

2004

03060



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra

*"Historia de deformación de las rocas metasedimentarias
cretácicas de Valle de Bravo, Edo. de México, y resultados
preliminares de microtermometría de la deformación"*

Tesis que para obtener el grado de Maestría en Ciencias
(Geología Estructural y Tectónica), presenta:

Elisa Fitz Díaz

Director de tesis: Dr. Gustavo Tolson Jones

México, D. F.

Julio, 2004

FITZ DIAZ ELISA



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

Agradecimientos

Agradezco al Instituto de Geología de la UNAM por haberme permitido continuar aprendiendo y creciendo como geóloga y persona, al igual que al CONACYT, instituciones que me proporcionaron la infraestructura y financiamiento necesarios para realizar la Maestría en Ciencias de la Tierra. También doy las gracias al Instituto de Geofísica y al Centro de Geociencias por permitirme hacer uso de sus laboratorios para realizar los análisis de microtermometría de la tesis. Así mismo agradezco al Lic. Michel Domit, propietario de El Santuario, por permitirme el acceso a este interesante lugar en el cual se realizó análisis estructural detallado, esencia de esta tesis.

Así mismo, quedo en deuda con Marco Rubio, Antoni Camprubi y Rosa Ma. Prol, por esas tantas horas que me ayudaron a entender ese pequeño gran mundo de las inclusiones fluidas. También agradezco a Elena Centeno, Ma. Fernanda Campa, Mariano Elías y José Luis Sánchez Zavala por haberme compartido su conocimiento de la geología regional del área de estudio, así como por sus críticas a este trabajo que sin duda ayudaron a enriquecerlo. Agradezco profundamente a Consuelo Macías por los muchos trucos ópticos que me enseñó para ver más y mejores detalles en los microscopios, por ayudarme a obtener buenas imágenes de mis muestras. Agradezco también a Teodoro y a Diego por su ayuda en la obtención y preparación de las muestras. No puedo dejar de agradecer a Enrique González Torres por su amabilidad durante mi estancia en el Instituto de Geología. Gracias también a: Rosario, Francisco y Benjamín, por su ayuda en el uso de equipo de cómputo.

Agradezco especialmente al Dr. Tolson, a quien le debo mucho más que una excelente tutoría, pues ha tenido la generosidad de compartirme conocimientos de la más diversa índole, experiencias, y le agradezco más que nada la confianza y apoyo incondicional que siempre mostró durante mi estancia en este Posgrado. No puedo dejar de agradecer a la Maestra Gabriela, David, Eric, Rosa y Cristóbal por la hospitalidad y amabilidad durante mis estancias de campo en Valle de Bravo, que sin duda hicieron muy placentero mi trabajo en ese maravilloso lugar.

Dedico este trabajo a Carlos por su cariño, apoyo y generosidad; así como a mis padres Lucía y Miguel; a mis hermanos Saúl, Miguel Ángel y Yésica; a mi abuela Jovita, y a mis sobrinos Coquis y Linda, por llenar mi vida y ser la mejor familia que me pudo tocar, por ese gran respaldo emocional que siempre me han representado.

A Miguel, Osbaldo, Carlos, Alejandra, Hernando, Rafa, Teodoro, Campa, Elena, Rodolfo, por esos buenos días que me regalaron durante el trabajo de campo.

No olvido a la gente que hizo estos tres años en el Instituto de Geología inolvidables, gracias por los buenos ratos (y por compartir los no tan buenos) a: Lucy Mora, Ewa, Alebon, Edgar (Juárez y Ángeles), Ana Luisa Carreño, Yann, Gerard, Giovanni, Karina, Margarita, Esmeralda, Laura Rosales, Pedro, Osbaldo, Ciro, Gabriel Chávez, Consuelo, José Luis, Teodoro, Salvador etc.

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

NOMBRE:

Elisa Filiz Díaz

FECHA:

14/ Junio / 2009

FIRMA:



“Es necesario ver lo que no fue visto, ver otra vez lo que ya se vio, ver en primavera lo que se vio en verano, ver de día lo que se vio de noche, con sol donde primeramente la lluvia caía, ver el trigal verde, el fruto maduro, la piedra que cambió de lugar, la sombra que aquí no estaba”. *Viaje a Portugal* (últimas palabras), **José Saramago**.

Resumen

En los alrededores de Valle de Bravo, Estado de México, aflora un ensamble de rocas metasedimentarias del Cretácico inferior formado por calizas, filita calcárea, filita carbonosa, filita de sericita y clorita y metagrauvaca, que son cortadas por diques de composición andesítico-dacítica, las cuales están intercaladas con lavas almohadilladas de composición basáltica de edad albiana. En estas rocas se realizó un estudio estructural detallado y microtermometría de inclusiones fluidas que es motivo de esta tesis. Además de este paquete, también se reconoció otra secuencia de composición esencialmente volcánica, también de edad cretácica, que tiene los mismos elementos estructurales que las rocas metasedimentarias, aunque con diferente estilo y escala de deformación.

Estos dos paquetes se consideran parte del Terreno Guerrero, aunque se han interpretado distintas ubicaciones respecto a los subterrenos o arcos que constituyen este gran terreno compuesto. Salinas (1993), con base en un estudio estructural al Sur del área, consideró que las del paquete metavolcánico son parte del Subterreno Arcelia-Palmar Chico, mientras que consideró a las rocas metasedimentarias como parte del Subterreno Teloloapan. En contraste, Elías, *et al.* (2000), consideran que ambos paquetes forman parte del Subterreno Arcelia-Palmar Chico. Por otra parte, Freydier, *et al.*, (1996 y 2000), con otra perspectiva tectónica, propusieron que estas rocas forman parte de la cuenca de Arperos, la cual representa la sutura entre los terrenos Guerrero y Sierra Madre.

Se realizó un estudio estructural en diferentes escalas, desde cartografía geológica (escalas 1:50000 y 1:10000) hasta microestructural, a partir del cual se caracterizaron dos eventos de deformación por acortamiento, seguidos por fallamiento y fracturamiento tardío. El primer evento de acortamiento, D_1 , es el más intenso, y en las rocas metasedimentarias es de tipo planar, básicamente representada por una foliación continua S_1 definida por la orientación de sericita y clorita, y la acumulación de material residual sobre superficies paralelas a los planos axiales de pliegues isoclinales, los cuales se observan en escala de mesoscópica a microscópica. En las rocas metasedimentarias no está claramente definida la cinemática de D_1 . En el paquete de rocas metavolcánicas D_1 está representado por una zona de cizalla inversa, con una foliación milonítica asociada, sobre la cual se analizaron indicadores cinemáticos que indican una dirección de transporte general hacia el NE. La

segunda deformación D_2 se observa en toda el área cartografiada, y se expresa como una zona de cizalla con vergencia general hacia el SW. En escala de afloramiento D_2 está caracterizada por el desarrollo de un crucero plisante asociado, S_2 , relacionado a pliegues asimétricos, limitados al bajo por fallas inversas, que también están presentes en el paquete metavolcánico, aunque con espaciamiento y escala mayor. La zona de cizalla tiene una dirección de transporte general hacia el SW, y coincide con la cinemática observada en estructuras microscópicas como piritas rotadas, sombras y franjas de presión que bordean granos de cuarzo y calcita, relaciones geométricas de S_1 y S_2 en crenulaciones, microestructuras S/C y objetos sigma. Se encontraron además, pliegues isoclinales plegados que confirman la sobreposición del segundo evento de acortamiento D_2 respecto a D_1 . Finalmente, estos dos grupos de estructuras fueron más tarde cortados por fallas normales y fracturas.

Se caracterizaron tres generaciones de vetas (V_1 , V_2 y V_3) en las rocas meta sedimentarias, asociadas a D_1 , D_2 y a las fallas y fracturas tardías. Se analizó la estructura interna de dichas vetas (de cuarzo y calcita), y se buscaron y analizaron en ellas inclusiones fluidas para obtener temperaturas de deformación. Las temperaturas de deformación obtenidas para D_1 y D_2 indican una trayectoria de deformación retrógrada, es decir, que D_1 ocurrió en condiciones más calientes o profundas que D_2 , porque la temperatura de las rocas se considera que fue controlada por el gradiente geotérmico, lo cual es congruente con las características de la deformación de las estructuras asociadas a ambos eventos. Las vetas asociadas a las fallas y fracturas, a diferencia de las V_1 y V_2 , que son vetas confinadas, están abiertas a la superficie, por lo que se interpreta que no estuvieron en equilibrio térmico con el volumen rocoso, es decir, provienen de fluidos calientes de una fuente relativamente profunda, y que se transportaron e inyectaron sobre las fracturas y fallas. La temperatura del primer evento de deformación, también fue calculada a través del método de difracción de arcillas para comparar con los resultados obtenidos por microtermometría.

Índice

1. Introducción	1
1.1 Objetivos.....	3
2. Antecedentes	4
2.1 Terreno Guerrero	4
2.2 Subterreno Teloloapan.....	6
2.3 Subterreno Arcelia-Palmar Chico.....	7
2.4 Otros trabajos de geología del área.....	10
3. Marco geológico	12
3.1 Geología regional.....	12
3.2 Geología local.....	16
4. Geología estructural	23
4.1 Metodología.....	23
4.2 Estructuras D ₁	24
4.3 Estructuras D ₂	31
4.4 Estructuras tardías.....	39
5. Microtermometría	43
5.1 Marco teórico.....	44
5.2 Metodología.....	53
5.3 Resultados.....	56
5.4 Representatividad de los datos.....	63
6 Discusión	71
6.1 Historia geológica.....	71
6.2 Vetas.....	75
6.3 Inclusiones fluidas.....	79
7. Conclusiones	83
Bibliografía	85

Indice de figuras y tablas

Figura 1: Mapa de localización.....	2
Figura 2: Mapa geológico del Terreno Guerrero (Elías et al., 2000).....	5
Figura 3: Columnas estratigráficas de los subterrenos Teloloapan y Arcelia-Palmar Chico (Talavera, 2000).....	9
Figura 4: Mapa geológico del área Valle de Bravo, Sta. Bárbara, Ixtapan del Oro (modificado de Sánchez-Zavala, 1993).....	13
Figura 5: Columna estratigráfica compuesta del área de tesis.....	15
Figura 6: Mapa detallado del Cerro El Santuario, Valle de Bravo.....	17
Figura 7: Diferentes litologías y estructuras en escala de afloramiento.....	18
Figura 8: Unidades de rocas metasedimentarias en escala de afloramiento.....	22
Figura 9: Estructuras asociadas a D_1 en afloramientos.....	26
Figura 10: Diagrama de polos de foliación y lineaciones de D_1	29
Figura 11: Diagramas de isógonas de pliegues asociados a D_2	32
Figura 12: Diagramas de polos de foliación, cabalgaduras y lineaciones asociados D_2	34
Figura 13: Estructuras asociadas a D_2	36
Figura 14: Fallas inversas asociadas al tercer pequeño acortamiento.....	40
Figura 15: Otras fallas, fracturas y vetas tardías.....	42
Figura 16: Relación entre estructuras, vetas de inclusiones fluidas.....	45
Figura 17: Diagrama de isocoras en un espacio P/T, y posibles condiciones de crecimiento de minerales en vetas (Roedder y Bodnar, 1980).....	48
Figura 18: Diagrama de equivalencia entre T_{mi} y <i>salinidad</i>	55
Figura 19: Alcances de las vetas.....	57
Tabla 1: Resultados de microtermometría.....	59
Figura 20: Esquema de las estructuras internas de las diferentes generaciones de vetas.....	61
Figura 21: Fotomicrografías de las vetas analizadas.....	62
Figura 22: Diagrama T_h vs. T_{mi}	64
Figura 23: Correcciones de temperatura por presión.....	68
Tabla 2: Historia de deformación de la zona.....	74
Figura 24: Mapas de deformación de cuarzo y calcita.....	78
Figura 25: Posible trayectoria P-T de las rocas metasedimentarias de Valle de Bravo.....	82

1. Introducción

El presente trabajo tiene por objetivo general mostrar una nueva aproximación al entendimiento de la historia de deformación que experimentaron rocas metasedimentarias y metavolcánicas del Cretácico de Valle de Bravo, Estado de México, durante la parte final del Cretácico y principios del Cenozoico. Así mismo, mostrar los resultados de microtermometría de inclusiones fluidas en vetas que se realizaron con el fin de hacer estimaciones de temperatura de deformación.

Geográficamente, el área estudiada se localiza al WSW de la Ciudad de Toluca, y cubre los poblados de Valle de Bravo, Ixtapan del Oro y Santo Tomás de los Plátanos, Estado de México. En la Figura 1 se muestran los principales poblados y vías de acceso de la zona, así como las áreas de cartografía general y detallada.

Una parte esencial de la tesis es la geología estructural, la cual permite establecer relaciones temporales y geométrico-espaciales de los diferentes tipos de estructuras asociadas a eventos de deformación, con lo cual se puede dilucidar la manera en que ocurrieron los procesos que transformaron a las rocas para que llegaran a su estado actual. Además de analizar pliegues, fallas, fracturas, foliaciones, lineaciones, etc., asociados a diferentes fases de deformación, se caracterizaron las diferentes generaciones de vetas asociadas a ellos.

Las vetas son un aspecto importante de este trabajo, porque estas estructuras son evidencia de la actividad de fluidos durante la deformación, pero no sólo eso, sino que guardan en sus minerales inclusiones de estos fluidos, los cuales a través de la microtermometría nos pueden dar información de las condiciones de temperatura, y algunas veces de la presión bajo las cuales quedaron atrapadas. Esto quiere decir que si sabemos que una veta está asociada a una estructura que fue desarrollada durante un evento de deformación, y contiene inclusiones fluidas que no fueron re-homogeneizadas después de dicho evento y estas inclusiones pueden ser analizadas por microtermometría, podremos conocer las condiciones de temperatura de la deformación.

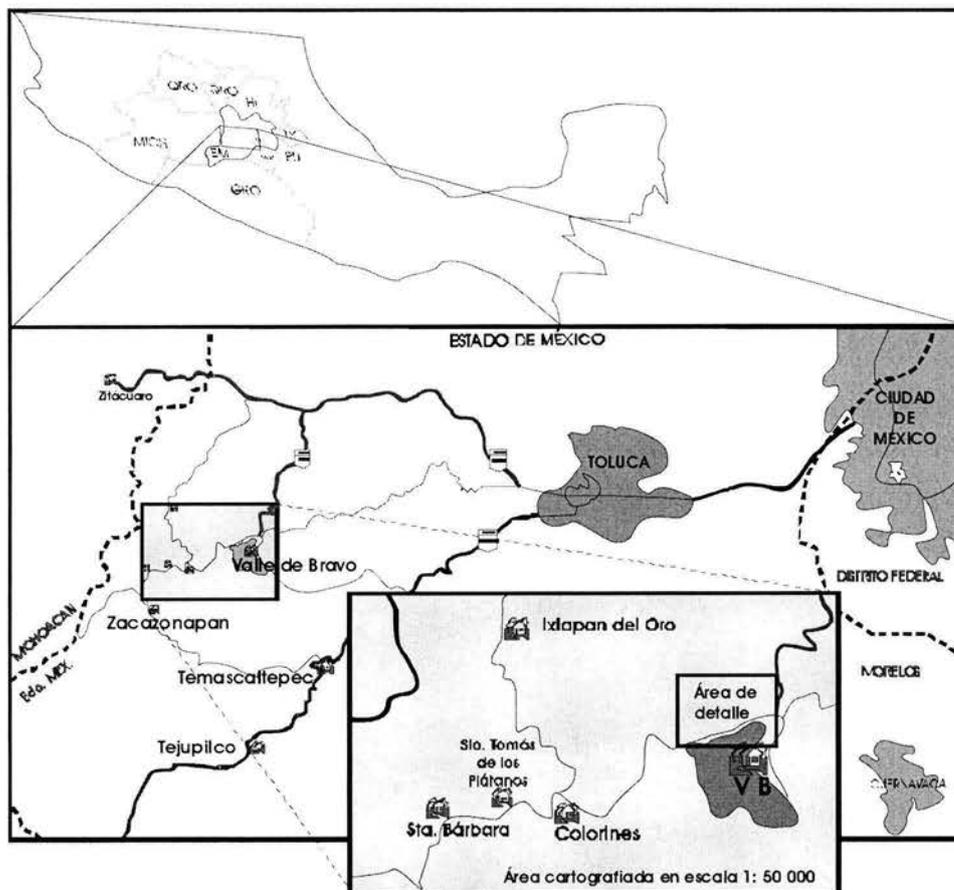


Figura 1. Mapa de localización. El área de estudio se encuentra cerca del límite occidental del Estado de México, está marcada por un recuadro de color gris, que corresponde al área cartografiada a semi-detalle. En el recuadro ampliado se muestra otro recuadro pequeño que representa el área de trabajo cartográfico y detallado.

Se decidió realizar este análisis en las rocas metasedimentarias de Valle de Bravo, porque afloran en el Cerro del Santuario, en el cual hay abundantes cortes de caminos (carretera federal, terracerías y calles) en varias direcciones que permiten observar las estructuras en tres dimensiones, y con ello tener un buen control de sus relaciones espacio-temporales, que es un requisito básico para este tipo de trabajos. Además, en este paquete de rocoso, las estructuras están bien desarrolladas y son observables en escala métrica.

La importancia de este trabajo es explorar, por primera vez en México, el potencial de la microtermometría de inclusiones fluidas en vetas de deformación como geotermómetro y/o geobarómetro en unidades deformadas en condiciones de bajo y muy bajo grado de metamorfismo, que por su composición no desarrollan facies metamórficas, con las cuales normalmente se obtiene esta información de temperatura y presión.

1.1 Objetivos

Esta tesis tiene como objetivo principal comprender los procesos de deformación que afectaron el paquete metasedimentario de Valle de Bravo en términos de tiempo relativo, espacio, geometría y temperatura. Para lo cual, se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Caracterizar la geometría, escala y temporalidad relativa de los dos grupos de estructuras de acortamiento y sus vetas asociadas, así como de las fallas, fracturas y vetas tardías que los cortan.
- Determinar la trayectoria térmica de este conjunto de rocas aplicando microtermometría de inclusiones fluidas en los minerales de cuarzo y calcita de las diferentes generaciones de vetas de estas rocas.
- Valorar la aplicación de la técnica de microtermometría de inclusiones fluidas en las vetas de deformación y metamorfismo de las rocas metasedimentarias estudiadas.
- Analizar las estructuras estudiadas en una escala regional, para correlacionarlas con otras estructuras cercanas al área.

2. Antecedentes

2. 1 Terreno Guerrero

Antes de los años setenta ya se tenía conocimiento de la existencia de rocas metamórficas de bajo y muy bajo grado que afloraban en la porción occidental del Estado de Guerrero y en el Estado de México (Fries, 1960), las cuales fueron interpretadas de acuerdo con los conceptos de la época como rocas de basamento y consideradas de edad paleozoico.

Más tarde, se hacen nuevos estudios geológicos del paquete de rocas metamórficas de bajo grado que afloran en el área de Ixtapan de la Sal, en los que este paquete se describe como parte de la secuencia metamorfizada volcano-sedimentaria de Ixtapan de la Sal, y con datos paleontológicos de les asigna una edad Titoniano-Aptiano (Campa *et al.*, 1974 y 1977). Este dato es importante porque es la primera vez en nuestro país en que se reportan rocas metamórficas de edad post-paleozoicas que no se consideran rocas de un basamento paleozoico o precámbrico.

Algunos años después se reanalizan a la luz de nuevos datos las características litológicas, estructurales, edad, metamorfismo y significado tectónico de estas rocas, que permiten visualizar a estas rocas como parte de uno de los complejos metamórficos importantes del sur de México, El Complejo Tierra Caliente (Ortega-Gutiérrez, 1981),

que es el precedente para que más tarde se definiera a este conjunto de rocas como el Terreno Guerrero.

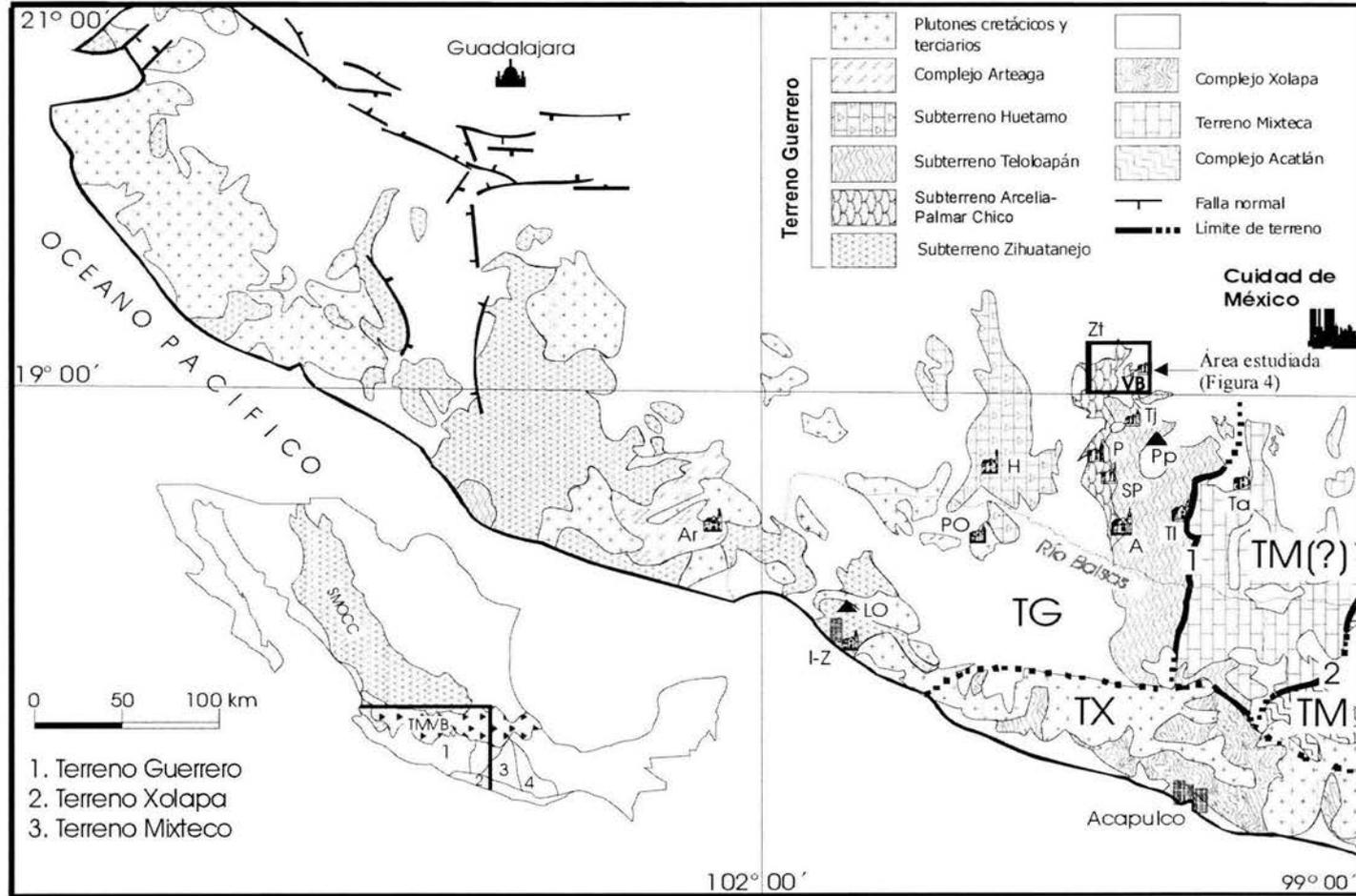


Figura 2. Mapa Geológico simplificado del Suroeste de México, donde se puede ver la localización del área de Valle de Bravo, y los límites de los Terrenos: Guerrero (TG), Mixteco (TM), and Xolapa (TX). Así mismo se muestra la subdivisión del Terreno Guerrero en subterrenos (después de Coney y Campa-Uranga, 1987): A=Arcelia, Ar=Arteaga, H=Huetamo, I-Z=Ixtapa-Zihuatanejo, LO=localidad de Las Ollas, P=Palmar Chico, PO=Placeres del Oro, Pp=localidad de Pepechuca, SP=San Pedro Limón, TI=Teloloapan, Tj=Tejupilco, Tx=Taxco, VB=Valle de Bravo, Zi=Zitácuaro (Elias *et al.*, 2000)

De acuerdo con el concepto de terrenos tectono-estratigráficos las rocas estudiadas forman parte del Terreno Guerrero, el cual fue formalmente descrito por Campa y Coney (1983) como un terreno compuesto formado por rocas volcánicas y sedimentarias de afinidad de arcos de islas y cuencas oceánicas, afectadas por metamorfismo de bajo y muy bajo grado, cuyas edades van del Triásico al Cretácico Temprano (Centeno *et al.*, 1993).

Campa y Coney (1983), tomaron como base las características litológicas, grado de metamorfismo y deformación, para subdividir el sector sur de este terreno (que incluye los estados de Guerrero, Michoacán y Colima), en tres subterrenos: Teloloapan-Ixtapan, Huetamo y Zihuatanejo.

Sin embargo, después de casi una década, con nuevos datos de campo, geoquímica, petrografía, geología estructural, sedimentología, geocronología, paleontología y estratigrafía detallada, y la comparación de estas características en los distintos conjuntos rocosos o subterrenos (Monod y Foure, 1991; Talavera *et al.*, 1993; Elías y Sánchez, 1992; Elías *et al.*, 1996; Salinas-Prieto, 1994; Centeno *et al.*, 1993; Guerrero *et al.*, 1993), se planteó una nueva subdivisión de este gran terreno de la siguiente manera: subterreno Teloloapan, subterreno Arcelia-Palmar Chico y subterreno Zihuatanejo-Huetamo (Figuras 2 y 3).

El área estudiada se localiza cerca de lo que ha sido considerado el límite entre los subterrenos Teloloapan y Arcelia-Palmar Chico (Talavera, 2000 y Salinas-Prieto *et al.*, 2000), por lo tanto se describirán con más detalle en los siguientes incisos.

