formación La Cueva
 - Formación La Cuesta
 - Formación La Mesa
 - Formación Tepazulco
 - Formación La Junta
 - Formación Potrerillo
 - Formación Cerro Puntigudo
- Ordovícico Medio-Tardío**
- Granito Palo Liso
 - Granitoide Columpio del Diablo
- Pre Ordovícico Tardío**
- Litodema filitas Ojo de Agua
 - Litodema metarenisca Mal Paso
 - Litodema metarenisca Otate
 - Litodema cuarcita Las Minas
 - Litodema anfibolita Anacahuite
 - Suite Piaxtla

ESCALA 1:25 000



- Camino
- Camino de Brecha
- Población
- Falla Normal
- Pliegue Sinclinal
- Discordancia
- Foliación 36°
- Estratificación 34°
- Lineación 60°
- Sección A-B