2.2 Subterreno Teloloapan

El subterreno Teloloapan aflora en la porción más oriental del Terreno Guerrero. Limita al Oriente con la Plataforma Morelos-Guerrero y al Poniente con el subterreno Arcelia-Palmar Chico, ambos límites son tectónicos. Talavera (2000), describe a este subterreno como una secuencia típica de arco, altamente deformada e hidrotermalmente alterada que consiste en más de 3000 metros de basaltos, andesitas, dacitas y riolitas calcialcalinas, altas en potasio, del Cretácico Temprano (Hauteriviano-Aptiano), cubiertas

por pizarras tobáceas, calizas bioclásticas y arrecifales, turbiditas volcanoclásticas y pizarras de edad Albiano-Cenomaniano (Figura 3).

Aún no se han reportado afloramientos de basamento de este paquete. Sin embargo, Elías y Ortega-Gutiérrez (1997) han reportado xenolitos gnéisicos en rocas ígneas cenozoicas de la parte norte del campo volcánico La Goleta que afloran en la región de Tejupilco, a las cuales interpretan como fragmentos de una corteza antigua.

Salinas-Prieto (1994) y Salinas-Prieto *et al.* (2000) estudiaron en detalle la deformación de las rocas de la porción central del subterreno Teloloapan y caracterizaron dos eventos de deformación, D_1 y D_2 . El primer evento está representado por una serie de pliegues isoclinales y cabalgaduras con vergencia general hacia el oriente, con una lineación por extensión asociada que tiene rumbo general entre 070 y 090. El segundo evento está representado por pliegues asimétricos de escala métrica asociados a fallas inversas con vergencia opuesta a D_1 , es decir, hacia el poniente. Así mismo, consideran que ambas deformaciones ocurrieron durante el evento orogénico laramídico, que tuvo lugar durante el Paleoceno. Su argumento es que las estructuras de D_1 y D_2 están presentes tanto en los subterrenos Teloloapan y Arcelia-Palmar Chico, como en la Fm. Mezcala (del Cretácico Superior) en la Plataforma Morelos-Guerrero.

2.3 Subterreno Arcelia-Palmar Chico

El subterreno o Arco de Arcelia (“Arco Guerrero” de Freydier *et al.*, 1996, “Arco Arcelia” de Monod y Foure, 1991) ha sido descrito como una unidad esencialmente volcánica, formada por lavas almohadilladas, hialoclastitas intercaladas con rocas sedimentarias silíceas y pizarras negras, con una cubierta superior predominantemente sedimentaria (Figura 3). Es considerado como un arco de composición toleítica que contrasta con la composición predominantemente calcialcalina del subterreno Teloloapan (Talavera, 2000).

Este paquete se distribuye a lo largo de una franja orientada N-S, entre los subterrenos Teloloapan y Zihuatanejo-Huetamo, con los cuales los contactos son tectónicos. En la porción central el contacto con el subterreno Teloloapan es una cabalgadura con vergencia hacia el oriente (Salinas-Prieto *et al.*, 2000). La misma

relación se observó en la porción norte, al poniente de Valle de Bravo. El contacto con las rocas del subterreno Huetamo no se observa porque parece estar sepultado por abundantes depósitos de lechos rojos cenozoicos (Elías y Ortega, 1998).

Los primeros análisis geoquímicos con los que se demostró la afinidad toleítica de estas rocas volcánicas en contraste con la calcialcalina de Teloloapan fueron aportados por Ortiz *et al.* (1990), quienes además compararon la geoquímica de estas rocas con sus similares de Guanajuato. Estas ideas más tarde fueron retomadas y desarrolladas por un grupo de geólogos franceses quienes plantearon el modelo tectónico Arco Guerrero-Cuenca de Arperos (Freydier *et al.*, 1996 y 2000).

De manera general, con base en fechamientos geocronológicos (Ar/Ar y K/Ar) de lavas la edad del subterreno Arcelia se ubica entre 93 a 105 Ma, es decir, es Albiano-Cenomaniano (Delgado *et al.*, 1990; Ortiz y Lapierre, 1991; Elías, 1993), edad que ha sido corroborada con el estudio de microfauna (Guerrero *et al.*, 1990)

A partir de las características arriba mencionadas de los subterrenos Teloloapan y Arcelia-Palmar Chico, se puede decir que en edad e historia de deformación estos dos subterrenos son muy similares, sin embargo, se diferencian en primera instancia por su estratigrafía que indica ambientes de depósito diferentes, así como por la naturaleza geoquímica de las rocas volcánicas que contienen. Es decir, mientras que el subterreno Arcelia-Palmar Chico tiene un importante componente volcánico de afinidad toleítica, con espesores menores de rocas volcanoclásticas y pedernal, que corresponden a un ambiente profundo, el subterreno Teloloapan contiene una parte predominante de rocas sedimentarias cuyos sedimentos calcáreos se depositaron en un ambiente relativamente somero y las rocas volcánicas asociadas son de composición predominantemente calcialcalina.

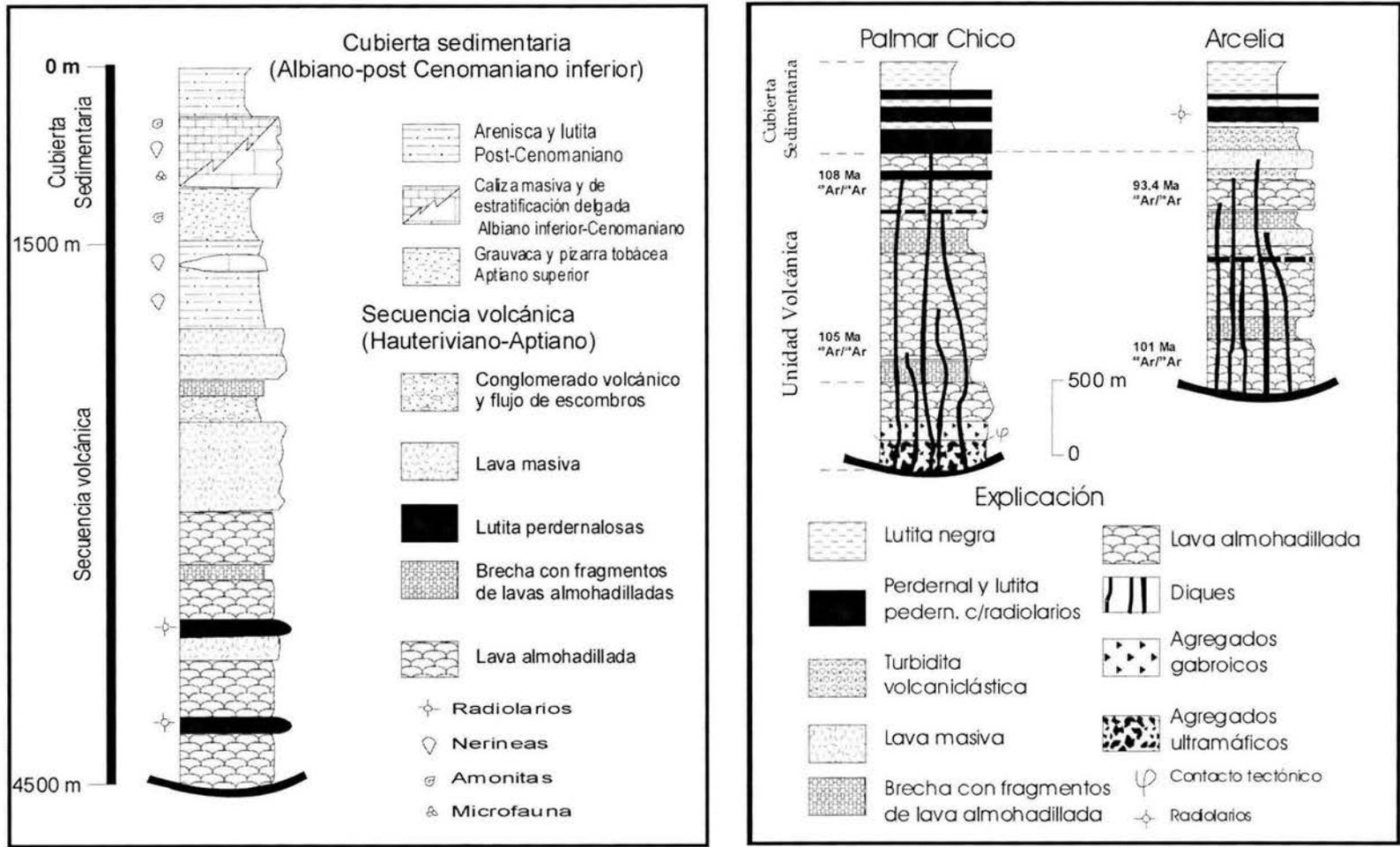


Figura 3. Columnas litoestratigráficas generalizadas de los subterrenos Teloloapan y Arcelia-Palmar Chico. Se muestran los horizontes fechados por métodos paleontológicos o isotópicos (tomado de Guerrero *et al.*, 1990, en Talavera (2000)).

Salinas-Prieto *et al.* (2000), consideran que el subterreno Arcelia-Palmar Chico ha experimentado una deformación muy intensa, con los mismos elementos estructurales del subterreno Teloloapan, representada por pliegues isoclinales con vergencia hacia el Este. Las cabalgaduras regionales tienen rumbo general N-S y lineación por extensión E-W. Los pliegues de la segunda generación son de escala métrica, asimétricos, y con vergencia general hacia el SW.

2.4 Otros trabajos de geología del área

Neher (1983) realizó el primer estudio estructural detallado de las rocas metasedimentarias de Valle de Bravo, en el cual identificó dos generaciones de pliegues. Los pliegues de la primera generación con geometría isoclinal y un eje con actitud variable, aunque la mayoría son horizontales y con rumbos NE-SW. Los pliegues de la segunda generación son abiertos y con geometría variable. Ambas generaciones de pliegues tienen sus respectivas foliaciones asociadas S_1 y S_2 , que en principio son similares a las que se analizarán en este estudio en el capítulo de geología estructural.

Tolson (1993), estudió en detalle las estructuras de una secuencia volcánico-sedimentaria en el área de Santa Rosa, al SW de Valle de Bravo, y determinó dos eventos de plegamiento con sus foliaciones S_1 y S_2 asociadas. S_1 buza de 20 a 30° en dirección al SW, la cual fue plegada alrededor de un eje buzante 20° hacia el W, con una foliación S_2 espaciada asociada a este segundo plegamiento. Además, Neher (1983) y Tolson (1993), reportan en sus trabajos diversas generaciones de vetas relacionadas a los eventos de plegamiento D_1 y D_2 y enfatizan la importancia de estas estructuras en los procesos que deformaron estas rocas.

Por otro lado, Sánchez-Zavala (1993) en el área de Tejupilco caracterizó petrográficamente dos secuencias: “Secuencia Tejupilco-Teloloapan”, predominantemente sedimentaria: formada por limolitas y calizas arcillosas, areniscas y conglomerados, argilitas calcáreas, y cuerpos lenticulares de lavas almohadilladas (cerca del poblado de Santa Bárbara); y “Secuencia Arcelia-Otzoloapan”, la cual es predominantemente volcánica,

Salinas-Prieto *et al.* (2000), consideran que el subterreno Arcelia-Palmar Chico ha experimentado una deformación muy intensa, con los mismos elementos estructurales del subterreno Teloloapan, representada por pliegues isoclinales con vergencia hacia el Este. Las cabalgaduras regionales tienen rumbo general N-S y lineación por extensión E-W. Los pliegues de la segunda generación son de escala métrica, asimétricos, y con vergencia general hacia el SW.

2.4 Otros trabajos de geología del área

Neher (1983) realizó el primer estudio estructural detallado de las rocas metasedimentarias de Valle de Bravo, en el cual identificó dos generaciones de pliegues. Los pliegues de la primera generación con geometría isoclinal y un eje con actitud variable, aunque la mayoría son horizontales y con rumbos NE-SW. Los pliegues de la segunda generación son abiertos y con geometría variable. Ambas generaciones de pliegues tienen sus respectivas foliaciones asociadas S_1 y S_2 , que en principio son similares a las que se analizarán en este estudio en el capítulo de geología estructural.

Tolson (1993), estudió en detalle las estructuras de una secuencia volcano-sedimentaria en el área de Santa Rosa, al SW de Valle de Bravo, y determinó dos eventos de plegamiento con sus foliaciones S_1 y S_2 asociadas. S_1 buza de 20 a 30° en dirección al SW, la cual fue plegada alrededor de un eje buzante 20° hacia el W, con una foliación S_2 espaciada asociada a este segundo plegamiento. Además, Neher (1983) y Tolson (1993), reportan en sus trabajos diversas generaciones de vetas relacionadas a los eventos de plegamiento D_1 y D_2 y enfatizan la importancia de estas estructuras en los procesos que deformaron estas rocas.

Por otro lado, Sánchez-Zavala (1993) en el área de Tejupilco caracterizó petrográficamente dos secuencias: “Secuencia Tejupilco-Teloloapan”, predominantemente sedimentaria: formada por limolitas y calizas arcillosas, areniscas y conglomerados, argilitas calcáreas, y cuerpos lenticulares de lavas almohadilladas (cerca del poblado de Santa Bárbara); y “Secuencia Arcelia-Otzoloapan”, la cual es predominantemente volcánica,

formada por lavas almohadilladas de composición andesítico-basáltica, hialoclastitas, y sedimentos tobáceos y silíceos, en la cual caracterizaron facies de Prehnita-Pumpellyita.

Adicionalmente, Freydier *et al.*, (1996) estudiaron las rocas en la misma área y las ubican en un contexto tectónico más amplio, porque correlacionan a estas rocas con las localidades de Porohui y Corrales (Guanajuato), y consideran al paquete sedimentario como parte de los depósitos de la “Cuenca de Arperos”, la cual representa la sutura entre el “Arco Guerrero” (formado por todo el Terreno Guerrero) y la Sierra Madre Oriental, y correspondería al límite entre rocas de afinidad tetisiana y pacífica. Estos mismos autores propusieron que el contacto entre los paquetes sedimentario y volcánico como una cabalgadura con rumbo casi N-S y vergencia al E, asociada a un conjunto de estructuras compresivas con vergencia hacia el NE, que permitieron, según los autores, que el “Arco Guerrero” cabalgara sobre la “Cuenca de Arperos”. Sin embargo, en este trabajo se observa que también hay pliegues y cabalgaduras en las rocas metasedimentarias que vergen hacia el SW.

Finalmente, Elías *et al.* (2000), fecharon en 103 ± 1 Ma (mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total) las lavas almohadilladas de Santa Bárbara, las cuales pertenecen al subterreno Teloloapan o “Secuencia Teloloapan-Tejupilco” (Sánchez-Zavala, 1993) o “Cuenca de Arperos” (Freydier *et al.*, 1996) y que en este trabajo se describen como parte del conjunto de rocas metasedimentarias (MS). De igual forma, fecharon en 93 ± 0.5 Ma (mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total) las rocas volcánicas del subterreno Arcelia, “Secuencia Arcelia-Otzoloapan” o “Arco Guerrero”, y que en este trabajo nos referiremos como paquete metavolcánico (MV).

3. Marco geológico

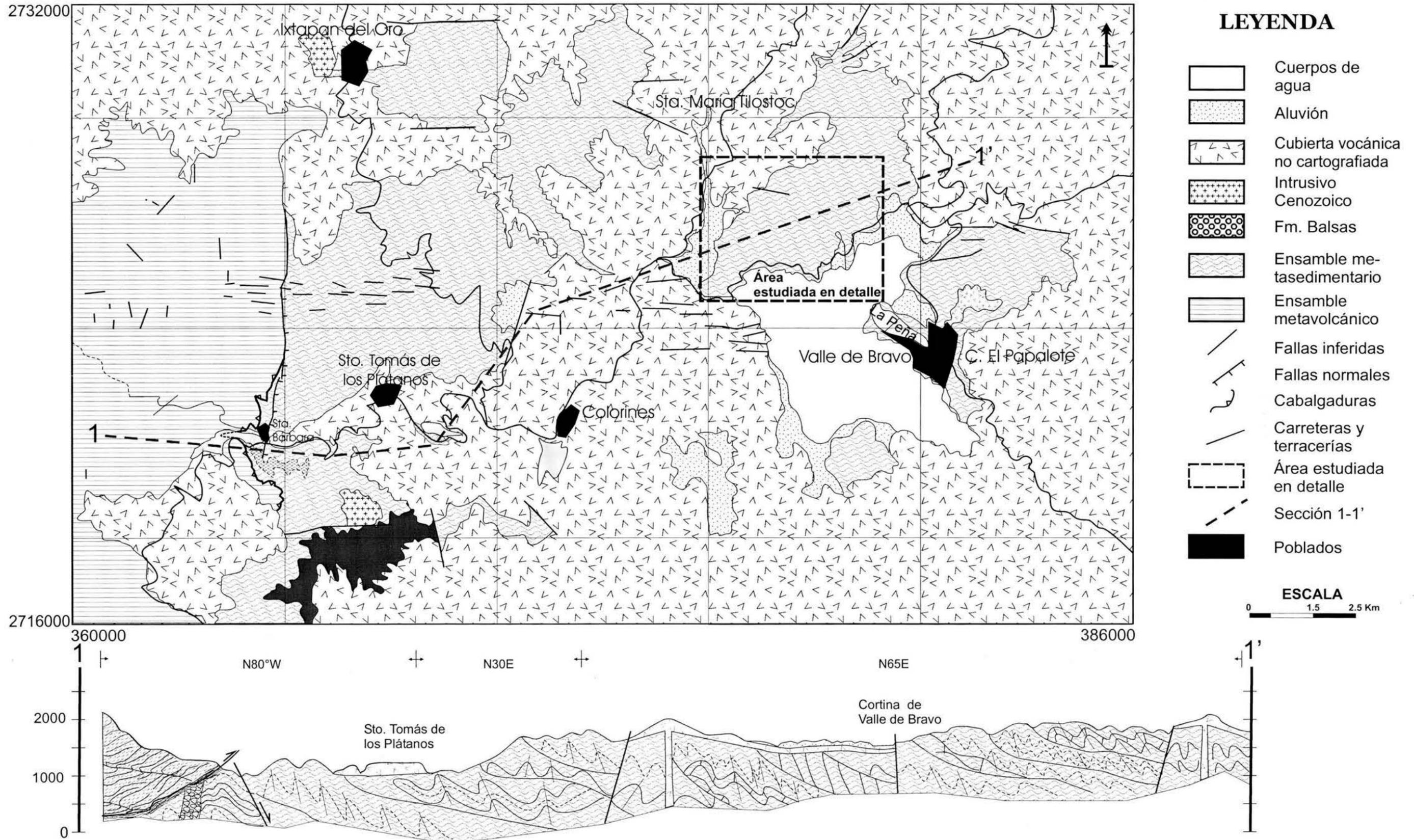
Aunque en la mayor parte de la tesis se describe la deformación de las rocas metasedimentarias (MS) de Valle de Bravo, en este apartado se discutirá la estratigrafía y las características estructurales internas de las diferentes litologías del área, las relaciones de corte de sus estructuras y la relación de contacto con el conjunto de rocas metavolcánicas (MV), que representa regionalmente un contacto tectónico importante. El análisis de las estructuras en escala regional nos permite ubicarlas en un marco geológico amplio, y aunque no es un objetivo central de la tesis, también se pueden establecer relaciones con los distintos eventos de acreción que dieron lugar al Terreno Guerrero tal como lo conocemos ahora.

3.1 Geología regional

En el área de Valle de Bravo-Sta. Bárbara-Ixtapan del Oro las rocas más antiguas corresponden a dos conjuntos rocosos de edad cretácica que fueron altamente deformados y metamorfisados en condiciones de bajo y muy bajo grado: las rocas metasedimentarias (MS) de Valle de Bravo, y un conjunto de rocas metavolcánicas (MV) que afloran en la parte occidental del área (Figuras 4 y 5).

Estos dos paquetes están cubiertos discordantemente por lechos rojos de la Fm. Balsas, por ignimbritas oligocénicas (Elías, 1993a), por rocas volcánicas efusivas y por depósitos de aluvión cuaternarios y cortadas por intrusivos terciarios.

Figura 4. Mapa geológico del área de Valle de Bravo-Ixtapan de Oro-Sta. Barbara, Edo. de México (modificado de Sánchez Zavala, 1993)



El conjunto MS está formado esencialmente por filita de composición calcárea intercalada con caliza, aunque también contiene filita de sericita + cuarzo ± clorita, filita rica en materia orgánica intercalada con láminas de sulfuros, y metagrauvaca con clastos volcánicos y algunos cuerpos de caliza bioclástica (Figura 5).

El conjunto de rocas MV consiste principalmente de lavas de composición andesítico-basáltica y sus depósitos volcánicos asociados, así como algunos cuerpos de pedernal intercalados con lutita pedernalosa, limolita y arenisca de grano fino rica en fragmentos volcánicos. (Figura 4 y 5).

Por otro lado, ambos paquetes de rocas experimentaron dos importantes eventos de deformación por acortamiento, D_1 y D_2 , a los cuales se sobrepone un tercer pequeño evento de acortamiento menos intenso. De acuerdo con las observaciones de campo, el tercer evento de acortamiento, el cual solo se observa de manera local, alrededor de la zona de contacto entre los conjuntos MS y MV, puede corresponder a una reactivación de la foliación de S_1 posterior a D_2 . Finalmente, todas estas estructuras fueron cortadas por fallas normales y fracturas.

La respuesta de las rocas metasedimentarias y metavolcánicas a estos eventos de deformación es diferente, por lo cual, las características de los grupos de estructuras en cada uno de los paquetes tienen geometrías y escalas distintas, que serán descritas más ampliamente en el siguiente inciso en el que se describe la Geología Estructural.

Las edades de ambos conjuntos de rocas han sido determinadas en el área por métodos isotópicos en las lavas que contienen (Elías *et al.*, 2000). Para las lavas almohadilladas de Santa Bárbara, las cuales están intercaladas con las rocas metasedimentarias obtuvo una edad de 103 ± 1 Ma (Ar^{39}/Ar^{40} , roca total), mientras que para las lavas del paquete metavolcánico se reportó una edad de 93 ± 0.5 Ma (Ar^{39}/Ar^{40} , roca total); es decir, ambas unidades se formaron más o menos en la parte media del Cretácico. Estas edades se consideran como edades de cristalización de las lavas, y por lo tanto de sus conjuntos correspondientes, porque coinciden con las edades obtenidas mediante el estudio de microfauna que ha sido estudiada en ambos conjuntos en localidades que se localizan al sur del área (Guerrero *et al.*, 1993 y Salinas-Prieto, 1994).

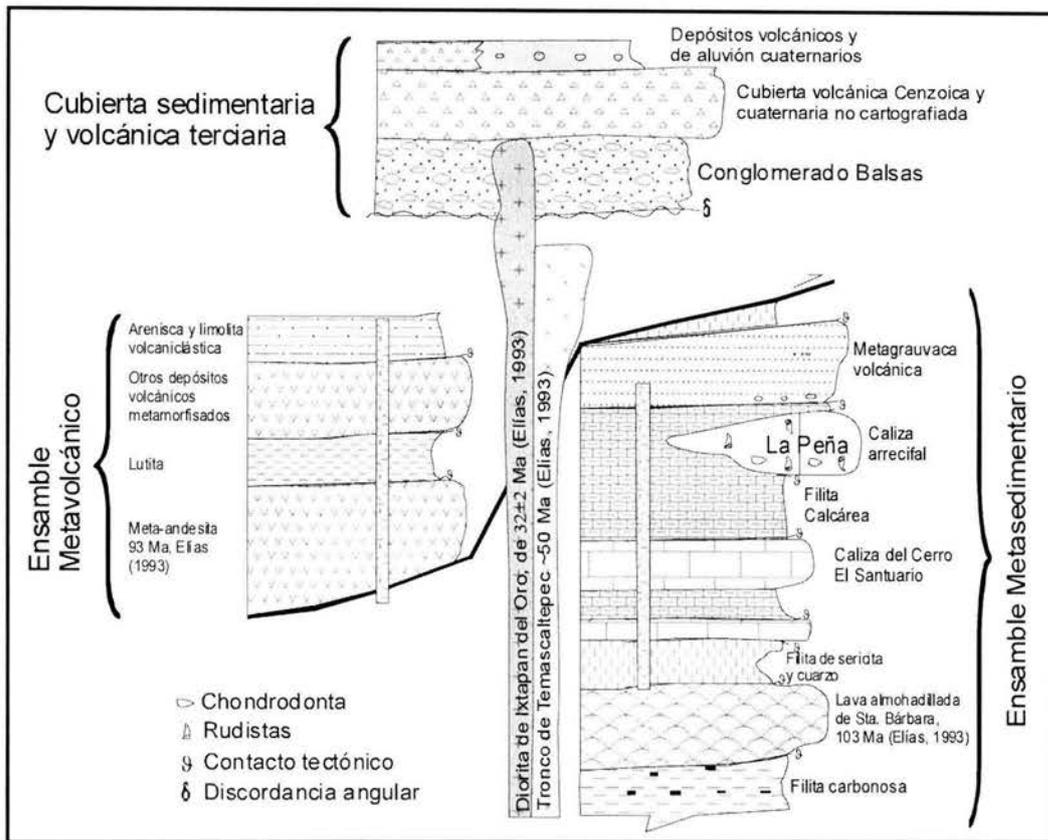


Figura 5. Columna estratigráfica compuesta, representativa del área Valle de Bravo, Santa Bárbara e Ixtapan del Oro. Se muestran las relaciones de sobreposición de los diferentes cuerpos litológicos del área, más no sus espesores reales. Los contactos entre las diferentes litologías que constituyen los conjuntos metasedimentario y metavolcánico son tectónicos, en ningún caso se observaron sus relaciones estratigráficas originales. En cambio, sí se observaron los contactos discordantes de las rocas metamórficas con la cubierta volcánica y con los lechos rojos presumiblemente del Grupo Balsas. Son claras las relaciones de intrusión de los cuerpos de Temascaltepec e Ixtapan del Oro, que cortan a las rocas metasedimentarias doblemente deformadas. La relación estratigráfica entre el intrusivo de Temascaltepec y los lechos rojos no fue observada. También se reconocieron dos generaciones de diques: los primeros fueron observados en las rocas metasedimentarias, los cuales cortan S_1 y fueron luego plegados durante D_2 , y otros que cortan a las rocas metavolcánicas doblemente acortadas.

Por otro lado, la Fm. Balsas, cubre discordantemente a estos conjuntos. Esta unidad está formada principalmente por capas de un conglomerado con clastos de caliza, filita y fragmentos de rocas volcánicas, soportados por una matriz arenosa de color rojizo, que han sido ubicados por estratigrafía y palinología entre finales del Maastrichtiano y el

Eoceno (Altamira, 2002, Campa *et al.*, 2002). Esta unidad no fue afectada por D₁ y D₂, pero sí por fallas y fracturas tardías.

En el área estudiada también afloran rocas ígneas intrusivas y extrusivas del cenozoico. Las rocas intrusivas más antiguas están representadas por el “Tronco de Temascaltepec”, que es un cuerpo de composición granítica, que corta a los paquetes MS y MV, así como a las estructuras D₁ y D₂. Las edades reportadas por Jacobo-Albarrán (1986 en Elías, 1993a) y el Elías (1993a) son de 48.6±2 Ma y 51± 3 Ma, respectivamente, ambos utilizaron el método K-Ar en biotitas. Otro cuerpo intrusivo que aflora al en la parte norte del área es la diorita de Ixtapan del Oro cuya edad reportada por Elías (1993a) es de 32±2 Ma.

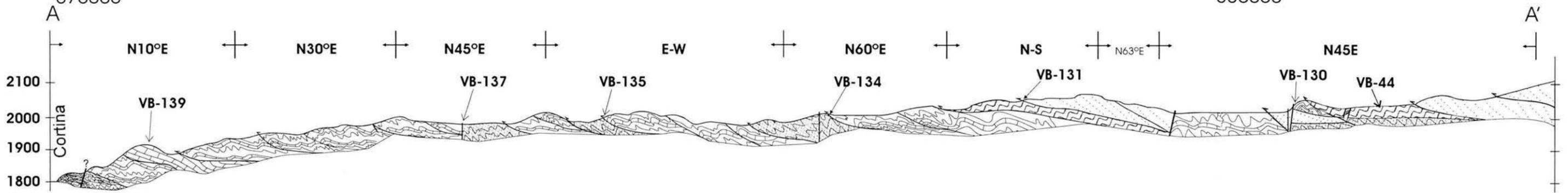
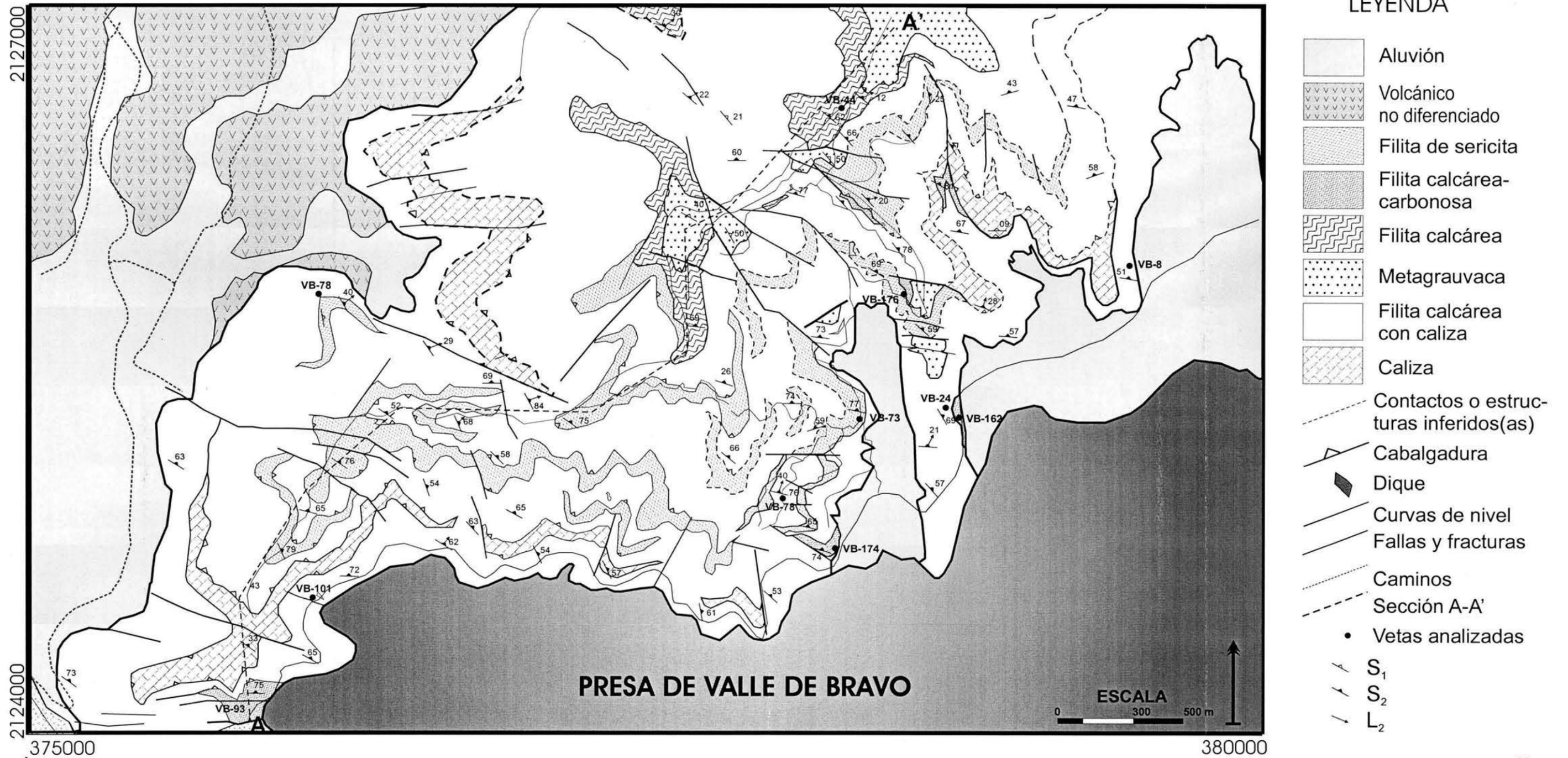
Además de las rocas intrusivas, en el área afloran ignimbritas de composición félsica, que se consideran de edad oligocénica (Elías, 1993a) que afloran al sureste del poblado de Colorines. Estos depósitos no se diferenciaron en el mapa de los otros depósitos volcánicos de edad cuaternaria que están presentes en el área porque no ser uno de los fines de este trabajo.

3.2 Geología local

En los alrededores de la presa de Valle de Bravo afloran rocas que son parte del conjunto de rocas metasedimentarias cretácicas, las cuales en esta área están cubiertas por lavas de composición andesítica a basáltica, y otros depósitos volcánicos no diferenciados, de posible edad cenozoica. En el campo encontramos estas rocas volcánicas junto con depósitos de aluvión rellenando los valles (Figura 5 y 6).

El mapa geológico detallado (Figura 6) solo incluye parte del margen norte de la Presa de Valle de Bravo, y al Cerro El Santuario, el cual tiene una forma alargada en dirección NE-SW. Se eligió el Cerro El Santuario para realizar el estudio estructural detallado porque además de ser cortado por la carretera federal sobre la margen norte de la presa, recientemente se han hecho en él abundantes cortes en diferentes direcciones para construir un fraccionamiento. Estos cortes permiten tener una buena observación de las estructuras en tres dimensiones, y con ello se estableció con claridad la geometría y las relaciones de sobreposición de las estructuras estudiadas.

Figura 6. Mapa Geológico detallado del Cerro El Santuario, Valle de Bravo, Edo. de México.



Las unidades litológicas cartografiadas presentan una intensa deformación, y todos sus contactos son tectónicos (Figura 7A), es decir, forman una serie de pequeñas escamas tectónicas imbricadas (Figura 7B) que fueron desarrolladas durante D_2 , todas con vergencia general hacia el SW. Estas relaciones se pueden observar muy claramente en el mapa y la sección A-A' de la Figura 6. Dichos contactos impiden establecer claramente las relaciones estratigráficas pre-deformación de estas unidades.

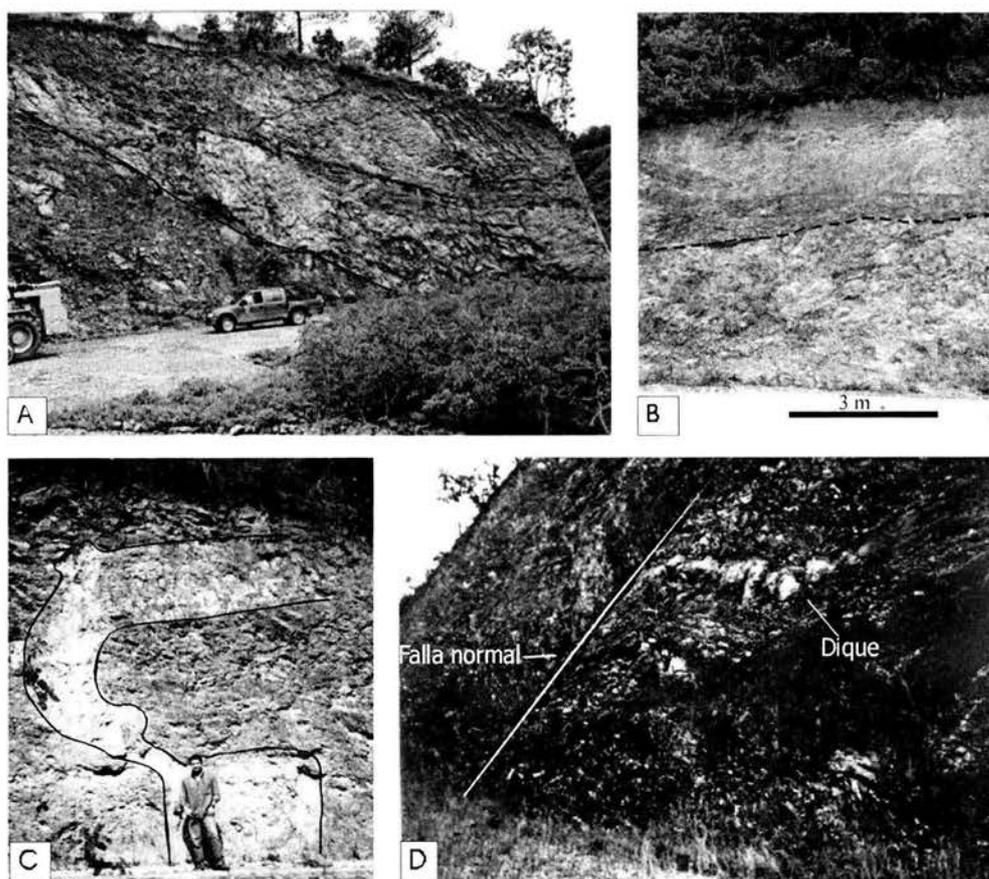


Figura 7. Estructuras en escala de afloramiento: **A**, Cabalgadura que pone en contacto a la Filita de sericita sobre la Filita calcárea con caliza, la cabalgadura verge hacia el SW; **B**, contacto sub-horizontal entre la Filita carbonosa y la Filita de sericita y clorita, nótese el contraste en textura; **C**, dique de composición dacítica que corta S_1 , y fue plegado por D_2 ; y, **D**, diquestrato paralelo a S_1 , cortado por una falla normal.

En el Cerro del Santuario se pueden distinguir seis diferentes litologías: filita calcárea, filita calcárea con caliza, caliza, filita de sericita y clorita, filita carbonosa y metagrauvaca. Todo el conjunto es de composición esencialmente calcárea, pero se distinguieron las unidades con base en su textura, en el espesor de las capas, y en los ligeros cambios composicionales y características de deformación y vetillas que se observan en ellas.

Además de las rocas de protolito sedimentario, también observamos diques de composición andesítico-dacítica cortando a estas rocas. Algunos de estos diques son sub-verticales y otros son subhorizontales. También se observa que estos diques son de diferentes edades con base en sus relaciones de corte respecto a las estructuras del área (Figura 7C). En algunos afloramientos son cortados por las fallas normales tardías (Figura 7D).

La filita de composición calcárea intercalada con estratos delgados de caliza constituye el paquete más abundante. En afloramiento se distingue de las otras unidades por su color claro, amarillo pálido, por la presencia de escasas vetas, las cuales son predominantemente de composición calcárea, y por el estilo de sus pliegues, que son abiertos y están controlados por las capas de caliza (Figura 8A). En estas rocas observamos una primera foliación, S_1 , que es penetrativa en escala microscópica y está caracterizada por un clivaje pizarroso que predomina en las zonas más arcillosas (ver Anexo 1-1), y que es más espaciado en la caliza; y una segunda foliación espaciada, S_2 , que es penetrativa en escala de decimétrica a métrica. Además, se observaron algunas charnelas de pliegues isoclinales intrafoliales, plegadas. Los pliegues de la segunda generación, a diferencia de los pliegues isoclinales de la primera, varían entre abiertos y ligeramente apretados.

La filita calcárea arcillosa a diferencia de la anterior no tiene caliza interestratificada, pero sí una componente arcillosa importante. Las capas tienen un espesor muy homogéneo (de 1 a 3 cm), en las que S_1 es paralelo a S_0 . S_1 es un clivaje pizarroso típico, que se observa plegado, y estos pliegues tienen formas asimétricas. Estos pliegues tienen geometría tipo chevrón y son estructuras continuas, es decir, normalmente no están asociados con cabalgaduras (Figura 8B). También se distinguen porque tienen

muy pocas vetas. Esta unidad es poco abundante, y los contactos con las filitas calcáreas con calizas son poco contrastantes porque son litológicamente muy parecidos.

La caliza tiene una expresión notable en la topografía porque forma los macizos de las partes altas del Cerro El Santuario, aunque quizás el ejemplo más típico es “La Peña”, que no aparece en el mapa detallado. En “La Peña” podemos observar estratos de caliza bioclástica masiva, que a pesar de tener una foliación espaciada, preservan algunos fósiles como miliólidos, corales y chondrodonta.

En el Cerro El Santuario la caliza tiene estratos más delgados, con espesores entre 30 y 100 cm, que al igual que en La Peña está muy recristalizada, y tiene una foliación S_1 que en sección delgada se observa como una fábrica milonítica (ver Anexo 1-2). S_1 es paralela a la estratificación S_0 , y está ligeramente plegada (Figura 8C). Las calizas de “La Peña”, al igual que las del Santuario forman bloques relativamente competentes que no se observan tan afectados por D_2 como sus unidades adyacentes.

La filita de sericita es la segunda unidad más abundante. El mineral principal que observamos en estas rocas es sericita, a veces muscovita, pero también tiene cuarzo, calcita, y en ocasiones un poco de clorita y algunos óxidos de Fe (Anexo 1-3). En escala microscópica, el elemento principal de la fábrica es una primera foliación S_1 , a la cual se sobrepone una foliación por crenulación S_2 , penetrativa en escala milimétrica. A la segunda foliación se asocia una serie de pliegues con geometrías complejas, que posiblemente se deban a la incompetencia mecánica de este paquete (Figura 8D). Normalmente se observa esta unidad tectónicamente intercalada con la filita calcárea con caliza y se distingue fácilmente de ella por el color rojizo que presenta ante el intemperismo, por el espaciamiento más fino de su clivaje (S_1 y S_2), y por la abundancia de vetas que contiene, las cuales son delgadas (1 a 20 mm), y esencialmente de cuarzo.

La filita carbonosa, son de composición calcárea, pero se caracterizan por su color oscuro, que le deben a la abundante cantidad de material insoluble que contienen (Anexo 1-4). Tienen un clivaje pizarroso continuo de grano muy fino, en el que se distinguen dominios claros, donde predominan minerales de calcita y cuarzo, y dominios más oscuros de material residual. En esta unidad tuvieron muy buen desarrollo las estructuras de acortamiento, D_1 y D_2 (Figura 8E), y es la unidad que contiene la mayor cantidad de

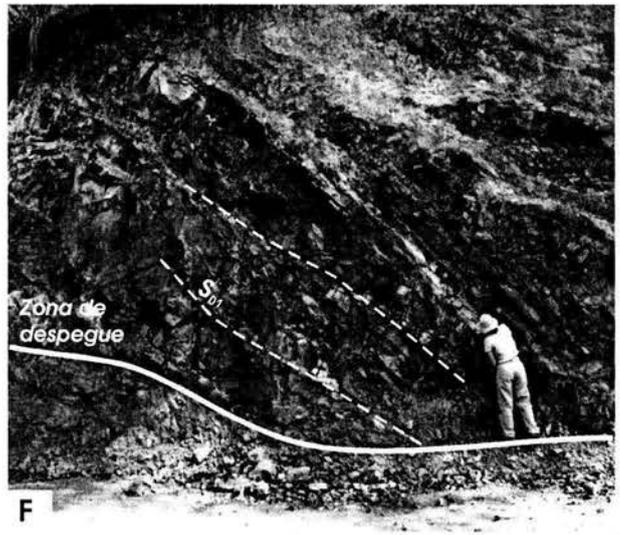
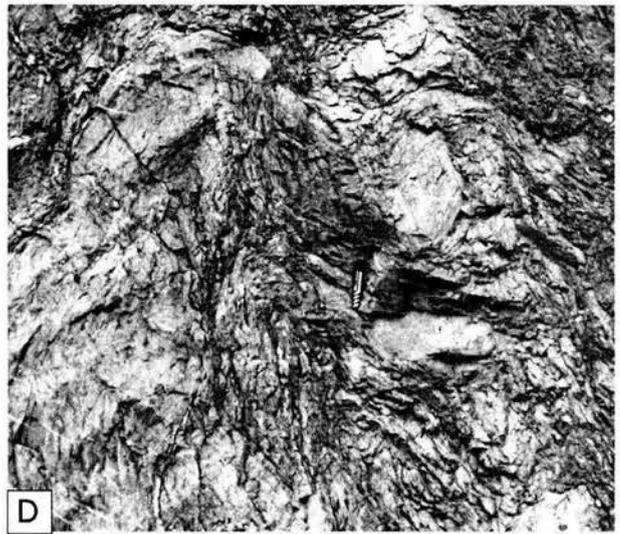
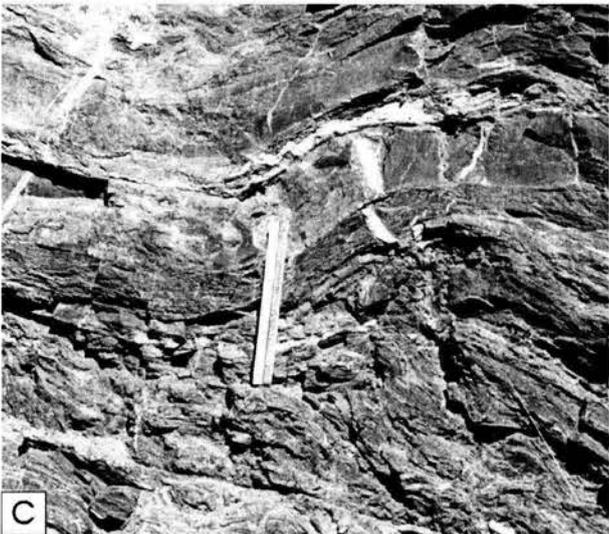
vetas, en ellas se tomaron muestras de la mayor parte de las vetas analizadas. Aparentemente son la unidad que acomoda la mayor cantidad de distorsión interna, porque normalmente se alojan alrededor de los cuerpos rocosos más resistentes, y se alojan sobre zonas de cabalgaduras con los mayores desplazamientos.

El mapeo en escala 1:10,000 (Figura 6) y el análisis de las diferentes litologías fue la base de esta tesis. En primer lugar porque ayudaron a visualizar la geometría y relaciones de contacto de las diferentes unidades en escala kilométrica; en segundo lugar, porque al distinguir las diferentes unidades por sus características internas como composición, estructuras (micro y macroscópicas) y las vetas que desarrollaron, se puede entender como ocurrieron los procesos de deformación en ellas, y a seleccionar con una visión más amplia las vetas estudiadas.

Por último, la metagrauvaca, es la litología menos abundante, y la encontramos principalmente coronando el Cerro del Santuario. Está formada por arenisca de grano grueso y fino, limolita, lutita y algunas capas de conglomerado con fragmentos redondeados de algunos centímetros de diámetro. Los clastos son principalmente de rocas volcánicas, caliza, feldespatos y cuarzo (Anexo 1-5). Los contactos con las otras unidades son fallas inversas, asociadas a D_2 (Figura 8F), de lo cual interpretamos fueron deformadas por D_2 .

La cartografía detallada (Figura 6) y el análisis de la deformación en las diferentes litologías fue muy importante para visualizar la geometría y los procesos dominantes de la deformación en ellas y con ello ver claramente las relaciones de contacto de los diferentes paquetes en escalas mayores.

Figura 8. Unidades metasedimentarias en escala de afloramiento: **A**, filita calcárea intercalada con caliza. Nótese como las capas de caliza controla la geometría del pliegue; **B**, filita calcárea. Resalta la homogeneidad del espesor de sus capas y la continua geometría de sus pliegues; **C**, caliza ligeramente plegadas. Aparentemente no está foliada, pero en sección delgada muestra una fábrica milonítica con los cristales de calcita orientados de acuerdo con la foliación; **D**, filita de sericita. Se distingue por su color, y la complejidad de sus estructuras; **E**, pliegues complejos en la filita calcárea carbonosa; y **F**, estructuras S/C de escala métrica en metagrauvaca.



4. Geología estructural

En estas rocas se observan dos grupos de estructuras de acortamiento, las primeras con características predominantemente del régimen cristal-plástico (dúctil), asociadas a una primera fase de deformación D_1 , a las cuales se sobrepone otro grupo de estructuras de características transicionales frágil-dúctil, correspondientes a una segunda fase de deformación, D_2 . A ambos grupos de estructuras se sobreponen fallas inversas, normales y fracturas tardías, que corresponden al régimen frágil o quebradizo, que se consideran estructuras tardías (respecto a D_1 y D_2).

4.1 Metodología

El análisis de las estructuras se realizó en diferentes escalas, en un orden creciente. Primero se identificaron estructuras importantes en escala de kilómetros con el objetivo de estimar su distribución espacial, y si éstas representan elementos tectónicos regionales. Posteriormente se evaluó si dichas estructuras son penetrativas en escala métrica, y si afectaron a la roca en escala microscópica, es decir, si durante la deformación también hubo cambio en la fábrica de la roca y/o metamorfismo. Estos parámetros nos permiten valorar la penetratividad y las posibles condiciones de temperatura y presión de la deformación.

En escala mesoscópica se tomaron datos estructurales de planos de foliación y de cizalla, de lineación asociada a los planos de cizalla, así como muestras orientadas, para determinar la geometría general y direcciones de transporte de las estructuras.

Como las estructuras asociadas a D_1 y algunas a D_2 son penetrativas en escala microscópica, se hicieron descripciones en sección delgada, tanto de las características de la roca como de los minerales de las vetas, que fueron muy importantes para caracterizar los mecanismos de deformación que operaron en escala microscópica en las distintas litologías, y para establecer relaciones entre la deformación de la roca y desarrollo de las vetas. En esta etapa de la investigación fueron de gran ayuda los trabajos de Passchier y Trouw (1996) para describir las microestructuras de las rocas y para determinar los mecanismos de deformación que operaron en ellas; al igual que el trabajo de Bons (2000) para describir la microestructuras internas de las vetas, entender su historia de crecimiento, y ubicar los grupos de inclusiones fluidas analizados en función de la fábrica de los minerales en las vetas.

Las vetas analizadas en esta tesis se muestrearon dentro de las rocas metasedimentarias (MS), porque en este paquete son más abundantes y están mejor desarrolladas, además, se observan mejor sus relaciones con las estructuras que las contienen.

4.2 Estructuras D_1

El primer evento de acortamiento, denominado D_1 , representa la deformación por plegamiento y cizalla más antigua en el área. Está presente en el paquete de rocas metasedimentarias (MS) y en el paquete de rocas metavolcánico (MV), en los que exhibe diferentes características, por tal razón se describirán por separado las estructuras correspondientes al primero y segundo conjunto, respectivamente.

En las rocas metasedimentarias, las estructuras de D_1 se pueden observar en escala métrica, y están representadas principalmente por pliegues apretados e isoclinales, que en su mayoría corresponden a la clase 3 de Ramsay (Figura 9), a los cuales se asocia una foliación de plano axial, S_1 , que es paralela al plano axial de los pliegues y normalmente coincide con los planos de estratificación (S_0) de las capas. S_1 es una estructura

penetrativa en escala microscópica, sobre cuyos planos crecieron minerales de sericita, clorita, y se observan cuarzo y calcita recristalizados. Sobre los planos de la primera foliación está presente una lineación por extensión poco desarrollada, representada por granos de cuarzo, sericita y calcita ligeramente estirados.

Como la foliación S_1 es paralela a los planos de estratificación, da lugar a dos posibles interpretaciones: como una foliación asociada a deformación, o bien, desarrollada por sepultamiento. Una prueba de que esta foliación es el resultado de deformación es la presencia de pliegues isoclinales a los que se asocia S_1 , los cuales fueron plegados por D_2 (Figura 9 A y B).

En las filitas de grano más fino, S_1 se presenta como un clivaje pizarroso, continuo, delineado por pequeñas láminas de material insoluble que limitan granos de calcita con formas elongadas que fueron distorsionados por disolución por presión (Anexo 1-1 y 15). De igual forma, en la filita carbonosa está presente el mismo clivaje, pero dentro de dominios de clivaje más amplios, algunos con espesores de 2 cm. Se distinguen dos dominios: los ricos en material residual, como materia orgánica y algunos óxidos de hierro y los que contienen material soluble como calcita y cuarzo. Esta separación composicional se debe a la intensa disolución por presión y transferencia de solución (Durney, 1972; Passchier, 1996) que afectó a estas rocas durante D_1 (Anexo 1-4). En algunas muestras, los dominios claros (formados por cuarzo y calcita) que se desarrollaron durante D_1 son leucocráticos, se parecen mucho a las vetas (V_1), se disponen paralelamente a S_1 , y también tienen límites discretos con los dominios adyacentes (Anexo 1-14). Sin embargo, se pueden distinguir porque los dominios de clivaje claros tienen tamaños de grano muy pequeños, que generalmente tienen forma aplastada, y porque estos granos no presentan ningún tipo de estructura interna que nos indique que crecieron dinámicamente, como en las vetas, en las que los minerales crecen de acuerdo al movimiento de las paredes.

En la filita de sericita, también encontramos un clivaje pizarroso marcado por la intercalación de finas láminas de sericita con escasa muscovita, y algunas veces un poco de clorita en los dominios de clivaje, mientras que los microlitones están ocupados por finas láminas de cuarzo policristalino con escasa calcita (Anexo 1-3, 6 y 18).

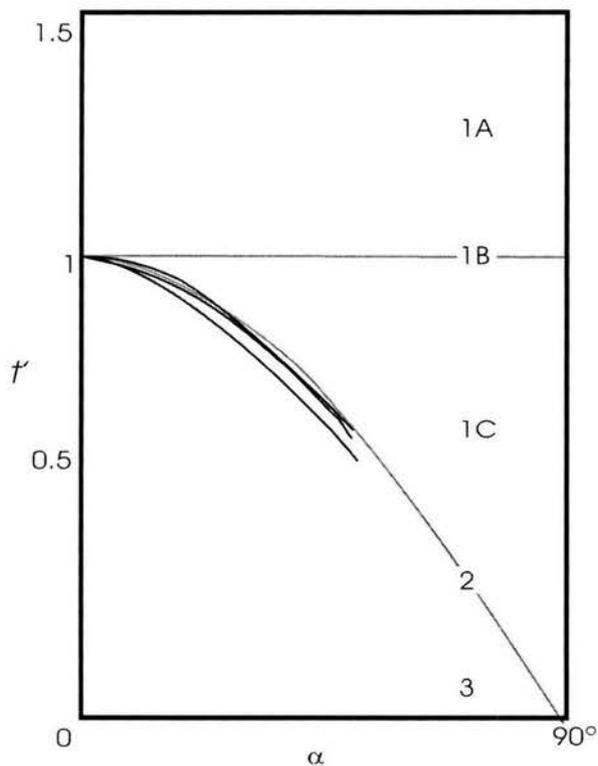
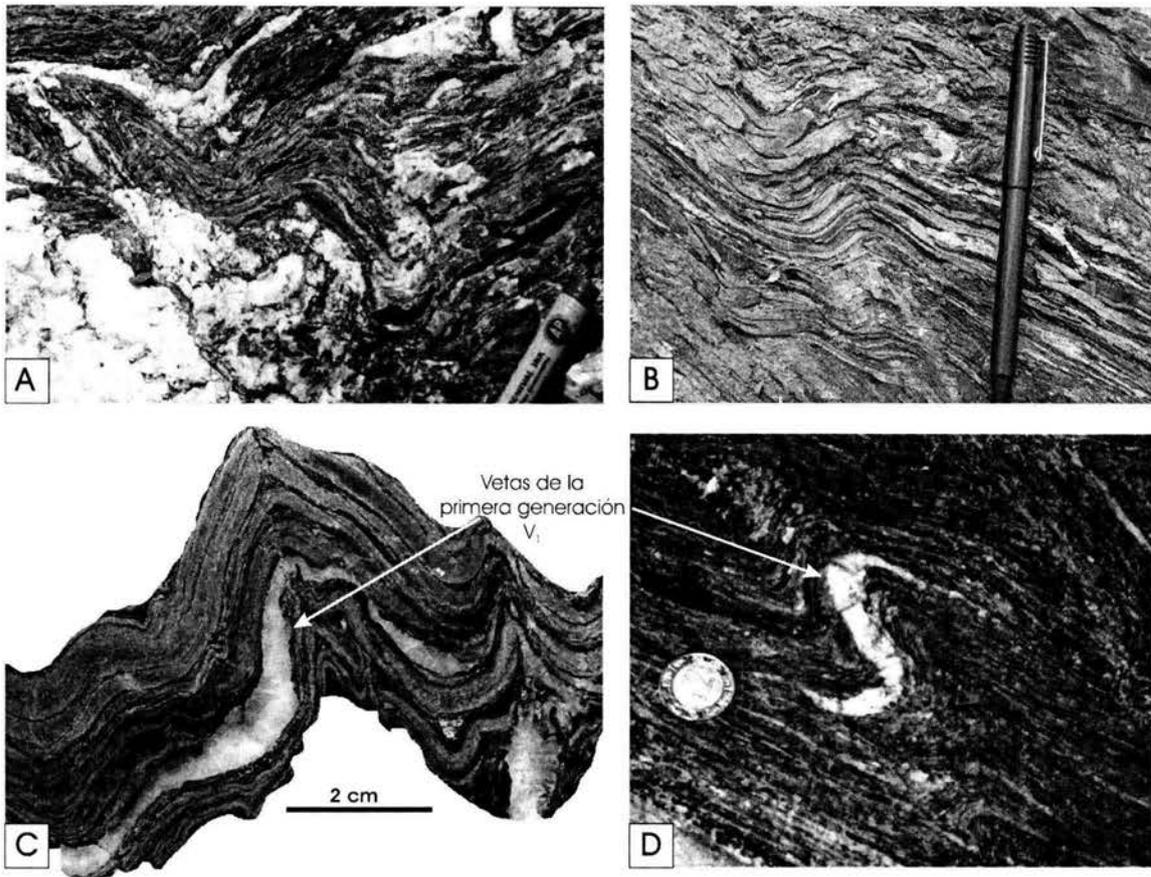


Figura 9. Diferentes aspectos de estructuras relacionadas a D_1 : **A**, charnela de pliegue isoclinal asociado a D_1 , replegado durante D_2 ; **B**, filita de composición calcárea en la que observamos pliegues asociados a D_1 , con forma de Z, que nos indica una dirección de transporte hacia el NE, que coincide con la obtenida en el ensamble metavolcánico, estos pliegues fueron otra vez plegados durante D_2 ; **C**, foliación S, y vetas paralelas, plegadas; y **D**, veta de cuarzo de primera generación, plegada durante D_2 , con geometría de S que es congruente con la dirección de transporte hacia el SW; y, finalmente, diagrama f vs. α (Ramsay, 1967), en el que se analizaron tres pliegues de D_1 , cuyas curvas de isógonas caen entro del campo 3, aunque muy cerca de la curva de la clase 2 (para hacer estos diagramas se utilizó el programa *Isogons* de Vacas-Peña (2001).

En rocas que tienen textura granular, como la caliza o la metagrauvaca, S_1 es más espaciada e irregular. En la caliza la primera foliación tiene una fábrica milonítica, representada por porfídoclastos de calcita y cuarzo rotados, envueltos en una matriz micrítica fina (Anexo 1-2, 11 y 12). Los dominios de clivaje están representados por algunas superficies estilolíticas espaciadas e irregulares. Las metagrauvas preservan su textura clástica, pero sus granos están aplastados y/o estirados y definen dominios de clivaje discontinuos con geometría trezada (Anexo 1-5).

En las rocas MS no fue posible caracterizar con claridad la geometría original ni la cinemática de los pliegues, porque fueron fuertemente afectados por D_2 y sólo se encontraron de manera aislada algunos pliegues apretados cuya asimetría indica una dirección de transporte hacia el NE (Figura 9B).

Respecto a los mecanismos de deformación dominantes durante D_1 en las rocas metasedimentarias, podemos decir que el principal es el plegamiento, que desarrolló pliegues apretados a isoclinales, de la clase 3 de Ramsay (Figura 9), los cuales acomodaron la mayor cantidad de acortamiento. Simultáneamente al desarrollo de los pliegues, en escala de grano ocurrieron fenómenos de disolución por presión y transferencia de solución responsables de la foliación desarrollada durante este evento. En sección delgada se pudo reconocer que las rocas más afectadas por disolución por presión son aquellas con tamaño de grano más fino, que corresponden a las unidades en las que se encontraron la mayor cantidad de vetas. También se observa en sección delgada minerales de sericita y clorita que crecieron sobre los planos de S_1 , así como recristalización de calcita y cuarzo.

Otras estructuras contemporáneas a D_1 en el conjunto MS, son las vetas V_1 . Estas vetas normalmente se alojan entre los planos de foliación, S_1 , aunque algunas veces también cortan los planos de foliación a bajo ángulo (Figura 9 C y D). El espesor de estas varía entre 2-50 mm. Están formadas principalmente por cuarzo, pero también contienen calcita, y al igual que S_1 , se observan plegadas o estiradas por el segundo evento de deformación D_2 (Anexo 1-13, 14 y 15).

Las vetas V_1 están asociadas a los fluidos activos durante el primer evento de plegamiento (D_1), durante el cual el mecanismo dominante de deformación en escala de

grano fue disolución por presión. Pero, ¿cómo explicar el desarrollo de las vetas, que son estructuras de dilatación, entre los planos de la foliación, que son estructuras contractivas? Jessell *et al.*, (1994) estudiaron vetas que fueron emplazadas sobre planos de foliación S_1 durante un evento de acortamiento durante el cual se desarrollaron ambas estructuras. La explicación que estos autores dan es que no se emplazaron simultáneamente, es decir, las vetas se emplazaron en las etapas tardías del evento de deformación, después de ser alcanzado el pico de compresión máxima, y la explicación es que la presión de los fluidos empieza a ganar terreno a la presión confinante y es posible la inyección de vetas entre los planos de S_1 , ya que la anisotropía de tipo planar recientemente generada representa zonas de debilidad que facilitan en ellas el emplazamiento de vetas entre los planos de la foliación.

Neher (1983) indica que hay una generación de vetas anteriores a D_1 , que se distinguen de las otras porque están abudadas y plegadas, pero estas características no son diagnósticas porque estos fenómenos de distorsión también ocurrieron durante D_2 . Aunque es posible que existan vetas que más viejas que V_1 se tendrían que observar plegadas por D_1 , y otra vez plegadas por D_2 , pero no observaron estas características en las vetas durante el trabajo de campo.

Las vetas V_1 normalmente se observan plegadas (por D_2) y este plegamiento a veces se refleja en la distorsión de la estructura interna de las vetas (Anexo 1- 13 y 15). En sección delgada se preservan estructuras de tipo “bloques elongados” o “fibrosas” (Bons, 2000), desarrollada predominantemente en fibras de cuarzo que están intercaladas con fibras de calcita (Anexo 1-16 y 17). Las fibras de cuarzo expresan la deformación interna por una extinción ondulosa de barrido, aunque en algunas muestras a veces es tan intensa que también se observa desarrollo de subgranos. La calcita de estas vetas también presenta normalmente maclado secundario de Tipo II y III, de acuerdo con Burkhard (1993), que indican condiciones de deformación por arriba de 200°C .

Se buscaron en las vetas V_1 las zonas mejor preservadas, es decir, con menor distorsión interna para en ellas localizar fibras de cuarzo y calcita con la menor cantidad de microfracturas posteriores al crecimiento de los minerales, para en ellas analizar grupos de inclusiones fluidas representativas del primer evento de deformación.

Por otra parte, en las rocas metavolcánicas (MV) las estructuras de D_1 se presentan en escala kilométrica como una zona de cizalla con una longitud de varios kilómetros y un espesor de más de 1 Km que separa a estas rocas de las rocas metasedimentarias.

En escala de afloramiento se observó una primera foliación (S_1) que es paralela al plano de cizalla general, con una lineación por extensión (L_1) asociada en la que se observan minerales estirados de cuarzo, clorita y calcita. El análisis estadístico de los datos de S_1 y L_1 medidos en el campo, permitió determinar un plano de cizalla general con dirección $235^\circ/28^\circ$ (dirección de echado/echado), y una lineación de estiramiento promedio con orientación $223^\circ/21^\circ$ (Figura 10).

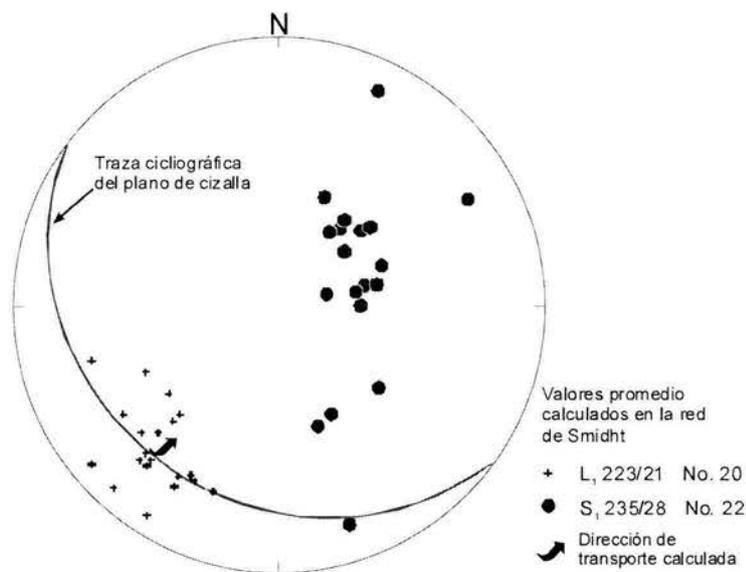


Figura 10. Diagrama de polos de S_1 y lineación, L_1 , asociados a D_1 , medidos en el conjunto metavolcánico. S_1 y L_1 buzan hacia el SW, y junto con los indicadores cinemáticos analizados en secciones delgadas orientadas, indican una dirección de transporte hacia 043° , como se indica en la figura.

Además, también se tomaron varias muestras orientadas cerca de la zona de contacto entre ambos paquetes, en la cual se observa a las rocas MS altamente milonitizadas, en las cuales se analizaron indicadores cinemáticos que muestran un sentido de transporte inverso. Los indicadores analizados en estas muestras son en su

mayoría objetos sigma con núcleos de cuarzo y alas de calcita, y objetos rígidos de piritita rotados con alas de cuarzo, todos dentro de una matriz calcárea con abundante material insoluble (Anexo 1-7 y 8).

En el interior de las rocas MV también se observa la foliación S_1 , la cual es penetrativa en escala centimétrica y de grano, que en zonas donde se concentra mayor deformación también desarrolló una fábrica milonítica con porfidoclastos de plagioclasa que forman los núcleos de objetos sigma, con alas de calcita y clorita, envueltos en una matriz rica en calcita, clorita y óxidos de hierro (Anexo 1-9). Los objetos sigma analizados en estas rocas coinciden con los indicadores cerca de la zona de contacto, e indican un sentido de transporte inverso, es decir, hacia 043° .

En estas rocas además se ha reportado la presencia de clorita, prehenita y pumpellyita (Sánchez-Zavala, 1993) que indican condiciones de metamorfismo para condiciones de presión cercanas a 3,000 bar. La temperatura puede oscilar entre 300 y 400°C (Liou, 1971, en Spear, 1993) (Anexo 1-9).

También hay zonas en las rocas metavolcánicas que no están muy deformadas, en las que se pueden reconocer texturas porfídicas originales de la roca, con fenocristales reemplazados por clorita, que ligeramente se alinean con una foliación S_1 poco desarrollada. En estas rocas también se observan abundantes vetillas de calcita con microestructuras de crecimiento muy bien desarrolladas (Anexo 1- 10).

Por último, es importante mencionar que la cinemática de estas estructuras determinada por Salinas-Prieto *et al.* (2000), en las rocas de las localidades tipo de los subterrenos Teloloapan y Arcelia-Palmar Chico (aproximadamente 100 Km al sur de Valle de Bravo) es congruente con la calculada en el área de estudio. Los autores arriba citados, caracterizaron a S_1 como una foliación de tipo planar, altamente penetrativa, con rumbo NE-SW, e inclinada hacia el NW, con una lineación asociada con rumbo $070-090$, sobre la cual se analizaron varios indicadores cinemáticos con los que se determinó una dirección de transporte hacia 090 . Con cual podemos decir que las estructuras de D_1 son continuas en escala regional, que están relacionadas a un conjunto de pliegues y cabalgaduras de escala regional cuya dirección general de transporte es hacia el E, que permitieron que las rocas metavolcánicas cabalgaran a las rocas metasedimentarias, y que

en un sentido más regional permitieron la sobreposición del subterreno Arcelia-Palmar Chico respecto al subterreno Teloloapan.

4.3 Estructuras D_2

La segunda fase de deformación, D_2 es predominante en las rocas MS pero también está presente en el conjunto MV, es penetrativo de escala regional a escala centimétrica. En el área de estudio está representado por un grupo de pliegues asimétricos asociados con cabalgaduras que tienen una dirección de transporte hacia el SW. D_2 tiene características altamente heterogéneas en las que se combinan estructuras frágiles y dúctiles (Figura 11 y 13E).

Las estructuras D_2 se pueden observar en escala kilométrica, como diferentes escamas tectónicas subhorizontales, las cuales se pueden observar en el mapa geológico detallado de la Figura 6 por la imbricación de diferentes cuerpos litológicos, de decenas a cientos de metros de espesor y longitudes kilométricas, separados unos de otros por cabalgaduras (Figuras 7 A y B). En escala de afloramiento, estas fallas inversas se observan como superficies ligeramente onduladas, a veces discretas y/o con vetas de algunos centímetros de espesor emplazadas en ellas, o bien forman zonas de falla de decenas de centímetros de espesor con rocas cataclásticas, salbanda o brechas de falla. Estas estructuras están presentes en los conjuntos litológicos MS y MV, siendo más espaciados en las rocas MV.

En el interior de las escamas tectónicas, observamos estructuras de escala métrica representadas fallas inversas formando escamas tectónicas más pequeñas con pliegues asociados. Estas estructuras están presentes en las litologías mecánicamente más competentes como: rocas MV, caliza, metagrauvaca o filita calcárea con caliza (Figuras 8F y 13 E, F y G).

En la metagrauvaca las estructuras asociadas a D_2 , son estructuras de tipo S-C, de metros a decenas de metros, que están arregladas con una dirección de transporte general hacia el SW (Figura 8F y 12); es decir, son pequeñas escamas tectónicas limitadas por fallas subhorizontales, que forman un ángulo agudo con la foliación S_1 . En estas rocas no se observa desarrollo de estructuras de escala centimétricas.

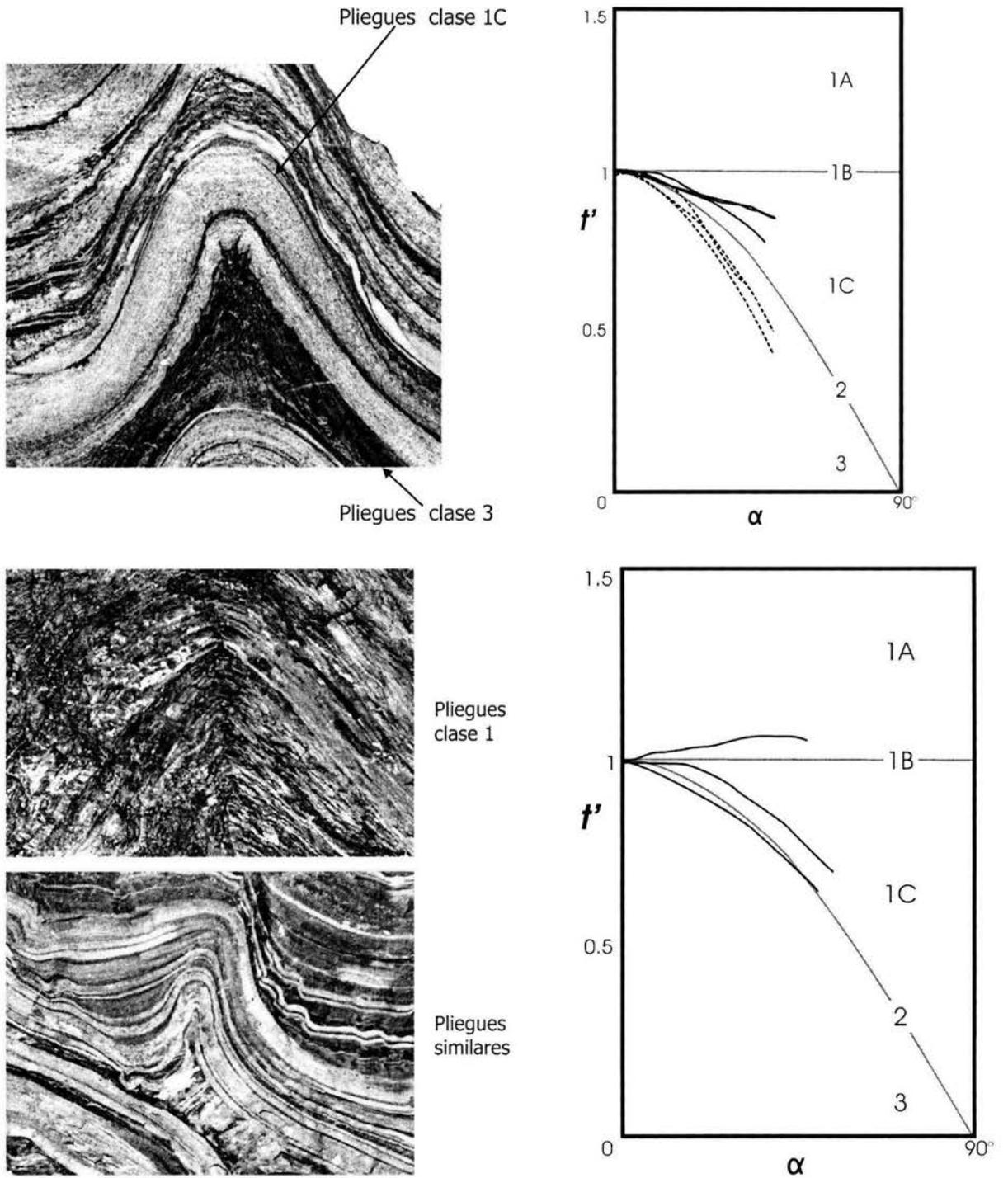


Figura 11. Diagramas t' vs. α , de diferentes pliegues asociados a D_2 , con algunas de las imágenes utilizadas en el programa *Isogons* de Vacas-Peña (2001), con el cual se calcularon las curvas. Se observa una alternancia de pliegues de las clases 1B y 3, que reflejan la deformación heterogénea de estas rocas.

Se tomaron varias mediciones de los planos de cizalla C_2 , así como lineaciones por estiramiento de cuarzo y calcita, L_2 y estrías que coinciden con dicha lineación sobre los planos C_2 , y se graficaron en diagramas de polos y analizaron estadísticamente para calcular el plano general de cizalla que es de $034^\circ/28^\circ$ (dirección de echado/echado), y la dirección de transporte promedio de las estructuras, L_2 , de $038^\circ/23^\circ$ (Figura 12). El sentido de la cizalla fue determinado por la dirección de imbricación de las escamas, así como por estructuras S/C y asimetría sistemática de pliegues asociados a las fallas (Figura 13), todos congruentes con una dirección de transporte hacia 218° .

Los pliegues de D_2 se superponen a los pliegues isoclinales y S_1 asociados a D_1 , y presentan diferentes características dependiendo de la litología en que se observen. En la caliza los pliegues son abiertos de geometría asimétrica, de la clase 1B de Ramsay (Figura 8 A y C), los cuales normalmente están asociados con fallas inversas que los cortan al bajo. El mismo estilo de deformación se repiten en las rocas del conjunto MV, aunque en estas rocas las estructuras son más espaciadas, y en la filita calcárea con caliza donde las calizas controlan la geometría de los pliegues. Asociada a estos pliegues se observa en ciertas zonas una segunda foliación, S_2 con espaciamiento de metros, que en la caliza se presenta como superficies estilolíticas.

En la filita calcárea con caliza se puede observar claramente en escala métrica a centimétrica la deformación heterogénea que caracteriza a D_2 , en estas rocas vemos pliegues de la clase 1b de Ramsay en las capas grano grueso que contrastan con pliegues de la clase 3 de Ramsay en las rocas de grano fino (Figura 11). En estas rocas frecuentemente encontramos ejemplos de mecanismos de plegamiento de tipo tangencial-longitudinal, y de plegamiento por aplastamiento, alternando en rocas de grano grueso y fino, respectivamente; mientras que en las litologías de estratificación homogénea el mecanismo principal plegamiento es deslizamiento y flujo flexural. En estas rocas también se distingue la segunda foliación, S_2 , que es paralela a los planos axiales de los pliegues con espaciamiento de centímetros o milímetros en las rocas de grano fino (Figura 11).

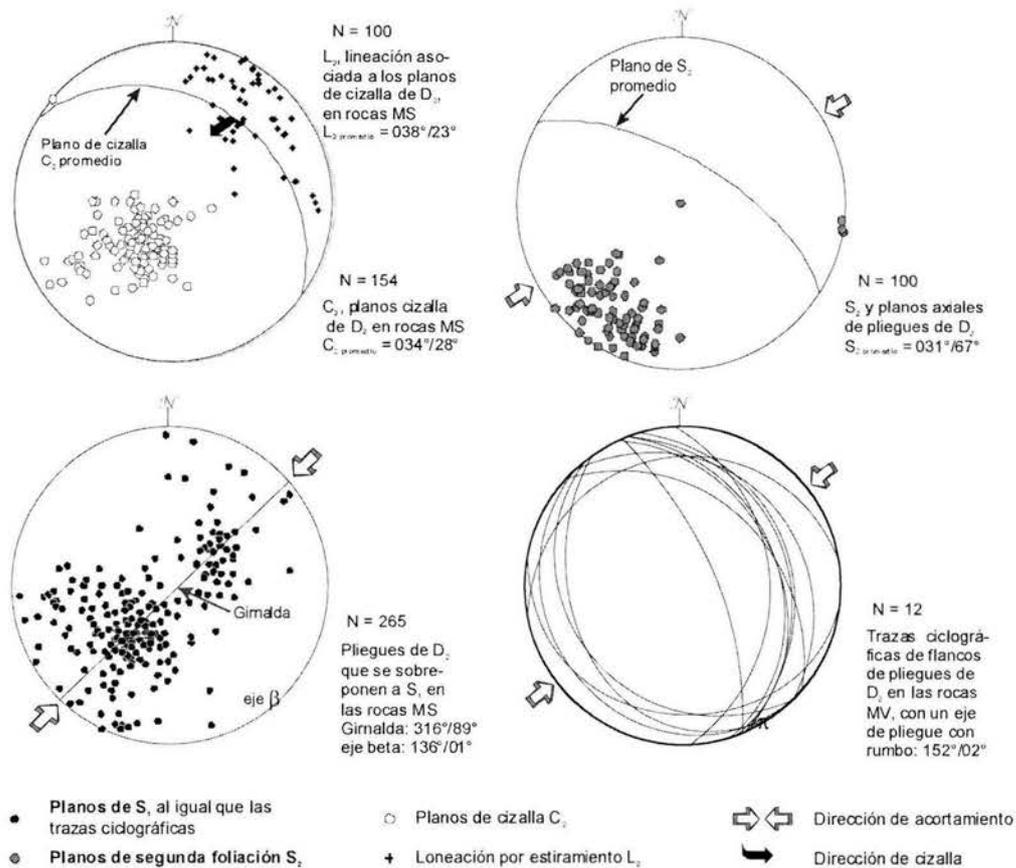


Figura 12. Diagramas de las diferentes estructuras asociadas a D_2 . El primer diagrama expresa los polos de planos de cizalla que ocurrieron durante D_2 , así como su lineación por extensión asociada. El segundo diagrama muestra los polos de S_2 , cuya dirección de acortamiento coincide con la calculada de la geometría de los pliegues. Finalmente, los últimos dos diagramas corresponden a pliegues; en el primer caso se expresan los datos S_1 de las rocas MS que muestran un distribución que indica que S_1 fue otra vez plegada, se expresan los datos en un diagrama de polos porque los datos son muchos, y la trazas ciclográficas no permitirían observar claramente el comportamiento de los datos; en el segundo caso la S_1 , también se distribuye sobre una superficie plegada, y en este caso se utilizó un diagrama con trazas ciclográficas porque son pocos datos; ambos diagramas muestran los pliegues generados durante D_2 , con una geometría muy similar.

En la filita calcárea arcillosa y en la filita carbonosa, que son las litologías de grano más fino, las estructuras de D_2 , se expresa en una serie de pliegues asimétricos de escala de centímetros, del tipo clase 2 y 3 de Ramsay (Figura 11) los cuales son continuos, es decir no están asociados a fallas inversas que los corten e indican, y al igual que las cabalgaduras indican una dirección de transporte general hacia 225° .

En las rocas de grano fino es en donde mejor se desarrolló S_2 , que es una foliación de planos axial marcada por planos o superficies con geometría curva donde que quedaron remanentes de material residual como óxidos de hierro o materia orgánica (Figura 13 A, B y D, y Anexo 1-6, 26, 27 y 30). En zonas donde se concentra mayor distorsión interna, como en los núcleos de pliegues apretados, se observa además sobre los planos de S_2 algunas hojuelas de sericita y clorita (Anexo 1-25 y 29 y Figura 13C). Otra manera en que observamos a S_2 es en estructuras S-C de escala centimétrica, donde S_2 coincide con los planos S (Figura 13H).

En sección delgada, S_2 se caracteriza por ser una foliación espaciada, de tipo clivaje de crenulación, ya que normalmente los microlitones contienen charnelas de pliegues que se sobrepone a los dominios de clivaje de S_1 . También podemos ver detalles muy espectaculares que en escala mesoscópica no se observan completos, por ejemplo, la difracción de la foliación S_2 entre los dominios de clivaje y microlitones de S_1 por contraste de competencia mecánica. En algunas secciones se pudo apreciar que S_2 se desarrolla sobre superficies de micro fallas (Figuras 12 C y D).

Los datos de S_1 que se midieron en las rocas MS muestran en el diagrama de polos la geometría de un pliegue abierto, con una guirnalda de $315^\circ/89^\circ$, y un eje β prácticamente horizontal con orientación $135^\circ/01^\circ$, que es similar al eje π calculado para pliegues de las rocas MV que tiene orientación $152^\circ/02^\circ$. En las rocas MS los pliegues indican una dirección de acortamiento de $046-226^\circ$, mientras que los de las rocas MV corresponden a una dirección de acortamiento $028-208^\circ$, que demuestran que los pliegues en uno y otro paquete fueron formados durante la misma fase de deformación, y que son congruentes con la dirección de transporte hacia 218° de las cabalgaduras con las que están asociados (Figura 12).

Los datos de S_2 , tienen una orientación promedio es $031^\circ/67^\circ$ (Figura 12), es decir, forman un ángulo agudo con los planos de cizalla, relación que coincide una vez más con los indicadores cinemáticos analizados en escala de afloramiento y sección delgada (Anexo 1-18 y 28), son congruentes con una dirección de transporte hacia 218° , es decir, hacia el SW (Figura 12).

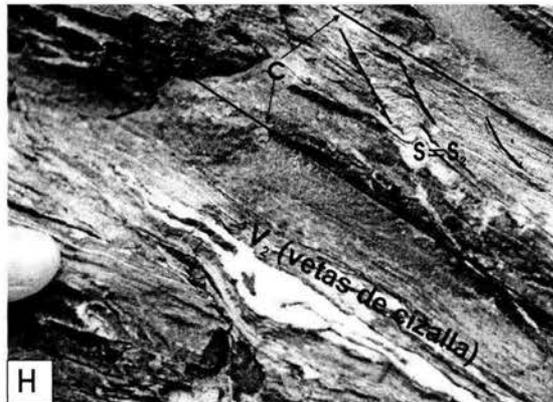
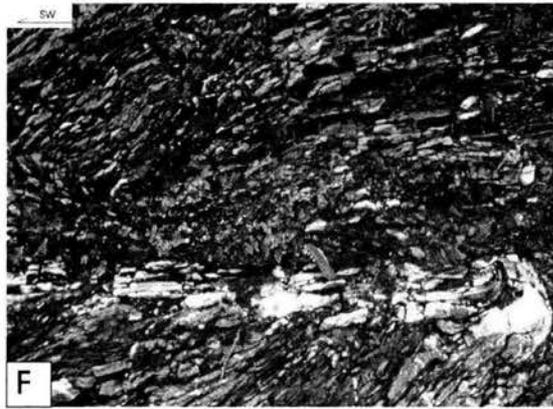
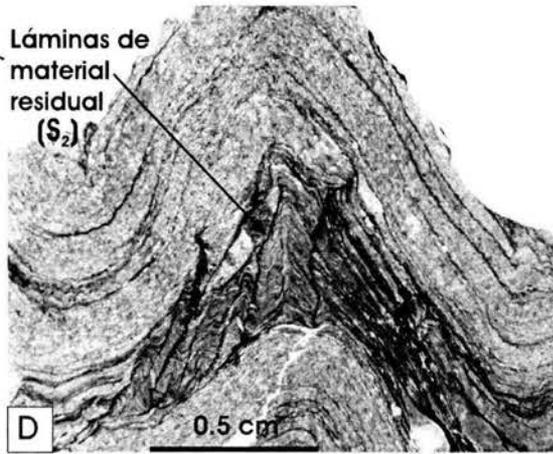
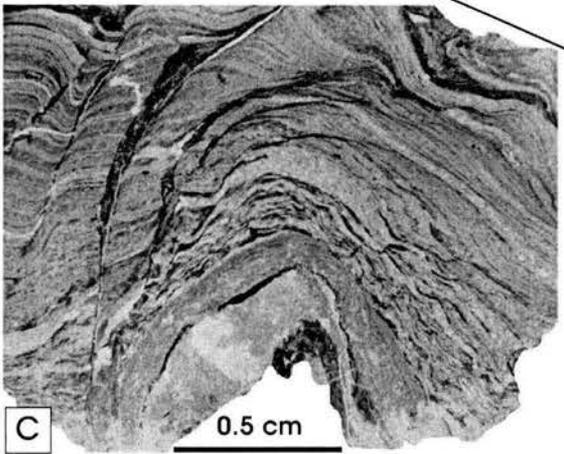
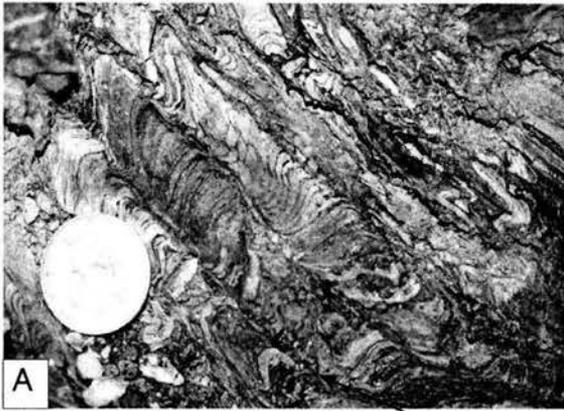


Figura 13. **A**, primera foliación, S_1 , plegada, a la que se sobrepone un clivaje de crenulación discreto espaciado, marcado por material insoluble dejado sobre dichos planos a manera de residuos por disolución por presión; **B**, pliegues asimétricos en filita calcárea, que muestran charnelas abultadas y flancos adelgazados (tipo 3 de Ramsay); **C**, microestructura en flor positiva, en la que S_2 se desarrolló sobre superficies de microfallas, y también observamos que estas superficies tienen forma curva desde su origen ocasionadas por difracción de la deformación entre los dominios de clivaje de S_1 y los microlitones que contrastan por sus propiedades mecánicas; **D**, filita calcárea donde observamos deformación heterogénea, en la que la mayor parte de la distorsión se localiza en los dominios de clivaje de S_1 más finos; **E**, pliegue asimétrico cerrado asociado con una pequeña cabalgadura que tiene características de deformación frágil, desarrollados en filitas calcáreas con caliza; **F**, pliegue asimétrico asociado con una falla inversa que se desarrolló sobre la primera foliación, S_1 , en las rocas metavolcánicas; **G**, vetas de flanco, dispuestas perpendicularmente a S_1 , y cizalladas intracapa en sus extremos; y, **H**, vetas de cizalla que se disponen en las zonas en que ocurrió el mayor desplazamiento, carecen de una estructura interna definida.

La deformación D_2 es penetrativa en una escala menor que D_1 . Un parámetro con el que podemos comparar la penetratividad de las estructuras asociadas a estos dos eventos es el espaciamiento de los dominios de clivaje, que en D_2 es de 1 a 3 órdenes de magnitud mayor que el de D_1 es decir, mientras que la S_1 tiene un espaciamiento micrométrico, los dominios de clivaje asociados a D_2 están separados de algunos milímetros a decenas de centímetros.

En escala mesoscópica los mecanismos principales de la deformación por acortamiento fueron plegamiento y cizalla, mientras que en escala de grano el mecanismo de deformación dominante durante D_2 fue disolución por presión, y gracias a este fenómeno también tenemos el desarrollo de abundantes vetas, a las que se denominó V_2 . También se observa recristalización en los granos de cuarzo y calcita.

En cuanto las vetas de la segunda generación, V_2 , están formadas esencialmente por calcita, aunque también encontramos en ellas algunas fibras y granos elongados de cuarzo. De acuerdo con su disposición respecto a los pliegues y cabalgaduras de D_2 , se distinguieron dos tipos de vetas:

- **Vetas de flanco.** Estas vetas normalmente se localizan en los flancos largos de los pliegues y podemos decir que se desarrollan en una etapa temprana de *boudinage* de las capas. Normalmente están dispuestas perpendicularmente a S_1 , y están cizalladas entre

capa y capa. Estas vetas están formadas principalmente por fibras de calcita, y algunas veces también encontramos algunas fibras intercaladas de cuarzo. Estos minerales se disponen normalmente en microestructuras de tipo crack-seal (Ramsay, 1980), con todos sus elementos (granos alargados, con trazas de inclusiones sólidas y fluidas paralelas a la pared de la veta), mismas que Bons (2000) denominó de tipo bloques elongados (*elongate blocky*), aunque eventualmente también se presentan en estructuras de mosaico (*blocky*). Estas vetas tienen microestructuras muy bien desarrolladas que son muy útiles como elementos de referencia durante la selección de grupos de inclusiones fluidas, y son el tipo de vetas que se utilizó para determinar las temperaturas y composición de los fluidos de D₂, porque sin duda son sin-tectónicas (Figura 13G).

- **Vetas de cizalla.** Se desarrollaron sobre las zonas de cizalla inversa (Hudleston, 1986), y son muy importantes porque indican que hubo presencia de fluidos durante el desarrollo de las cabalgaduras de D₂ (Sibson *et al.*, 1975). Estos fluidos contenían carbonatos y un poco de sílice en solución que finalmente precipitaron en vetas. Estas vetas carecen de una estructura interna, y parecen haber crecido en pulsos fuertes de aporte de fluidos, que incluso pudieron haber acarreado a otros cristales de calcita y cuarzo preexistentes. Sus minerales están distribuidos de manea aleatoria, y no presentan regularidad de tamaños, ni algún otro tipo de orden. Por tal razón estas vetas no fueron utilizadas para hacer el análisis de inclusiones fluidas, pues los grupos de inclusiones fluidas no pueden ubicarse con relación otros elementos microestructurales (Figura 13H).

Las estructuras D₁ y D₂ también fueron reportadas por Tolson (1993) en el área de Santa Rosa, quien menciona que este segundo evento permitió que las rocas se plegaran sobre un eje sub-horizontal con rumbo E-W, al cual se asocia una segunda foliación S₂ que se inclina hacia el norte. Por su parte, Salinas-Prieto *et al.* (2000) también observaron este segundo evento de plegamiento en el subterreno Teloloapan, y en las rocas metamórficas volcano-sedimentarias del subterreno Arcelia-Palmar Chico, y determinaron que los pliegues tienen vergencia general hacia 045°. Además, Salinas-Prieto *et al.*, (2000) observaron las estructuras asociadas a D₁ y D₂ en la Fm. Mezcala, en la Plataforma Morelos-Guerrero, que indica que estas estructuras están relacionadas a

fenómenos tectónicos importantes a escalas mayores, en los cuales hubo una inversión en la dirección de transporte, porque durante D_1 hay una dirección de transporte general hacia el ENE, mientras que durante D_2 la estructuras se transportaron hacia el SW. Estas referencias nos indican que el segundo evento de deformación afectó a las rocas de toda la región y que representa un fenómeno tectónico importante que tuvo lugar durante después de Cretácico tardío y antes de 50 Ma.

4.4 Estructuras tardías

Las estructuras tardías presentan características del régimen frágil o quebradizo, no están presentes en toda el área como las estructuras asociadas a D_1 y D_2 , sino en ciertas localidades. Se clasificaron en tres grupos: Fallas inversas, Sistemas de lineamientos E-W y Fallas normales.

Las fallas inversas están asociadas a un tercer evento de acortamiento menos intenso que los anteriores, el cual solo se observó localmente en los alrededores de la zona de contacto de las rocas MS y MV, y parece seguir a los eventos D_1 y D_2 . Este tercer evento está representado por estructuras de poco desplazamiento (de centímetros a metros), se observa en escala mesoscópica en ambos conjuntos, con sus características particulares en cada cual. En las rocas metasedimentarias se presenta como una serie de pequeñas fallas inversas de bajo ángulo, con geometría lítrica que cortan a los pliegues y a la segunda foliación S_2 . Estas fallas tienen una dirección de transporte hacia el NE (Figura 14 A), y se pueden observar en los cortes de la carretera en el margen oriental de la presa de Santa Bárbara. En las rocas metavolcánicas se observan localmente algunas características de reactivación de la primera foliación. Se encontraron algunas vetas de calcita que cortan a S_1 , las cuales parecen haberse desarrollado antes de D_2 porque fueron plegadas durante este segundo evento de deformación. A su vez, éstas fueron posteriormente cortadas y cizalladas sobre los planos de S_1 con una dirección hacia el Este (Figura 14 B), al igual que las pequeñas fallas inversas de las rocas metasedimentarias.

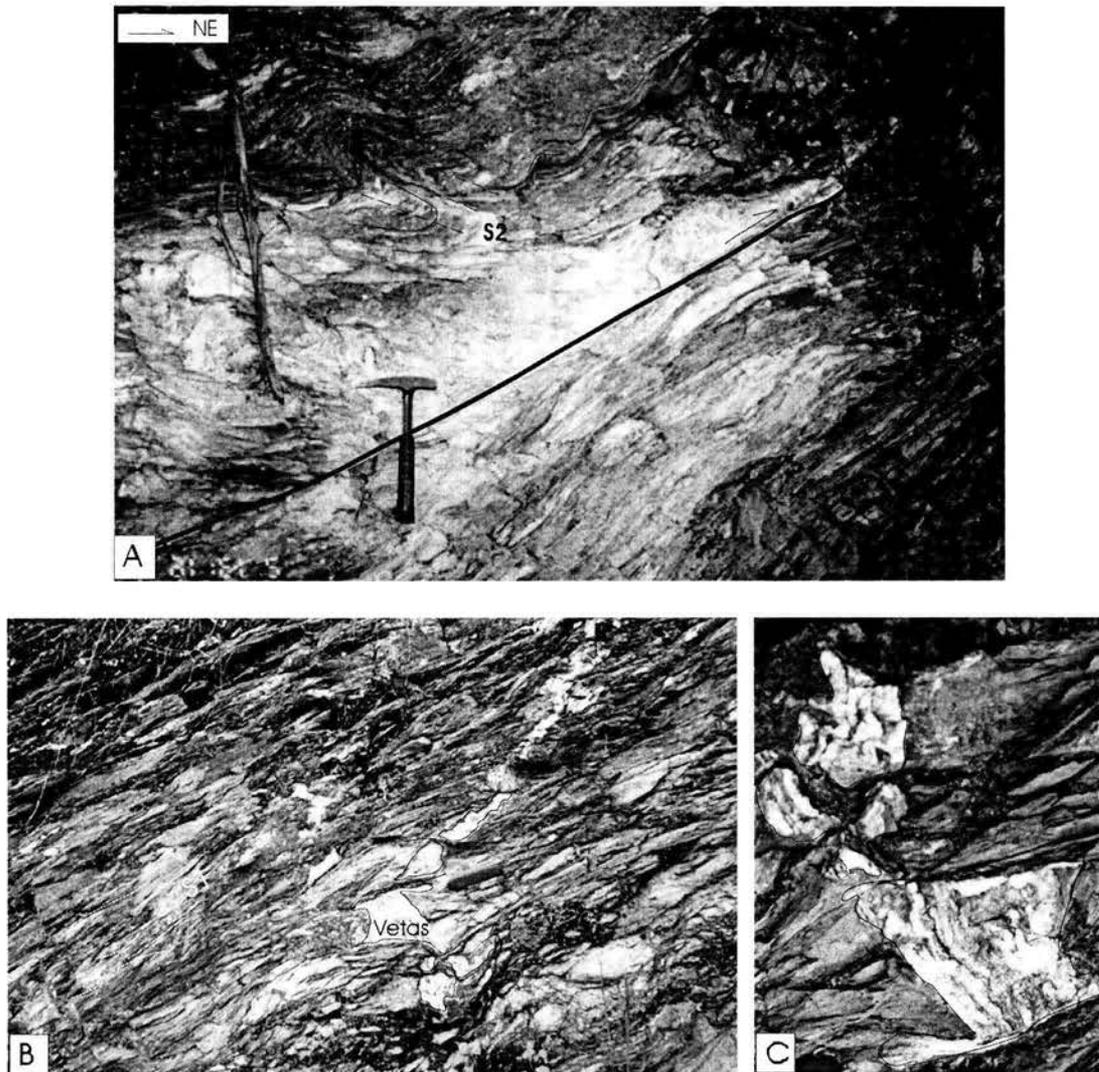


Figura 14. Estructuras asociadas a un tercer evento de acortamiento. **A**, pequeñas cabalgaduras en las rocas metasedimentarias, que tienen una dirección de transporte hacia 045° , que cortan a S_2 , la cual se asocian unos pliegues asimétricos cuya dirección de transporte es hacia el 225° . **B**, estructuras de reactivación tardía de S_1 que cortan vetas posteriores a D_1 y D_2 . **C**, acercamiento de estas vetas posteriores a D_2 , cortadas y cizalladas.

Otro sistema de fallas importante del área está asociado a un sistema de lineamientos con rumbo E-W. Este sistema se marca muy claramente en la topografía, en una importante porción del área. Muchos de estos lineamientos corresponden a fallas porque afectan los contactos entre las rocas metasedimentarias y las volcánicas del Neógeno. El ejemplo más claro es el contacto entre las rocas metasedimentarias y los

depósitos volcánicos terciarios que se observa en el Valle del Monumento, en la parte oriental del área (Figura 4). Estas relaciones de corte nos indican que estas estructuras son relativamente jóvenes. La cinemática de este sistema de fallas no pudo ser estimada porque los afloramientos están cubiertos por la presa y por depósitos de aluvi3n.

Por 3ltimo, tambi3n se encontr3 un sistema de fallas y fracturas con una orientaci3n general NW-SE, que se aprecia principalmente en las rocas metasedimentarias y es muy evidente porque desplaza algunos metros los contactos de las distintas unidades cartografiadas en detalle en el Cerro del Santuario (Figura 15). As3 mismo, en la zona de Santa B3rbara, se observa la traza de una falla normal, de cientos de metros (S3nchez-Zavala, 1993), que corta a las estructuras de D_1 y D_2 , y en un segmento tambi3n corta y desplaza el contacto entre los conjuntos MV y MS. Estas fallas tienen una componente de desplazamiento principal normal, y a ellas se asocian algunos sistemas de fracturas y de vetas.

Se desconoce el tiempo durante el cual fueron activos estos sistemas de fallas, y no se pudo establecer con claridad su relaci3n temporal-espacial con las peque1as fallas inversas que afloran en Santa B3rbara, pero aparentemente estas estructuras representan el sistema de falla relativamente m3s viejo.

Las vetas asociadas a los sistemas de fallas E-W y N-S en el Cerro del Santuario son posteriores D_1 y D_2 , y se designaron como V_3 (Figura 15). Dichas vetas fueron utilizadas tambi3n para el an3lisis de microtermometr3a, y representan a los fluidos m3s tard3os que circularon a trav3s de estas rocas.

Las vetas V_3 tienen espesores entre 5 y 20 mm, tienen longitudes de varios metros, y a diferencia de las vetas V_1 y V_2 , que tienen longitudes de decenas de cent3metros cuando mucho. Las vetas V_3 normalmente est3n aisladas o en sistemas conjugados, est3n formados en su mayor parte por calcita con estructuras de “*diente de perro*”, que dejan un peque1o espacio abierto en la parte media de la veta, es decir, tuvieron suficiente espacio para desarrollar cristales idiom3rficos de calcita. En secci3n delgada muestran una estructura de mosaico, y eventualmente se pueden observar algunos rasgos triangulares de la calcita “*diente de perro*” sobre las paredes de la veta.

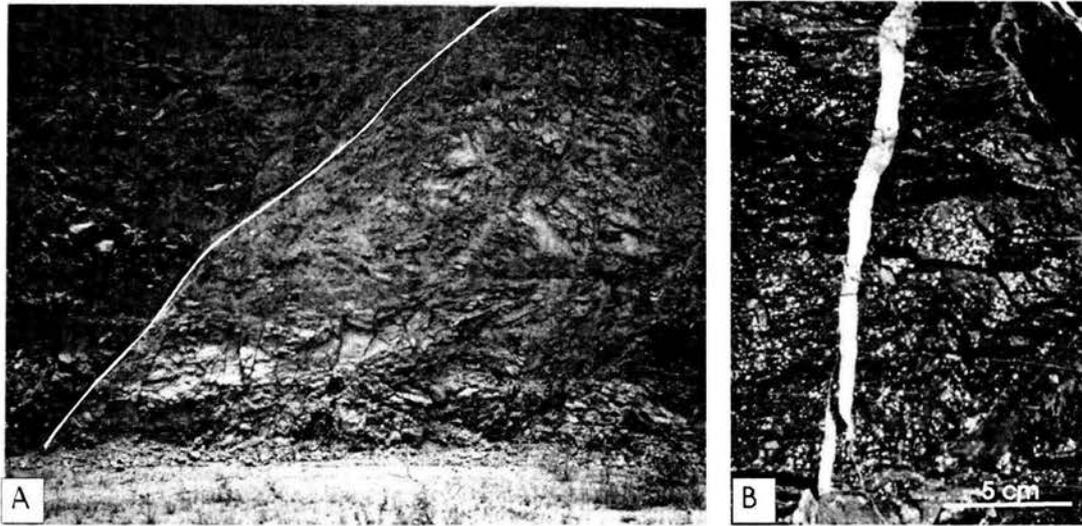


Figura 15. Fotografías de afloramiento. **A.** fallas normales con rumbo general N-S y NE-SW que tienen poco desplazamiento. **B.** veta tardía de la tercera generación, V_3 , que corta a las estructuras de D_1 y D_2 , y posiblemente se asocian a las fallas normales posteriores a estos dos eventos.

“...y pienso que no es importante una relación directa entre el tamaño de un objeto y el valor de un hecho, y que, una vez correctamente valorados los objetos descritos como diminutos, las conclusiones derivadas a partir de ellos son enormes” (Sorby, 1858, in Boullier, 1998).

“Después de todo, el hecho de que haya inclusiones fluidas es solo una cuestión de temperatura de referencia: si la observación pudiera realizarse cercana al cero absoluto, ¡cualquier cosa sería sólida!” (Touret, 2000).

5. Microtermometría

La microtermometría de inclusiones fluidas es una herramienta muy útil que puede proporcionar información sobre las condiciones de presión y temperatura en las que creció un mineral. Si este mineral crece en una situación dinámica, es decir, simultáneamente que ocurre deformación (ruptura o flujo) en las rocas, y si las inclusiones se formaron en estos minerales durante su crecimiento, entonces, se puede obtener de ellas datos termodinámicos que corresponden al evento deformativo durante el cual crecieron. Por otro lado, si se pudiera observar una relación directa entre grupos de inclusiones y patrones de microfracturas asociadas a eventos de deformación posteriores al crecimiento de los minerales, también se podría obtener información de las condiciones bajo las cuales ocurrieron estos eventos.

En resumen, si se tiene un buen control de los distintos grupos de inclusiones fluidas en un mineral de una veta de deformación, y se puede observar sus relaciones de corte y establecer una clara relación con las estructuras que las contienen (Figura 16), se puede conocer con ello la historia térmica de ese mineral, veta o de un volumen rocoso. Esta es la premisa fundamental de esta tesis.

5.1 Marco teórico

Antes de dar a conocer los datos de microtermometría de este trabajo se considera importante mencionar de manera muy general las bases teóricas de la microtermometría de inclusiones fluidas, con el objetivo de mostrar como funciona esta técnica y cuales son sus alcances y limitaciones en el análisis de vetas de deformación. Esta herramienta, además, tiene sin duda un enorme potencial y puede ser una alternativa como geobarómetro y geotermómetro de rocas de bajo y muy bajo grado de metamorfismo, que no desarrollan facies metamórficas como las metapelitas, no obstante es necesario ser muy cautelosos para usarla al estimar presiones.

Conceptos generales

Con la notable excepción de cristales de rocas metamórficas que han crecido en el estado sólido, todos los cristales en muestras terrestres y extraterrestres han crecido a partir de algún tipo de fluido. Los minerales de neo-formación de rocas sedimentarias y de algunas rocas metamórficas, y casi todos los asociados a depósitos minerales, se formaron a partir de un fluido acuoso con solutos. Después de la cristalización, dichos minerales pueden ser fracturados una o más veces, y las fracturas pueden sellarse en la presencia de fluidos líquidos o gaseosos. Durante el proceso de crecimiento de cristales y sellado de fracturas, se atrapan comúnmente pequeñas cantidades del fluido en el cristal huésped, formando *inclusiones fluidas*. Este término ha sido utilizado para aquellas inclusiones que atrapan un fluido, el cual permanece en su mayor parte en condiciones fluidas hasta temperatura ambiente (Roedder, 1981).

Las inclusiones fluidas son diminutas cantidades de líquido, vapor o mezcla de estas fases (de uno o más componentes, por ejemplo: H₂O, NaCl, CO₂ y N₂, entre otros) atrapadas como impurezas dentro de los minerales. Su tamaño va de sub-microscópico hasta algunas centenas de micrómetros de diámetro, y sus masas son típicamente del orden de nanogramos a femtogramos. Cuando están encerradas en minerales que son transparentes con luz visible o infrarroja, las inclusiones fluidas pueden observarse al microscopio. El estudio microscópico de muestras específicas permite separar a las inclusiones que son formadas durante las fases iniciales de crecimiento de un cristal

(*inclusiones primarias y pseudosecundarias*) de aquellas que se formaran tiempo después del crecimiento del mineral (*inclusiones secundarias*) (Bakker, junio-2003). Los términos de primarias o secundarias son relativos a eventos particulares (Figura 16).

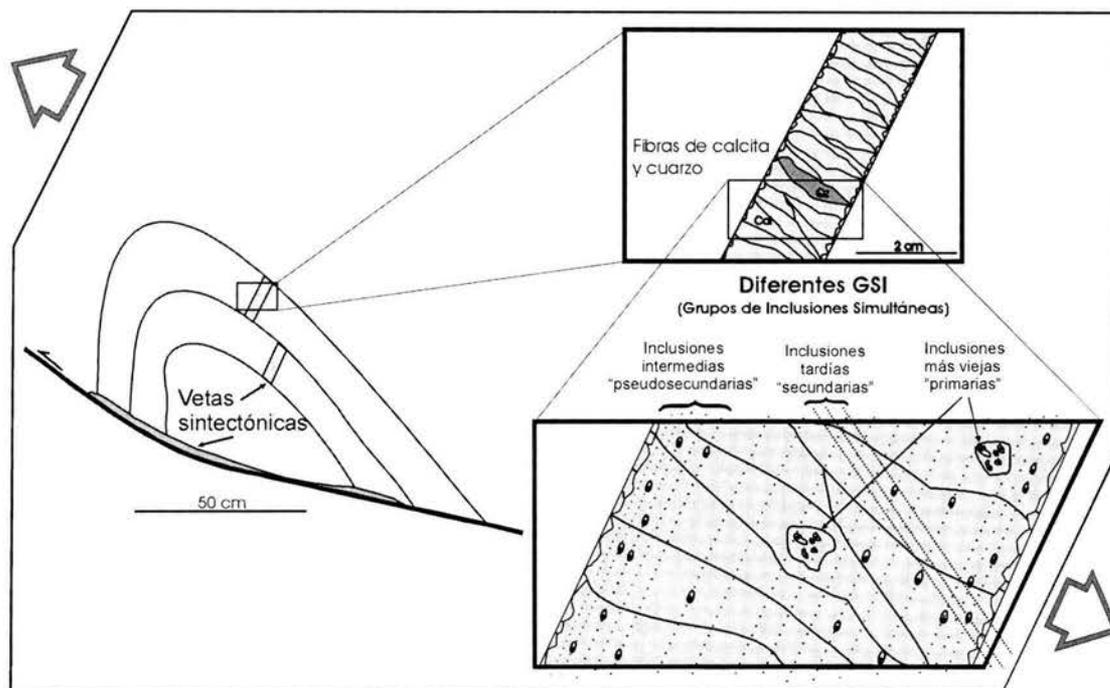


Figura 16. Relación entre estructuras, vetas de deformación e inclusiones fluidas. En la parte derecha del dibujo se pueden observar vetas que crecen en el flanco largo de un pliegue asimétrico asociado con una falla inversa, la dirección de apertura de la veta es compatible con la dirección de transporte de la falla y el pliegue. En la parte superior se observa una ampliación de la veta, en la que se puede observar una estructura fibrosa, en la que las fibras coinciden también con la dirección de elongación máxima de las estructuras (marcada con las flechas grandes de las esquinas). Finalmente, en la esquina inferior izquierda se muestran diferentes grupos de inclusiones dentro de las fibras de las vetas, que crecieron durante o después de los minerales.

Las inclusiones fluidas son importantes porque nos proporcionan datos sobre las condiciones en que ocurrió su atrapamiento, y por lo tanto, las condiciones bajo las cuales creció el cristal donde se alojan, o en las cuales ocurrió algún evento que lo deformó (Figura 16). Estos datos se basan en la premisa que las inclusiones fluidas se comportan como sistemas cerrados después de quedar atrapadas, es decir, que no hay pérdida de

material por filtrado de los fluidos. Estas condiciones nos permiten estimar un comportamiento isocórico del sistema.

La técnica mediante la cual se estiman las condiciones de temperatura y/o presión bajo las cuales se atraparon es la *microtermometría de inclusiones fluidas*. Esta técnica se basa en la observación de los cambios de fase en las inclusiones fluidas mediante un microscopio óptico, y con la ayuda de una platina térmica a través de la cual se controla y se toman lecturas de la temperatura. Estos instrumentos permiten detectar las transiciones de fase en las inclusiones fluidas, sin embargo, pocas veces es posible registrarlas todas. No obstante, con dos de ellas: la temperatura de homogeneización, T_h (*Temperature of homogenization*), y con la temperatura de fusión del hielo, T_{mi} (*Temperature of melting ice*), que son los fenómenos que se pueden percibir visualmente con mayor facilidad, se pueden estimar la densidad y composición de los fluidos (Roedder, 1984). La temperatura de fusión de hielo, eventualmente complementada con análisis Raman, permiten determinar la composición química, y junto con la temperatura de homogeneización es posible determinar la densidad (volumen molar) de la inclusión.

Antes de tomar cualquier medición de temperatura, es de importancia medular hacer una petrografía exhaustiva y detallada de las inclusiones fluidas (Van den Kerkhof, 2000). Esto se hace con el objetivo de seleccionar inclusiones que sean realmente representativas del fenómeno que se pretende analizar, porque recordemos que en una muestra podemos encontrar millones de inclusiones fluidas que pueden pertenecer a diferentes eventos. Por otro lado, no podemos analizar todas las inclusiones que observamos en los diferentes grupos, por lo cual se seleccionan las más representativas, cuyos datos de temperatura nos proporcionan un valor estadístico. Sólo en ciertas condiciones especiales pueden los datos individuales ser útiles para complementar los datos de los grupos.

Los *Grupos de Inclusiones Simultáneas*, **GSI** (*Groups of simultaneous inclusions*) (Touret, 2000 y Van den Kerkhof, 2000), son conjuntos de inclusiones que se formaron casi al mismo tiempo, y por tal razón presentan características de forma, composición y distribución muy semejantes. Estas inclusiones se disponen en planos (de crecimiento o de microfracturas), que normalmente son observados como líneas o franjas (Figura 16).

Las franjas de inclusiones pueden ser inter-granulares cuando sólo están presentes en el interior de los granos, intra-granulares cuando se presentan entre los límites de grano, o trans-granulares cuando atraviesan dichos límites (Van den Kerkhof, 2001).

La temperatura de homogeneización, T_h , se obtiene calentando la muestra en la platina térmica montada al microscopio hasta un punto tal en que las fases presentes en la inclusión se homogeneizan en una sola, ya sea líquido, vapor o cuando funde un cristal de sólido precipitado, como la halita. La temperatura de fusión del hielo, T_{mi} , se obtiene enfriando la inclusión hasta temperaturas de sobreenfriamiento (por debajo de -170°C) y calentando lentamente hasta observar la temperatura en la cual desaparece el último cristalito de hielo (para más detalles, ver Roedder, 1984 y Goldstein y Reynolds, 1994).

La temperatura de homogeneización representa solo la temperatura mínima de atrapamiento de una inclusión, porque todas las inclusiones de una composición dada que se supone fueron atrapadas a lo largo de una isocora (línea de igual densidad, que calculamos con los datos de T_h y T_{mi}), originadas en un punto en un diagrama P-T, sobre una isocora (Figura 17 B), tendrán la misma conducta durante la homogeneización, pero siempre debe ser proporcionado uno de estos valores para conocer el otro (Roedder y Bodnar, 1980). En resumen, para conocer la temperatura de atrapamiento real de una inclusión, debemos conocer de manera independiente la presión de atrapamiento de las inclusiones fluidas, para saber de manera más precisa en que punto sobre la isocora en el diagrama P-T que representa las condiciones a las que fueron atrapadas las inclusiones fluidas.

Para poder estimar tentativamente la presión bajo la cual se atrapó una inclusión, es importante tener en mente, por un lado, un modelo de las condiciones bajo las cuales pudo crecer el mineral dentro de la veta, por ejemplo, si era una veta abierta a la superficie, si estaba confinada, si fue atrapada en condiciones de ebullición, etc. Estos datos nos permiten saber si la inclusión se atrapó en condiciones hidrostáticas, litostáticas, o una combinación de ambas (Figura 17 A). Por otro lado, la presión se puede inferir con evidencia independiente de la profundidad de cobertura durante el atrapamiento, la cual se puede estimar a partir de reconstrucciones geológicas del espesor removido por erosión o exhumación (Roedder y Bodnar, 1981).

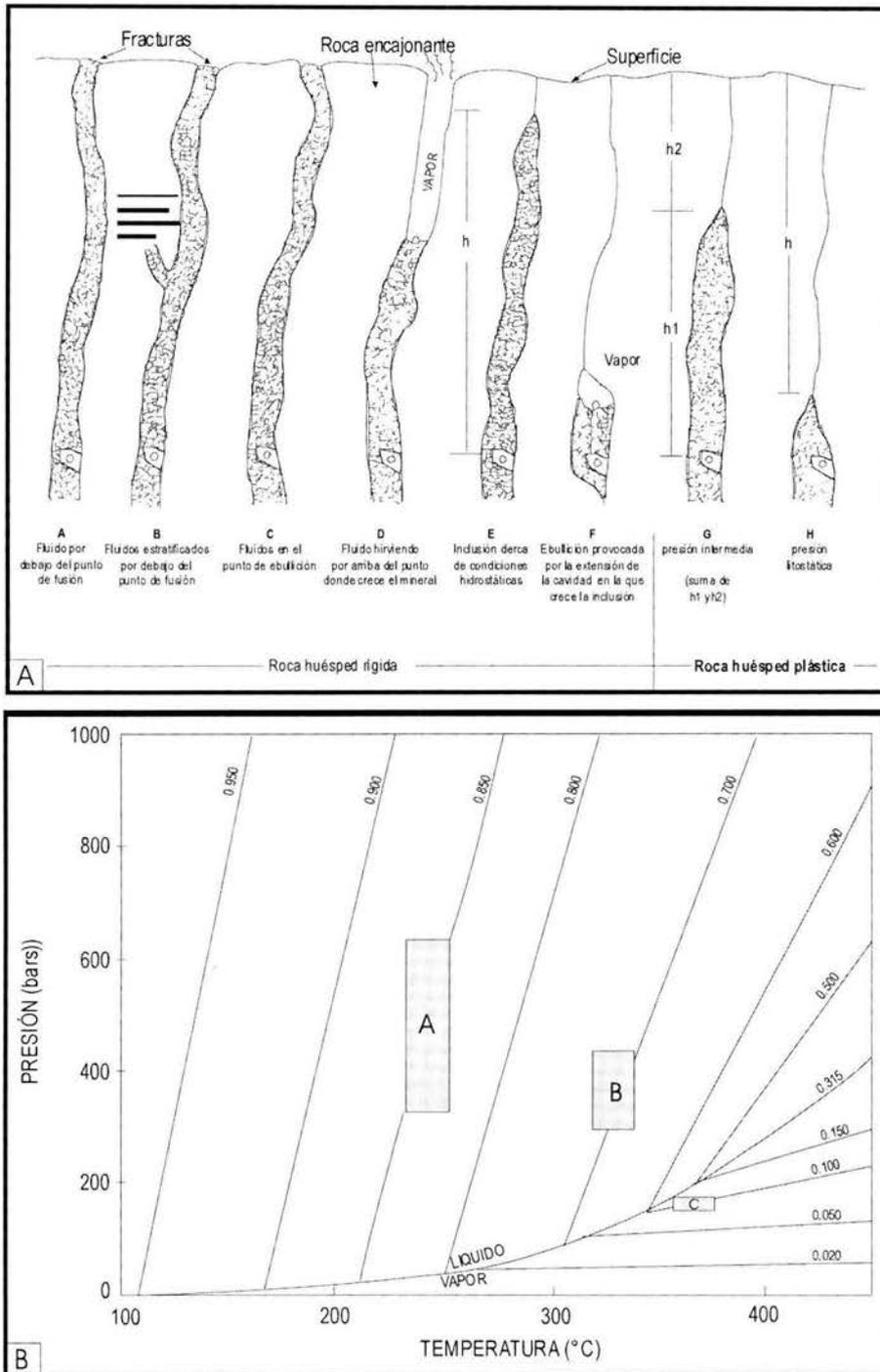


Figura 17. A, Diagrama que muestra un rango posible de condiciones de presión de una inclusión atrapada en un cristal que crece libremente en el fluido de una veta. **B,** una porción del diagrama de fases de H₂O que muestra las densidades (g/cm³) de diferentes isocoras. Las isocoras A, B y C, muestran la distribución de rangos de error para temperaturas y presiones. Datos de Burnham *et al.* (1969) y Keenan *et al.* (1969). Tomados de Roedder y Bodnar (1980).

En el caso de las rocas metamórficas, las facies minerales pueden proporcionarnos información sobre la temperatura; o en el caso de rocas de muy bajo grado de metamorfismo, el grado de cristalinidad de las arcillas nos puede dar datos de presión o de temperatura, durante el pico metamórfico. Estos datos son información adicional para corregir T_h por presión, o bien, para calcular presiones. Debemos ser cautelosos con ellos porque pueden corresponder o no al momento de emplazamiento de las vetas, como se explica en la discusión.

En la Figura 17 B se dan ejemplos de diferentes isocoras en el diagrama de fases de H_2O . Si una isocora cae por arriba del umbral líquido-vapor, es decir, homogeneiza a líquido (como en A y B). Es posible que en un rango relativamente pequeño de temperatura, la presión tenga grandes variaciones, por lo tanto, las correcciones por presión serán pequeñas. En caso contrario, si caen por debajo del umbral líquido-vapor (homogeneiza a vapor) las variaciones de temperatura son muy sensibles a los cambios de presión, por lo tanto, son muy útiles para determinar presiones.

Las correcciones de temperatura por presión son muy importante para determinar la temperatura de atrapamiento T_i (*temperature of trapping*) real de una inclusión, las cuales normalmente son más altas que la temperatura de homogeneización. Se dará una explicación más amplia en el apartado de temperaturas de atrapamiento.

Para poder utilizar a las inclusiones fluidas como geobarómetros, se deben reunir ciertas características petrográficas y composicionales de los diferentes GSI. Las inclusiones de los GSI, deben tener forma, tamaño y T_h muy parecidas, deben tener datos muy cercanos entre sí; encontrar en ellos evidencias de ebullición o desmezcla de fluidos; las inclusiones de baja densidad, por ejemplo las ricas en CO_2 , que nos permiten estimar de manera más precisa la presión, etc. En resumen, sólo en casos muy particulares se pueden estimar presiones (para más detalles ver Roedder y Bodnar, 1980).

Aplicación de microtermometría a casos de deformación

Esta herramienta ha sido empleada en una amplia gama de análisis petrográficos, particularmente en el estudio de yacimientos hidrotermales, y más recientemente (desde finales de los 80), junto con Geología Estructural también ha sido utilizada para analizar

las condiciones de presión y temperatura durante la deformación de las rocas (Fyfe y Kerrich, 1985; Foreman y Dunne, 1991; Crawford, 1992; Hodgkins, y Stewart, 1994; Boullier, 1998; Crispini y Frezzotti, 1998; Kenis *et al.*, 2000; Aguilar *et al.*, 2000).

Desde mediados del siglo pasado, se ha reconocido que los fluidos juegan un papel muy importante en el crecimiento y desarrollo de las fracturas, así como durante el movimiento y transporte de bloques a través de fallas (Gubert y Rubey, 1959; Sibson *et al.*, 1975; Fyfe y Kerrich, 1985, Gudmundsson, 2000), y quizás la evidencia más clara es la presencia de *vetas de deformación*, que se desarrollan dentro de las zonas de cizalla (Ramsay, 1980; Urai *et al.*, 1991; Nicholson, 1991; Lee y Wiltschko, 2000).

También se han observado vetas que se asocian a cinturones plegados. En los pliegues se distribuyen dependiendo de los mecanismos de plegamiento y la distribución de las elipses de distorsión interna en sus diferentes partes (Ramsay, 1967, Hudleston *et al.*, 1996). Aunque los pliegues son estructuras de acortamiento, en algunas de sus partes hay localmente extensión, y es precisamente en estos lugares donde se emplazan las vetas.

Otros trabajos recientes en que se reportan casos especiales de crecimiento de vetas paralelas a la estratificación o primera foliación en pliegues, en los cuales también se explica su distribución y mecanismos de emplazamiento, son los de Jessell *et al.* (1993), Passchier (2001) y Grasemann *et al.* (2003).

Algunas de las inclusiones fluidas que son consideradas como verdaderamente *primarias* han sido reportadas en sitios de rápido crecimiento de minerales como en vetas de extensión o en zonas de cizalla (Crawford, 1990). Normalmente la estructura interna de estas vetas muestra granos con forma alargada (de cuarzo, calcita, clorita, etc.), de tipo fibroso, bloques elongados, o incluso, granos estirados, que indican que los minerales en el interior de la veta crecieron durante el movimiento de sus paredes (Bons, 2000). Al contrario de vetas hidrotermales en las cuales hay un espacio abierto y los fluidos saturados que circulan en ellas permiten que se precipiten capas de minerales sobre ellas.

Es importante tener en cuenta que las vetas de deformación pueden tener inclusiones *primarias* con respecto al crecimiento de los minerales que se distribuyan en

frangas inter-, intra-, o bien, trans-granulares, a diferencia de las de los minerales en vetas hidrotermales, donde un requisito para que sean primarias es que se distribuyan en frangas intra-granulares asociadas a zonas de crecimiento de los minerales.

Algunas inclusiones trans-granulares de los minerales de las vetas de deformación se pueden considerar *pseudosecundarias*, pues eventualmente se asocian a microfracturas que ocurren simultáneamente al crecimiento del mineral. Las composiciones discretas de fluidos atrapados en dichos planos de microfracturas paralelas a las paredes de la veta, que corresponden a diferentes generaciones sugieren una naturaleza episódica para este fenómeno que puede visualizarse con el mecanismo de tipo *crack-seal* (Ramsay, 1980). Por lo tanto, son pulsos de microfracturamiento que ocurren con el crecimiento de los cristales.

Así mismo, también las inclusiones fluidas *secundarias* (todas ellas trans-granulares) nos pueden proporcionar información sobre la historia térmica, porque se asocian a diferentes generaciones de microfracturas que son parte de estructuras mayores, que se desarrollaron durante diferentes eventos de deformación. Las relaciones de corte de dichas microfracturas nos dan la edad relativa de ellas, y el análisis geométrico de los planos que las contienen nos ayuda a correlacionarlas por cinemática con ciertas estructuras.

Las vetas son espacios muy sensibles durante la deformación, y es este hecho el que las hace muy atractivas de analizar para entender procesos estructurales, además de que en sus minerales se alojan grandes cantidades de inclusiones fluidas que representan los restos de los mismos fluidos activos durante la deformación.

El uso de las inclusiones fluidas de vetas de deformación para estimar condiciones de metamorfismo tiene un gran potencial, particularmente en rocas de bajo y muy bajo grado, y de composiciones que no permiten que se generen facies metamórficas, como el caso de las rocas estudiadas, que son rocas metasedimentarias de composición calcárea. Aunque se debe ser muy cauteloso al momento de seleccionarlas, porque debemos estar seguros si estas vetas crecieron exactamente durante el pico metamórfico, poco antes o poco después, lo cual lo podemos definir solo con observaciones de sobreposición y cinemática de las estructuras.

Por otro lado, la microtermometría de inclusiones fluidas aplicada a minerales metamórficos, y en conjunto con petrografía de rocas metamórficas son fuentes de información complementarias. La composición de las inclusiones fluidas nos indica si el fluido está en equilibrio con una asociación mineral determinada, el volumen molar por otra parte podrá especificar las condiciones P - T a las cuales se ha alcanzado el equilibrio (Touret, 2000).

Se discutirán dos puntos de vista interesantes respecto al significado de las inclusiones fluidas como geotermómetros de las rocas metamórficas. Uno que indica que las inclusiones fluidas representan condiciones muy cercanas al pico de metamorfismo, porque si fueron atrapadas en etapas tempranas no podrían sobrevivir a las condiciones (máximas) de recrystalización mineral (Crawford, 1992), ya que se rehomogeneizarían con las nuevas condiciones. En contraste con Crawford (1992), Boullier (1999) encontró que la densidad de las inclusiones fluidas y la posición relativa de sus correspondientes isocoras respecto a las asociaciones mineralógicas indican que éstas raramente registran las condiciones máximas de P - T o el pico metamórfico, sino que mas bien registran las condiciones de más baja presión, pues al disminuir los esfuerzos empieza a dominar la presión de los fluidos, ocurre microfracturamiento y se atrapan en ellos las inclusiones fluidas. Este punto de vista está de acuerdo con las conclusiones de Jessell *et al.* (1994), respecto al momento de emplazamiento de vetas entre los planos de estratificación, que es posterior al pico máximo de la deformación.

Así mismo, Boullier (1999) encontró una gran utilidad de las inclusiones secundarias como indicadores cinemáticos, porque éstas generalmente se asocian a microfracturas que se orientan a alto ángulo con relación a la dirección de máxima extensión de las estructuras, es decir, son inclusiones sin-tectónicas.

Los ejemplos de las temperaturas que registran las inclusiones fluidas en rocas metamórficas desde los puntos de vista de Crawford (1992) y Boullier (1999) son para dos casos distintos. En el primero se discuten las inclusiones de fluidos proporcionados por reacciones metamórficas o inyectados previamente al pico metamórfico y posteriormente reequilibrados durante el mismo; de tal forma, que estas inclusiones son primarias al evento metamórfico. El caso de Boullier se refiere a inclusiones secundarias

al crecimiento de los minerales, es decir, que corresponde a un episodio tardío de actividad de los fluidos respecto a un evento de deformación.

5.2 Metodología

El primer paso para el análisis de las inclusiones fluidas fue la selección de las muestras. En este caso los criterios principales fueron sus relaciones de sobreposición y cinemática respecto a las diferentes generaciones de estructuras (Figura 16), con lo cual se pudo establecer una cronología relativa (los detalles se mencionan en el inciso de Geología Estructural).

Las muestras adecuadas para el análisis deben tener de 5 a 20 mm de espesor, y deben estar completas, es decir, con ambas paredes, las cuales permiten tener límites de referencia para describir de manera más precisa su estructura interna. Los minerales de estas vetas no deben ser totalmente transparentes ni totalmente opacos, porque los granos transparentes tienen muy pocas inclusiones, y los que son muy lechosos tienen tantas que hacen que la luz no pase a través del mineral, por lo que las preparaciones son tan delgadas que son difíciles de manipular sin que se dañen durante el análisis.

El muestreo se realizó con martillo y cincel en su mayor parte, aunque en algunos casos fue necesario utilizar un equipo de perforación para extraer núcleos de roca, gracias al cual se pudieron recuperar muestras enteras, es decir, vetas con ambas paredes, y adecuadamente orientadas.

El siguiente paso fue la preparación de la muestra. Las preparaciones utilizadas para microtermometría son secciones pulidas por ambas caras, tienen un tamaño de centímetros o milímetros cuadrados, y con un espesor típicamente entre 90 y 120 μm . El espesor de la sección depende de la transparencia del mineral y del tamaño y abundancia de las inclusiones fluidas. Para obtener muestras pulidas de buena calidad se hacen las siguientes recomendaciones:

- Hacer observaciones en una sección para petrografía para verificar si la muestra tiene inclusiones, y su tamaño, porque el tamaño nos ayuda a determinar un espesor adecuado, así mismo podemos ir viendo si hay inclusiones de tamaño adecuado para el análisis ($>5\mu\text{m}$) antes de continuar con la preparación.

- Como finalmente la roca se romperá en varios fragmentos pequeños, es importante mantener un buen registro de la muestra completa, para poder regresar los fragmentos aislados a su posición original, esto a través de fotomicrografías o dibujos.
- Guardar las muestras en recipientes pequeños para evitar que se revuelvan los fragmentos y se muevan, pues se pueden despedazar fácilmente.
- No tocarlas con las manos, porque los ácidos grasos de los dedos las manchan y evitan que puedan verse con claridad. Si se manchan, se puede utilizar un poco de acetona con un poco de algodón para limpiarlas.

Una vez terminadas las secciones doblemente pulidas se hizo la petrografía de las inclusiones. El método de trabajo para una buena observación debe seguir ciertos requerimientos elementales, así como de ciertas reglas básicas:

- El objetivo es seleccionar un número limitado de inclusiones, con base en dibujos y fotomicrografías, con un buen control en términos de su ubicación y cronología relativa respecto a las microestructuras de las vetas (ver Anexo 2).
- Las inclusiones en franjas o líneas son por regla más abundantes que las aisladas o en racimos. Las diferentes franjas o racimos representan GSI.
- Subir y bajar con frecuencia la sección delgada durante la observación, con el fin de verificar la continuidad a profundidad de los planos de microfracturas, o racimos de inclusiones, con lo cual podemos controlar la distribución y límites de los GSI.
- Para representar la distribución de las inclusiones en el espacio tridimensional los dibujos son más prácticos que las fotomicrografías.
- Los tipos de fluidos contemporáneos por definición tienen una composición similar. Si se llegaran a observar dentro de los GSI inclusiones fluidas con fluidos de composiciones diferentes, podemos suponer que se formaron a partir de líquidos inmiscibles.

Una vez seleccionados y adecuadamente documentados los grupos de inclusiones fluidas, el siguiente paso es tomar las mediciones de T_h y T_{mi} en ellos.

Las mediciones para esta tesis se llevaron a cabo en dos platinas térmicas diferentes: en una platina de calentamiento-enfriamiento Linkam THMS 600, cuya calibración muestra una precisión en las medidas de $\pm 0.2^\circ\text{C}$ en ensayos de baja temperatura y, de $\pm 2^\circ\text{C}$ en ensayos de alta temperatura; y en una platina Reynolds, cuya calibración muestra una precisión en la medición de bajas temperaturas de $\pm 0.2^\circ\text{C}$ y de $\pm 2^\circ\text{C}$ para medición de altas temperaturas. Se tomaron 20 mediciones de control de las mismas inclusiones en ambas platinas, y se obtuvieron datos muy similares. Las temperaturas de homogeneización medidas en la platina Linkam son solo 1°C más bajas que las medidas en la platina Reynolds, que está dentro del rango de error, y por lo tanto, los datos obtenidos en ambos instrumentos son comparables.

Los resultados obtenidos fueron analizados estadísticamente, y los datos promedio fueron graficados en diagramas de T_h vs. T_{mi} para ver si se pueden observar cambios en la densidad y composición de los fluidos, en el tiempo.

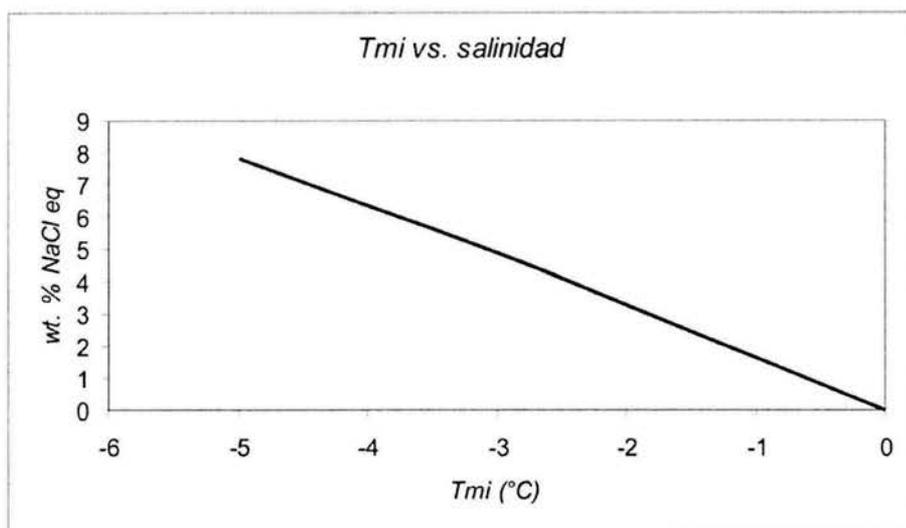


Figura 18. Diagrama que muestra la relación entre T_{mi} y salinidad según la ecuación de Bodnar y Vityk (1994).

Finalmente, las salinidades fueron calculadas mediante las ecuaciones de Bodnar y Vityk (1994) para el sistema H₂O-NaCl, incluidas en el programa *MacFlinCor* de Brown y Hagemann (1994). Las relaciones de *T_m* y salinidad de acuerdo con estas ecuaciones se observan en la Figura 18.

5.3 Resultados

Se analizaron las inclusiones fluidas en muestras de vetas de cuarzo y calcita de diferentes generaciones (*V₁*, *V₂* y *V₃*) asociadas a tres eventos de deformación de las rocas metasedimentarias de Valle de Bravo (Figura 19). De un total de 40 muestras doblemente pulidas que se prepararon, sólo en 9 de ellas se obtuvieron datos microtermométricos (*Th* y *T_m*). Esto se debe a que algunas de ellas eran de color blanco lechoso (que deben a la elevada cantidad de inclusiones fluidas que contienen), es decir, poco transparentes, y para poder observar inclusiones en ellas se tuvieron que adelgazar las muestras a un espesor tal que era difícil manipularlas para el análisis sin que se rompieran. Otras eran muy transparentes y contenían muy pocas inclusiones, y en otras, los cortes oblicuos realizados en ellas no permitieron ver relaciones de sobreposición claras de los diferentes GSI.

Las vetas analizadas tienen estructuras internas fibrosas, granulares y compuestas en los tres casos. Solo en las vetas más jóvenes, *V₃*, se observaron minerales euhedrales en calcita, de tipo “diente de perro”. La Figura 20 muestra esquemas de las principales estructuras internas de vetas trabajadas.

Asimismo, se hicieron pruebas en muestras de calcita obtenidas por exfoliación mecánica directa para verificar si las muestras fueron alteradas (macladas por deformación) durante su preparación, y se obtuvieron resultados favorables, es decir, que no hubo modificación de los fluidos en dichos minerales. Para este estudio, únicamente se han utilizado inclusiones en minerales sin evidencia alguna de recristalizaciones, conforme a las recomendaciones de Roedder (1984).

Todas las inclusiones son dominadas por líquido (alta relación líquido/vapor) y sin precipitación de minerales hijos en su interior. Son bifásicas a temperatura ambiente

también los efectos de esta deformación, que se manifiestan con la presencia de abundantes microfracturas (Figura 20, Anexo 2).

En las cinco vetas estudiadas, se encontraron diferentes GSI, pero sólo se analizaron tres grupos que se reconocieron en todas las vetas y se pueden diferenciar claramente, ninguno de ellos corresponde a inclusiones primarias. Dos grupos de inclusiones fluidas se encuentra sobre planos intragranulares, con orientaciones perpendiculares y paralelas a las fibras, que posiblemente son de carácter pseudosecundario respecto al crecimiento del cristal durante D_1 (Figura 21 a y b). Estos grupos se analizaron en las muestras VB-24, VB-8 y VB-162A, y en los tres casos se obtuvieron datos de Th y Tmi , con temperaturas de homogeneización (Th) de alrededor de 250°C , y temperaturas de fusión de hielo (Tmi) entre -4.8 y -2.9°C (ver Tabla 1). Con los datos de Tmi se estimó una salinidad entre 6.1 y 7.4 %peso NaCl eq.

El tercer grupo de inclusiones (GSI) analizado en las vetas de la primera generación se distribuye en franjas trans-granulares, que son paralelas a microfracturas aparentemente asociadas a D_2 , de los cuales hay dos tipos. En el primer tipo, se trata de inclusiones secundarias que se alojan sobre planos de microfracturas radiales en vetas de primera generación plegadas (Figura 20, V_1), o planos de microfracturas perpendiculares a la dirección de estiramiento de vetas abudnadas, que cinemáticamente se pueden asociar con estructuras de D_2 . El otro tipo de inclusiones, que sin duda corresponden al segundo evento de deformación, son las de grupos de inclusiones primarias en calcita inyectada durante D_2 . Para el primer caso se obtuvieron Th entre 164 y 191°C , y Tmi de alrededor de -2.2°C . Mientras que en las inclusiones primarias de la calcita inyectada en V_1 , durante D_2 , se obtuvo una Th de alrededor de 177°C , y una Tmi de -3°C . La salinidad calculada con los datos de Tmi va de 3.6 a 4.9 wt.% NaCl eq.

Finalmente, en estas vetas se tomaron mediciones de temperatura en un GSI, de una microfractura tardía, que corta a las antes mencionadas, es decir, más joven, de la cual se obtuvo una Th de cerca de 131°C , y Tmi de -1.5°C , que corresponde a una salinidad de 2.4 wt.% NaCl eq.

Tabla 1: Resultados de microtermometría de inclusiones fluidas.

Muestra	GSI	Observaciones	Edad relativa a D2	Mineral	Tamaño de inclusiones (μm)	Relación liq/vap	*Th	**Tmi	Salinidad
							Tmin/Tprom/Tmax (No.)	Tmin/Tprom/Tmax (No.)	(wt.% NaCl eq.)
VB-44d, V1	VB-44d-a	Paralelas a la fibra, pero cortan a microfracturas perpendiculares	Contemporánea a D2	cuarzo	5 a 12	0.85	168/171/174 (13)	-2.4/-2.6/-2.8 (11)	3.9/4.2/4.6
	VB-44d-b	Paralelas a la fibra, pero cortan a microfracturas perpendiculares	Contemporánea a D2	cuarzo	4 a 7	0.85	161/164/167 (12)		
VB-24, V1	VB-24-a	Paralelas a las fibras de cuarzo	Anterior a D2	cuarzo	10 a 4	0.8	203/208/213 (5)	-2.7/-2.9/-3.1 (4)	4.4/4.7/5.0
	VB-24-b	Las microfracturas tienen una orientación oblicua respecto a las fibras	Contemporánea a D2	cuarzo	4 a 7	0.85	187/191/195 (4)		
	VB-24-c	Primarias(?) en calcita asociada a D2.	Contemporánea a D2	calcita	3 a 7	0.90-0.85	171/177/183 (18)	-2.8/-3.0/-3.2 (5)	4.6/4.9/5.2
VB-8, V1	VB-8-a	Paralelas a las fibras de cuarzo	Anterior a D2 y contemporánea? a D1	cuarzo	4 a 10	0.8	232/250/268 (9)	-3.5/-3.8/-4.1 (5)	5.6/6.1/6.5
	VB-8/b	Inclusiones primarias dentro de un cristal de calcita.	Contemporánea a D2	calcita	6 a 15	0.85	159/172/185 (15)		
VB-162A, V1	VB-162A-a	Perpendiculares a las fibras de cuarzo, intragranulares.	Anterior a D2 y posterior a D1	cuarzo	6 a 10	0.8	226/246/266 (20)	-4.6/-4.7/-4.8 (15)	7.2/7.4/7.5
	VB-162A-b	Oblicuas, microfracturas dominantes	Más joven que D2	cuarzo	4 a 7	0.9	122/131/141 (4)	-1.1/-1.5/-1.9 (4)	1.8/2.5/3.1
VB-176D-V1	VB-176D-a	En microfracturas subparalelas a las fibras de cuarzo	a más vieja que b	cuarzo	6 a 12	0.90-0.85	152/157/162 (16)		
	VB-176D-b	Sobre límite de subgrano de cuarzo	b más vieja que c (contemporánea a D2)	cuarzo	5 a 8	0.90-0.86	162/165/168 (4)		
	VB-176D-c		c, más joven	cuarzo	3 a 6	0.9	147/155/163 (6)		
	VB-176D-d	Sobre microfracturas paralelas a la pared de la veta, PS?	Contemporánea a D2	calcita	4 a 8	0.9	154/160/166 (12)	-2.1/-2.2/2.4 (8)	3.4/3.6/3.9
VB-73, V2	VB-73	En microfracturas paralelas a la pared de la veta, PS?	Contemporánea a D2	calcita	4 a 8	0.9	159/167/175 (18)	-3.1/-3.2/-3.4 (3)	5.0/5.2/5.5
VB-174D, V2	VB-174D	Posiblemente primarias	Contemporánea a D2	calcita	5 a 20	0.9	195/202/209 (20)		
VB-78, V3	VB-78	Posiblemente primarias	Posterior a D2	calcita	10 a 40	0.8	192/204/216 (27)	-1.5/-1.6/-1.7 (6)	2.5/2.6/2.8
VB-101, V3	VB-101-a	Posiblemente primarias	Posterior a D2	calcita	7 a 12	0.8	210/220/230 (27)	-2.7/-2.8/-2.9 (18)	4.4/4.6/4.7
	VB-101-b	Posiblemente primarias	Posterior a D2	cuarzo	4 a 12	0.85	220/225/230 (15)		

*Th: Temperatura de homogeneización; **Tmi: Temperatura de fusión de hielo

Resultados de las vetas V₂

Las vetas de segunda generación están formadas principalmente por calcita, aunque a veces también se observa un poco de cuarzo, arreglados en una fábrica fibrosa, o de tipo bloque elongados (Bons, 2000). Las vetas analizadas son aquellas que en el capítulo de Geología Estructural se denominaron “vetas de flanco”; es decir, vetas que crecen con una orientación perpendicular a la máxima extensión incremental, y que comúnmente se observan en los flacos largo de pliegues (ver Figuras 12, 15, 19 y la Tabla 2). Al igual que las vetas V₁, estas vetas también son vetas confinadas, que de acuerdo con Roedder y Bodnar (1980), son vetas que crecieron en condiciones litostáticas. En ellas se buscaron y encontraron grupos de inclusiones primarias y pseudosecundarias.

Se tomaron datos microtermométricos de grupos de inclusiones de carácter primario y pseudosecundario en las muestras VB-73 y VB-174D. Las inclusiones estudiadas tienen tamaños que varían generalmente entre 5-15 μm con un tamaño máximo de $\sim 20 \mu\text{m}$, son pequeñas y normalmente tienen forma de cristal negativo de calcita (Anexo 2). Las inclusiones primarias se encuentran en las zonas centrales de los cristales, o bien sobre planos intra-granulares. Las inclusiones pseudosecundarias están distribuidas sistemáticamente a lo largo de microfracturas selladas, y normalmente son paralelas a las paredes de la veta, y a trazas de inclusiones sólidas compuestas por fragmentos de la roca encajonante. De acuerdo con las observaciones de Ramsay (1980), los planos de inclusiones tanto sólidas como fluidas se deben al mecanismo de *crack-seal*, que opera durante el desarrollo de vetas de deformación, y representan cada pulso de apertura de las vetas. Se hicieron ensayos de medición de T_h para ambos grupos de inclusiones en la muestra VB-73, y se obtuvieron resultados muy parecidos para ambos grupos. Por lo tanto, ambos grupos de inclusiones se atraparon bajo las mismas condiciones en las vetas. En las dos muestras que se midieron, se obtuvieron T_h entre 167 y 202°C, y T_{mi} de alrededor de -3°C (para detalles, ver Tabla 1, Figura 6, y Anexo 2). Las salinidades calculadas son de aproximadamente 5.2 wt.% NaCl eq, que en principio son comparables con los datos obtenidos para GSI asociados a D₂, en las vetas de la primera generación.

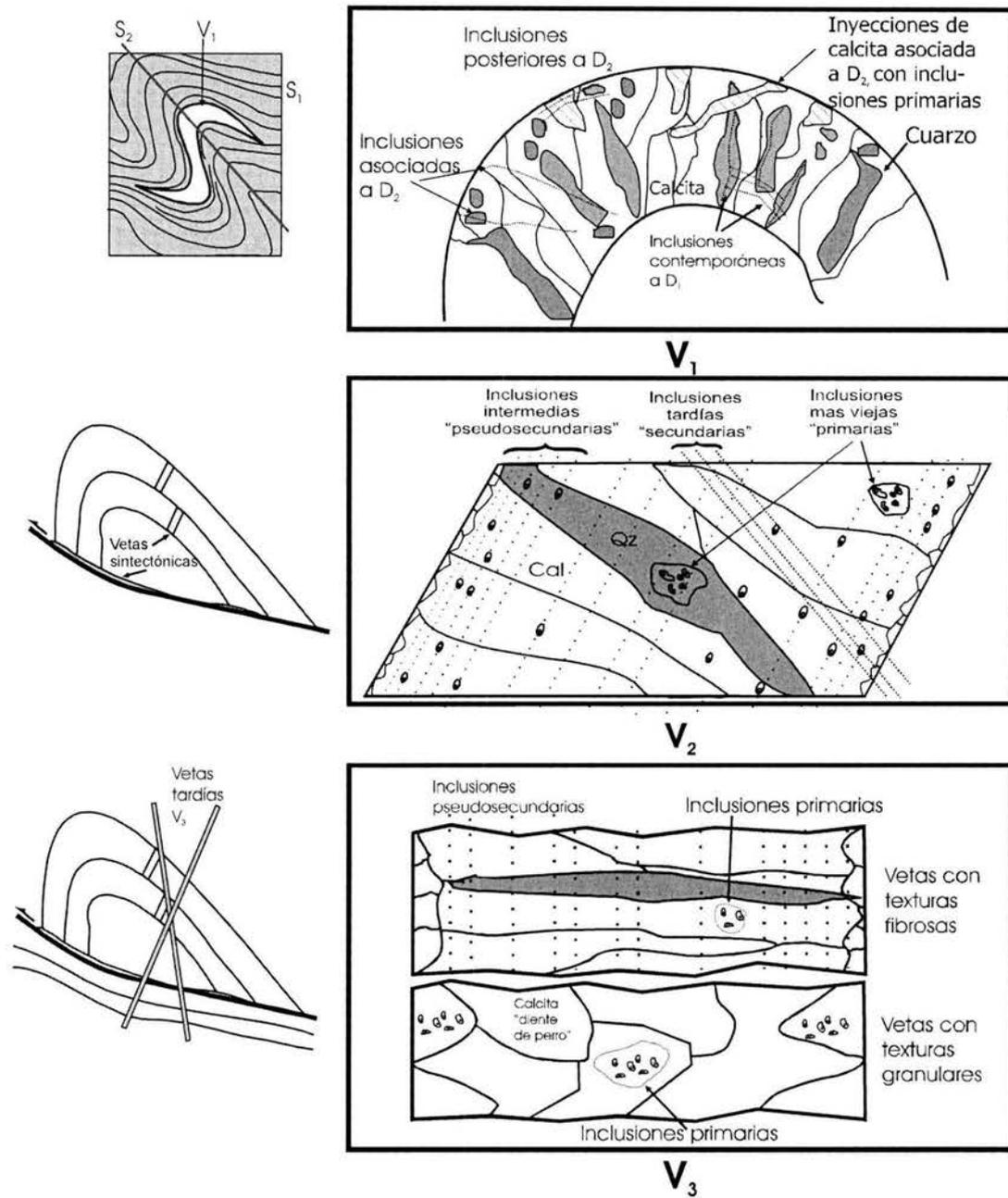


Figura 21. Diferentes aspectos de la fábrica de las vetas analizadas que se usaron como criterios para seleccionar los diferentes grupos de inclusiones fluidas. V₁, básicamente se usaron criterios de superposición y criterios cinemáticos para correlacionar planos de microfracturas con las zonas de extensión local en el pliegue. V₂. También se usaron criterios de superposición de microfracturas y de cinemática de apertura de las vetas. V₃, en este caso hay pocos sistemas de microfracturas, de modo que la mayor parte de inclusiones que se observaron, son primarias, solo hay algunos planos de inclusiones paralelos a la pared de la veta de carácter pseudosecundario.

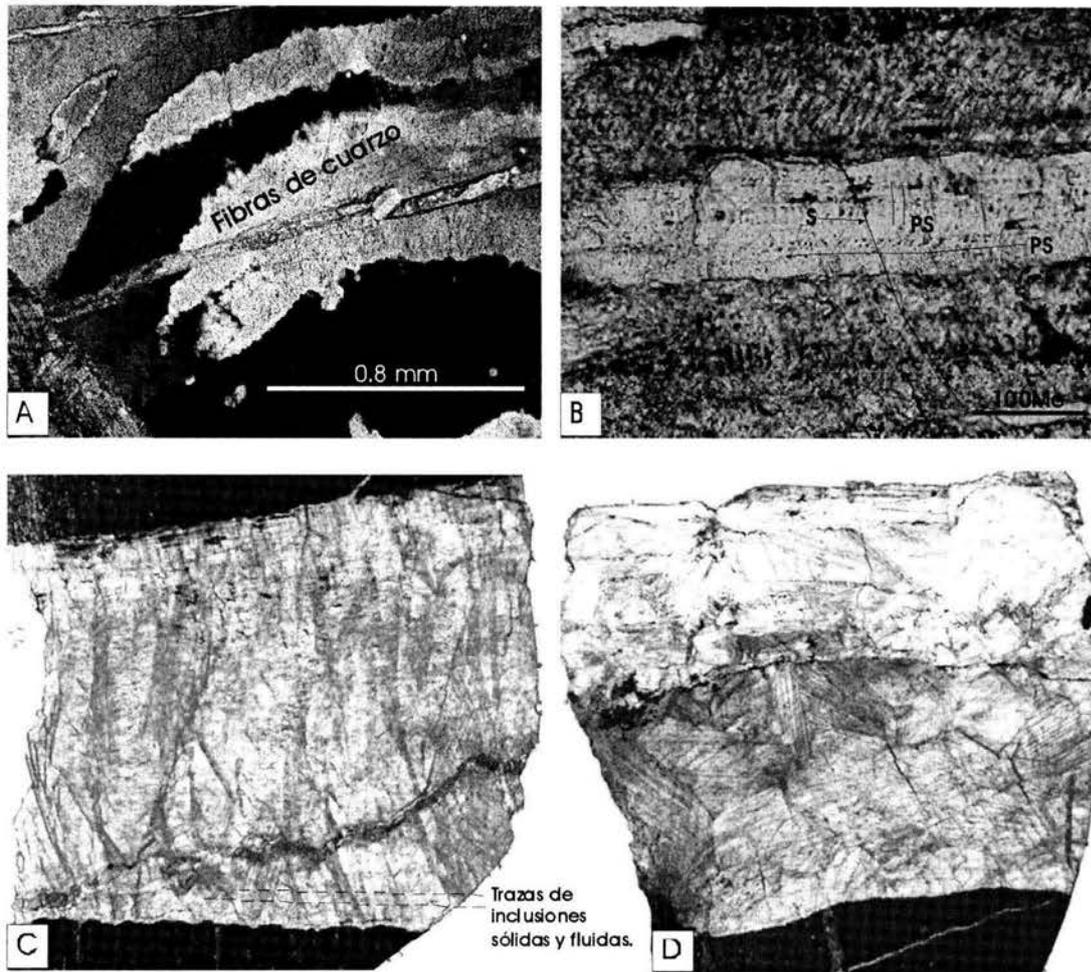


Figura 21. Fábrica interna de las vetas: **A**, estructura fibrosa desarrollada en cuarzo y calcita, típica de vetas de la primera generación (imagen tomada en el microscopio petrográfico Leica con nicoles cruzados y con el objetivo de 10X); **B**, acercamiento a una fibra de cuarzo, se observan diferentes grupos de inclusiones sobre planos de microfracturas, pero destacan las paralelas y transversales a la fibra (imagen tomada en microscopio petrográfico Leica con nicoles paralelos y con el objetivo de 20X); **C**, estructura fibrosa en una veta de segunda generación, formada esencialmente por calcita, se observan claramente trazas de inclusiones sólidas y fluidas paralelas a la pared de la veta; y, **D**, fábrica más común, de tipo granular, en vetas de la tercera generación, también formadas esencialmente por calcita (las imágenes C y D fueron tomadas en el microscopio binocular Leica con nicoles paralelos y con el objetivo de 1X).

Resultados de las vetas V₃

Por último, se analizaron dos muestras de vetas de tercera generación, es decir, posteriores a los dos grandes eventos de acortamiento del área. Estas vetas están posiblemente asociadas a fallamiento normal y fracturamiento tardío. A diferencia de las anteriores, éstas tienen longitudes mayores, de decenas de metros, y no estaban confinadas a los volúmenes rocosos durante su emplazamiento. Normalmente se encuentran en arreglos conjugados, que se prolongan a la superficie y probablemente durante su formación tuvieron comunicación con el exterior. Es decir, parecen ser vetas que crecieron en condiciones hidrostáticas de acuerdo con Roedder y Bodnar (1980). Estas vetas normalmente tienen una fábrica granular, y eventualmente tienen minerales euhedrales de calcita escalenoédrica (“diente de perro”).

Se encontraron inclusiones de carácter primario y pseudosecundario. Las inclusiones primarias se hallaron en zonas de crecimiento paralelas a caras de los cristales, y se observan muy fácilmente en la calcita “diente de perro”. Las inclusiones pseudosecundarias se encuentran distribuidas a lo largo de antiguas microfracturas selladas. Al igual que en las vetas de la segunda generación, en éstas las inclusiones tienen tamaños muy parecidos y formas muy regulares, de cristal negativo de calcita (Detalles en el Anexo 2).

De las dos muestras analizadas se obtuvieron T_h de alrededor de 220°C y T_{mi} entre -2.8 y -1.6 °C. Los datos de T_{mi} corresponden a salinidades entre 2.6 y 4.6 wt.% NaCl eq. (para ver los datos obtenidos y su localización ver Tabla 1 y Figura 6).

5.4 Representatividad de los datos

De los grupos de inclusiones analizados, se seleccionaron aquellos que, por sus características petrográficas, cantidad y calidad de los datos, y correspondencia con otros grupos de inclusiones semejantes pudieran ser representativos de los fenómenos de deformación que se analizaron.

En la Figura 22 se muestra la correlación de T_h y T_{mi} , en el diagrama A se observa el total de las inclusiones fluidas analizadas, y en el diagrama B se representaron

los datos promedio de los diferentes GSI de las diferentes muestras, y se muestra también cuales de los puntos en el diagrama están asociados a D_1 , D_2 o a eventos de fallamiento tardío. En ambos diagramas de la Figura 22 se observa una correlación negativa de Th y Tmi , es decir, conforme aumenta la temperatura de homogeneización baja el punto de fusión de hielo. Dicho en otras palabras las inclusiones fluidas con Th más alta también tienen las salinidades más altas; y por el contrario, las inclusiones fluidas que registran la Th relativamente más baja también tienen menores concentraciones de sales.

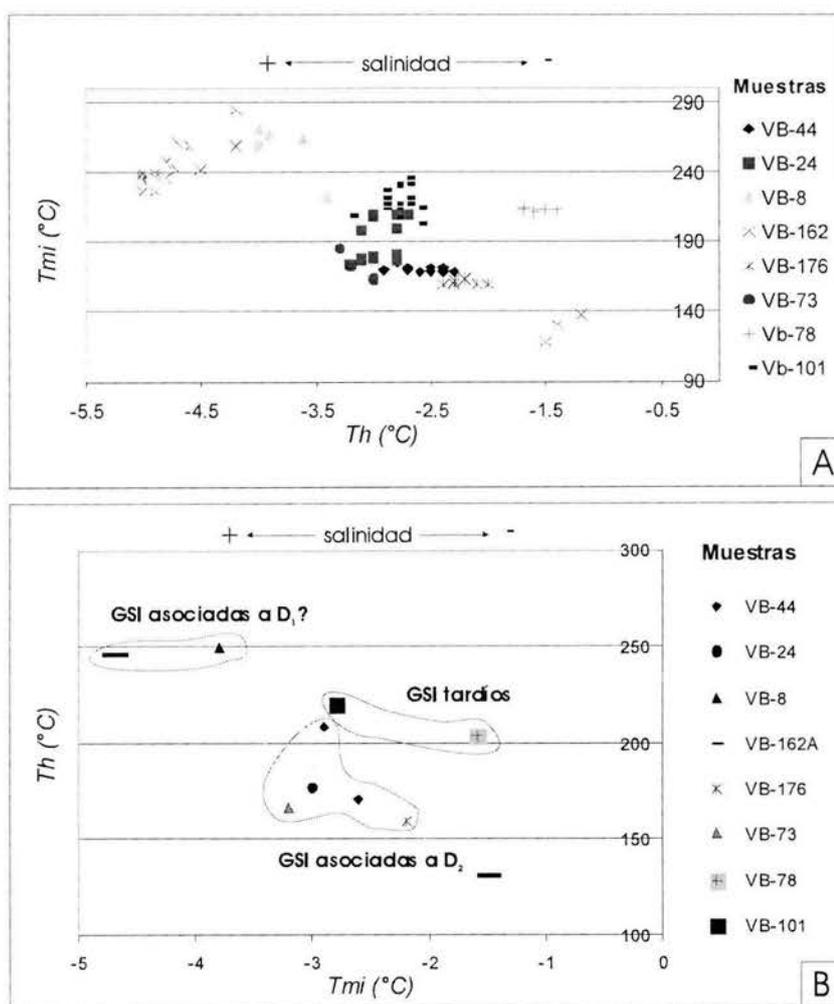


Figura 22. Diagrama de Th vs. Tmi de los diferentes grupos de inclusiones analizados en las distintas muestras. **A**, se muestran los datos individuales de todas las inclusiones fluidas analizadas. **B**, se delimitan los diferentes campos en los que caen los grupos asociados a D_1 , D_2 y a estructuras tardías.

Las inclusiones fluidas asociadas a D_1 y D_2 se encuentran en vetas que crecieron en equilibrio térmico con la roca encajonante. Proviene de fluidos que fueron activos durante un evento de deformación, y que transportaron a los minerales en solución a las vetas. La temperatura de dichos fluidos corresponde al gradiente geotérmico a una profundidad dada, que en principio es la misma de la roca encajonante. Además, estas inclusiones fluidas crecieron en vetas confinadas en la roca encajonante, es decir, que no están abiertas en la superficie, y por lo tanto, para poder ser inyectadas dentro de la roca, la presión de los fluidos tuvo que exceder la presión litostática a la que estaban sometidas durante la deformación, que corresponde al peso de la columna de rocas sobre ellas. Este último criterio es importante, pues en él se basó para aplicar correcciones de temperatura por presión (Figura 17A y 23)

Por otro lado, también se midieron inclusiones de vetas tardías, VB-101 y VB-78, de las cuales se obtuvo Th de 220-225°C, y salinidades variables entre 2.6 y 4.6 wt% NaCl eq. A diferencia de las vetas V_1 y V_2 , las vetas tardías son vetas abiertas a la superficie, y provienen de fluidos que no estuvieron en equilibrio térmico con el volumen rocoso sino que provienen de alguna fuente a profundidad que aprovechó las fracturas que se formaron durante fallamiento normal para emplazarse. Por lo tanto, estas vetas fueron desarrolladas en condiciones de presión hidrostática y con este criterio se realizaron las correcciones por presión (Figuras 17A y 23 C).

Como se indica en el inciso de marco teórico, la Th expresa sólo condiciones mínimas y no la temperatura de atrapamiento (Tt) de las inclusiones fluidas, por lo cual, se deben realizar correcciones de temperatura por presión.

Las correcciones de temperatura por presión (Roedder, 1984, y Goldstein y Reynolds, 1994) se realizaron en un diagrama P - T , donde previamente se dibujaron las isocoras representativas de los GSI, calculadas en el programa McFlinCor de Brown y Hagemann (1994) (ver Figura 17B). Las isocoras son curvas en el campo P - T que expresan la misma densidad o volumen molar bajo distintas condiciones de P y T . Entonces, una vez determinada la isocora representativa del fluido que estamos analizando, si conocemos P o T de manera, podemos calcular la otra variable. En este caso necesitamos conocer la presión para determinar la temperatura de atrapamiento, Tt .

Uno de los métodos para determinar presiones modelo para corrección de temperatura es el de Goldstein y Reynolds (1994) que aquí se utilizó. En este método se asumen diferentes magnitudes de los gradientes geotérmico y bórico para construir curvas termo-barométricas para condiciones hidrostáticas o litostática, cuyo cruce con la isocora en el diagrama P-T nos da las condiciones P-T de atrapamiento del fluido. Estas estimaciones tienen un grado de incertidumbre pues los gradientes geotérmicos han variado a través del tiempo. Para las inclusiones que han sido atrapadas en condiciones hidrostáticas, se considera un gradiente similar al actual, que es posible sea el mismo que en tiempos pasados. Sin embargo, si las inclusiones se han formado en condiciones litostáticas podemos estar considerando condiciones que disten mucho de ser las del momento del atrapamiento de las inclusiones.

En este caso, al igual que en otros trabajos de microtermometría de la deformación (Foreman y Dunne, 1991, y Hodkins y Stewart, 1994), se siguieron los siguientes pasos: Se construyeron isocoras para los fluidos acuosos (H₂O y NaCl), usando los valores promedios de salinidad y T_h , junto con la ecuación de Bodnar y Vityk (1994), obtenidos en el programa MacFlinCor (Brown y Hagemann, 1994). Una vez graficadas las isocoras, también se dibujaron en el mismo diagrama las curvas termo-bóricas para condiciones litostáticas e hidrostáticas. Dichas curvas se obtienen relacionando los datos de temperatura del gradiente geotérmico con los datos de presión del gradiente bórico para condiciones litostáticas; y relacionando el gradiente geotérmico con el gradiente hidrostático para condiciones hidrostáticas.

El gradiente geotérmico se considera similar al actual de 31°/Km para ambos casos. Los gradientes bóricos se calcularon con la relación $P=\rho hg$, donde ρ es la densidad, y g la constante de la gravedad (9.8m/s²), para una profundidad h de 1 Km.

Para condiciones litostáticas se calculó el gradiente bórico considerando una densidad promedio de la roca de 2680 Kg/m³, que es el promedio de densidad de los principales componentes de la roca, cuarzo y calcita, con densidades de 2650 y 2710 Kg/m³, respectivamente (Hurlbut y Klein, 1992). Con el dato de densidad promedio se calculó un gradiente bórico de 26.26 MPa/Km, o bien de 262 bar/Km.

Para condiciones hidrostáticas el gradiente bórico, considerando la densidad del agua de 1000 Kg/m^3 es de 9.8 MPa/ Km o 98 bar/Km .

Con los gradientes geotérmico y bórico se obtuvieron las curvas termo-bóricas para condiciones litostática e hidrostática con las siguientes relaciones P/T: Para las condiciones litostáticas de $262 \text{ bar/31}^\circ\text{C}$ y para condiciones hidrostáticas de $98 \text{ bar/31}^\circ\text{C}$ (Figura 23).

Recordemos además, que las vetas V_1 , a diferencia de las V_2 , que crecieron simultáneamente que la deformación ocurría, aunque provienen de fluidos activos durante la primera deformación, no fueron emplazadas durante el pico metamórfico, sino un poco después (ver capítulos de Geología Estructural y Microtermometría), pues cortan a la primera foliación, por lo cual, los datos de temperatura asociados a D_1 calculados en las inclusiones, representan solo las temperaturas mínimas de dicho evento de deformación. Mientras que las inclusiones en las V_2 , expresan justamente las condiciones de la deformación, pues son sintectónicas.

En la Figura 23, se muestran las correcciones de temperaturas y las Tt calculadas para los diferentes GSI asociados a D_1 , D_2 y estructuras posteriores. Las correcciones por presión para las inclusiones asociadas a D_1 utilizando la curva litostática indica que las inclusiones fluidas se atraparon aproximadamente 3000 bar de presión, lo que nos da una corrección de temperatura positiva de más de 200° , con temperaturas de atrapamiento Tt de 458 y 477°C (Figura 23A).

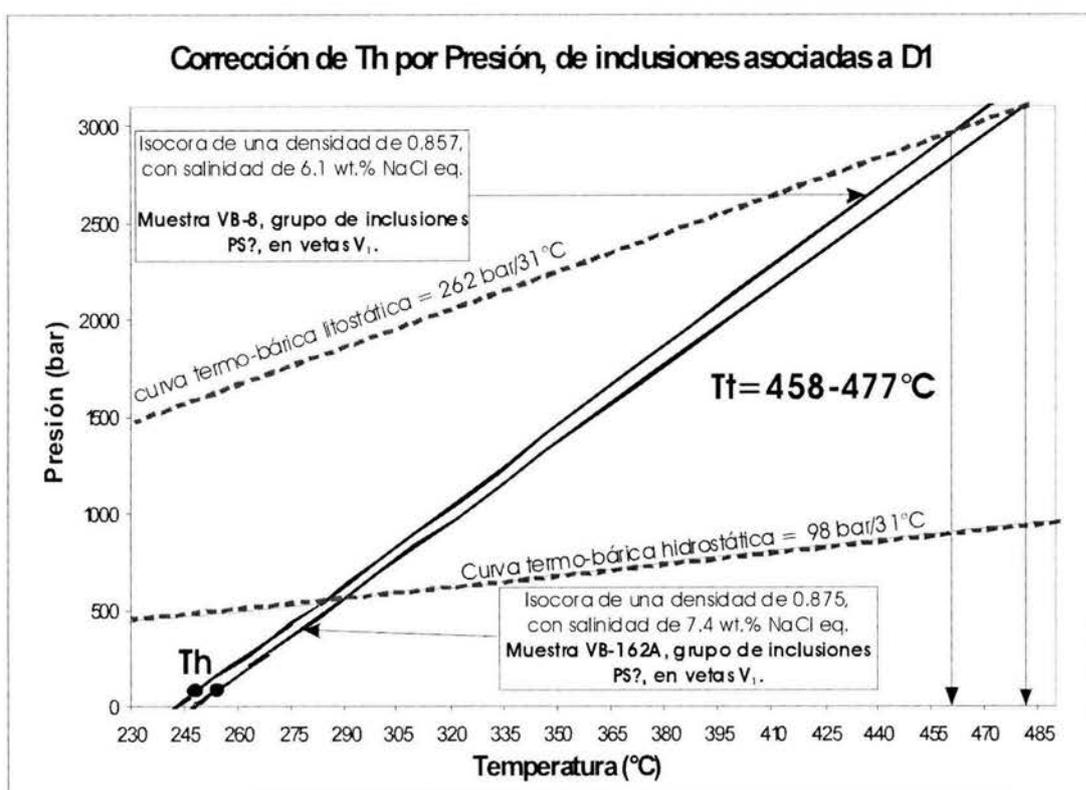
Los 3000 bar de presión modelo calculados para la corrección a las condiciones más altas de presión del rango calculado para metamorfismo de las metabasitas del Grupo Arcelia-Palmar Chico estimado a través de estudios petrográficos detallados (Elías, 2004), por lo tanto, la curva termo-bórica es aproximada a las condiciones de entrapamiento de las inclusiones fluidas asociadas a D_1 .

Las inclusiones fluidas asociadas a D_2 se corrigieron utilizando también como referencia la curva termo-bórica para condiciones litostáticas, que interseca a las curvas de isocoras de las inclusiones fluidas entre 1500 y 1700 bar . Este rango de presión también coincide con las condiciones de metamorfismo estimadas por Elías (2004) para

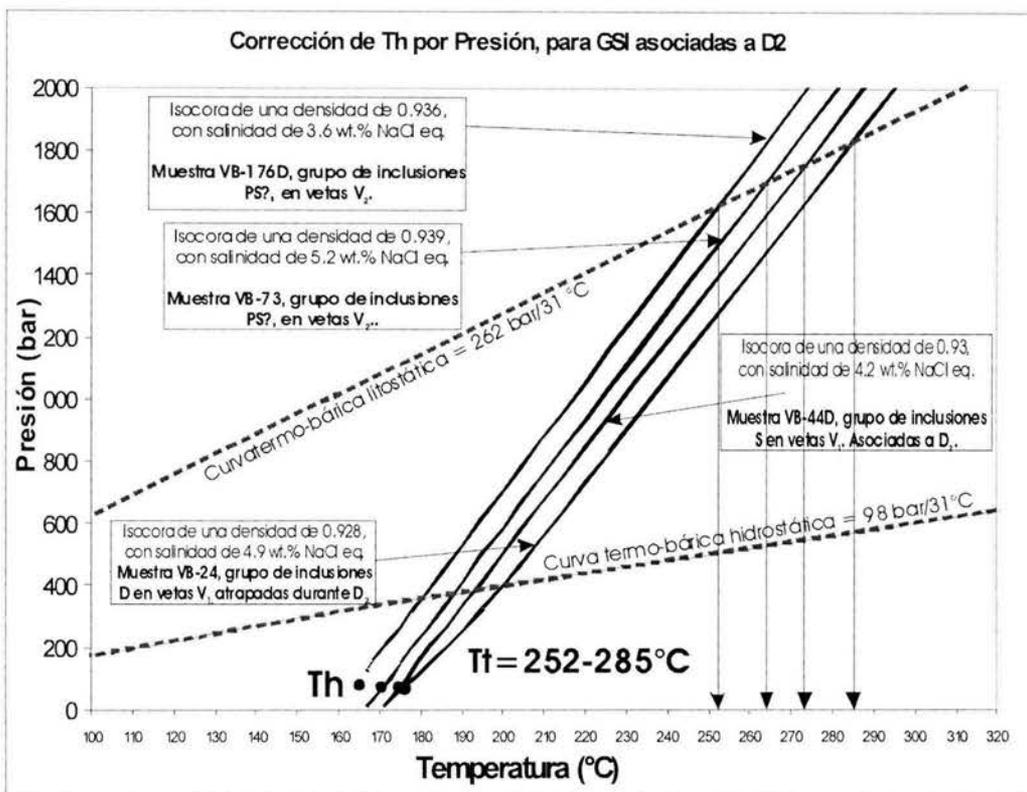
el Grupo Arcelia-Palmar Chico, y por lo tanto, son condiciones aproximadas al atrapamiento de las inclusiones fluidas.

Las correcciones por presión para las inclusiones fluidas asociada a D₂ incrementaron ~100°C la *Th* promedio determinada para cada uno de los GSI, por lo tanto, se obtiene un rango de temperatura representativo para D₂ entre 252 y 285°C que es relativamente cerrado (Figura 23 B).

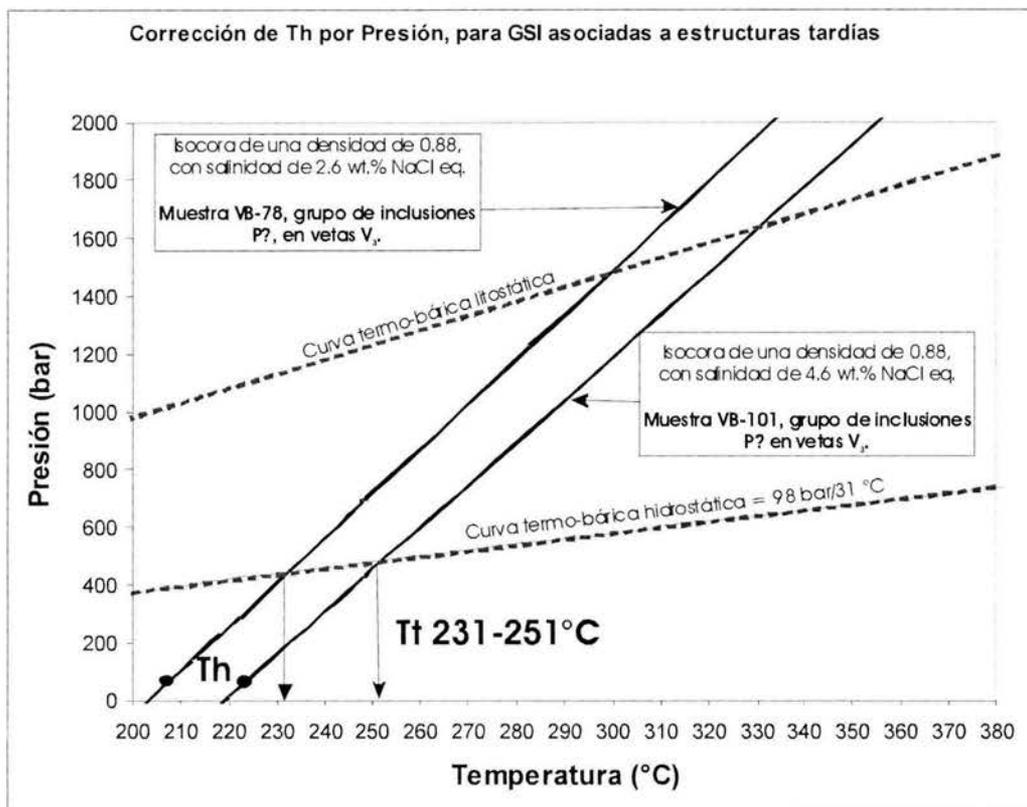
Las inclusiones fluidas asociadas a vetas y estructuras tardías, fueron corregidas por presión utilizando un gradiente hidrostático, que suma de 20 y 30 °C, quedando así la *Tt* entre 231 y 252°C.



A



B



C

Figura 23. Diagramas P/T , en los que se dibujaron las isocoras de los grupos asociados a D_1 , D_2 , y estructuras tardías, y las curvas de gradientes termo-báricos para condiciones litostáticas e hidrostáticas, para aplicar corrección a la temperatura por presión, los cuales se realizaron considerando una densidad de 2680 Kg/m^3 (densidad promedio de rocas calcáreas con abundante cuarzo) y un gradiente geotérmico de 31°C/Km para condiciones litostáticas, y de 1000Kg/m^3 (densidad del agua), y 31°C/Km , para condiciones hidrostáticas. **A**, correcciones por presión de GSI anteriores a D_2 , considerando condiciones litostáticas, porque las vetas se emplazaron en condiciones confinantes en la roca, y para emplazarse tuvieron que vencer el peso litostático. **B**, vetas emplazadas durante D_2 , que se emplazaron en condiciones similares a las anteriores, por lo cual, también se aplicó una corrección por presión litostática. **C**, GSI asociados a vetas tardías, las cuales estuvieron abiertas a la superficie, por lo cual se aplicó una corrección usando un gradiente hidrostático. T_h = temperatura de homogeneización; T_t =temperatura de atrapamiento.

6 Discusión

6.1 Historia geológica

Una reconstrucción de las probables litofacies de las rocas metasedimentarias (MS), tomando como base la composición predominantemente calcárea de este conjunto, indica que posiblemente se formaron en una cuenca marina relativamente profunda (con respecto a las otras unidades sedimentarias del subterreno Teloloapan y de la Plataforma Morelos-Guerrero), con sedimentación delgada a laminar y aporte de terrígenos. En contraste, el conjunto de rocas metavolcánicas (MV) está representado por una asociación de rocas volcánicas y sedimentarias (pedernal y volcaniclásticos) típica de depósitos de un ambiente de fondo oceánico con el cual se ha asociado al subterreno Arcelia-Palmar Chico.

Las edades calculadas para ambos paquetes por Elías *et al.* (2000) de 103 y 93 Ma (Ar^{39}/Ar^{40} , roca total), para las laves de los paquetes MS y MV respectivamente, son congruentes con la edad paleontológica reportada al sur del área (Guerrero *et al.*, 2000 y Salinas Prieto, 1994), y por lo tanto se considera edad de cristalización. Estas edades son relativamente cercanas entre sí, por lo que las rocas sedimentarias de ambos paquetes parecen haberse desarrollado contemporáneamente en diferentes ambientes sedimentarios.

El primer evento de acortamiento ocurrió en condiciones de más alto grado presión y temperatura, porque es el único que deformó a las rocas en escala de grano. Todas las litologías (lava andesítica, caliza, grauvaca, lutita, etc.) presentan una primera foliación, S_1 , con un espaciamiento de dominios de clivaje de menos de un milímetro, la cual se debe principalmente a los efectos de disolución por presión, aunque en las lutitas del conjunto MS hubo crecimiento de sericita y clorita y recristalización de cuarzo, mientras que en las metalavas del conjunto MV hubo desarrollo de la paragénesis prehnita y pumpellyita (Sánchez-Zavala, 1993 y Elías, 2004).

En el paquete MS esta deformación se expresa mediante una serie de pliegues isoclinales con planos axiales subhorizontales, de los que no se pudo determinar la cinemática. En el paquete MV se observa una gran zona de cizalla inversa, con una foliación asociada S_1 , con características miloníticas, que indica una dirección de transporte general hacia 043° . La diferencia en las características de la deformación en ambos paquetes se debe principalmente a la diferencia en competencia mecánica de las litologías afectadas (Tabla 2).

Cabe resaltar la importancia de hacer observaciones en varias escalas, para tener un marco geológico más amplio durante el análisis estructural, porque aunque el objetivo central de esta tesis era analizar la deformación en las rocas MS. Al observar la deformación en las rocas metavolcánicas pudimos determinar la cinemática de D_1 , pues en las rocas MS las estructuras de D_1 están totalmente borradas por D_2 , y puesto que D_2 es más espaciado en las rocas MV, hay zonas donde las estructuras D_1 están en su posición original, y con ello se pudo determinar su cinemática.

D_1 tiene una componente de cizalla simple importante que permitió que el conjunto de rocas MV, con asociaciones litológicas típicas de fondo oceánico, se montara sobre el paquete MS, cuyas litofacies son distintas (Tabla 2).

La estratigrafía y composición predominantemente calcárea de las rocas del paquete MS son afines con las del subterreno Teloloapan, mientras que las características litológicas predominantemente volcánicas del paquete MV son comparables con el subterreno Arcelia-Palmar Chico. Esto nos lleva a pensar que a escala regional, la zona de cizalla que pone en contacto a los paquetes MS y MV pudiera representar el límite

entre los subterrenos Arcelia Palmar Chico y Teloloapan. Además, si extrapolamos la traza de límite definida en la parte sur por Salinas-Prieto, 1994 con la zona de contacto aquí documentada se ve una clara correspondencia.

Por otro lado, al igual que el primer evento de acortamiento, el segundo está presente en toda la zona estudiada, en ambos conjuntos. Al igual que D_1 , D_2 tiene un componente importante de cizalla simple, que se expresa por una serie de cabalgaduras de bajo ángulo, a las que se asocian pliegues asimétricos, que en conjunto indican una dirección de transporte en sentido opuesto a D_1 , es decir, hacia 218° . A diferencia de D_1 , la foliación asociada con D_2 es más espaciada; en las litologías más finas los dominios de clivaje tienen un espaciamiento entre 2 y 20 mm, y en las litologías de grano grueso (metagrauvaca y caliza) no se desarrolla la segunda foliación S_2 (Tabla 2).

Las estructuras asociadas al segundo evento de acortamiento son un excelente ejemplo de deformación heterogénea, que en las rocas de grano más fino (filita calcárea, carbonosa, y de sericita y cuarzo) desarrolló pliegues con amplitudes de centímetros a milímetros, con una segunda foliación de plano axial bien desarrollada, generada por disolución por presión; y que en las rocas más competentes sólo se expresa en pliegues amplios, de escala métrica, limitados al bajo por zonas de cizalla inversa. En las calizas S_2 se manifiesta por superficies estilolíticas con espaciamiento de metros, que indican la importancia del mecanismo de disolución por presión en el acortamiento de estas rocas.

Otras estructuras posteriores indican la ocurrencia de un tercer evento de acortamiento menos intenso que los anteriores, el cual está expresado por pequeñas cabalgaduras de escala métrica, que sólo son observadas localmente alrededor de la zona de contacto de los conjuntos MS y MV estudiados. Un detalle interesante de estas estructuras es que en las rocas MV se expresan por la reactivación de los planos de la primera foliación milonítica, con una dirección de transporte hacia 045° . En las rocas MS son fallas inversas con geometría curva que cortan a S_1 y S_2 .

Los dos primeros eventos de acortamiento ocurrieron entre 93 y 50 Ma (Elías *et al.*, 2000 y Elías, 1993). La primera de estas edades corresponde a la cristalización de las lavas del paquete MV, y la segunda a la edad de enfriamiento del Tronco de Temascaltepec, que corta las foliaciones S_1 y S_2 .

HOY

EN ROCAS METAVOLCÁNICAS

EN ROCAS METASEDIMENTARIAS

NE

50 Ma

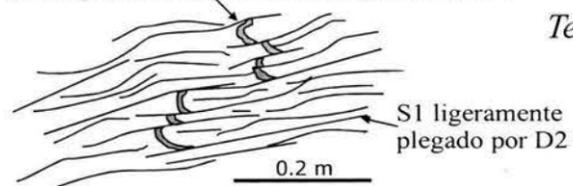
Estructuras posteriores

Fallas y fracturas tardías. Se pueden observar en el mapa geológico, pues son estructuras penetrativas de escala métrica a kilométrica.

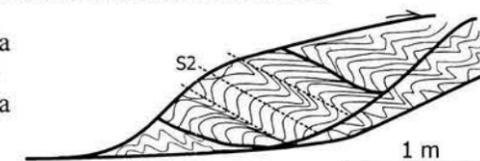
Vetas que cortan a S1, que se plegaron durante D2, y cizalladas posteriormente sobre los planos de S1.

Tercer acortamiento

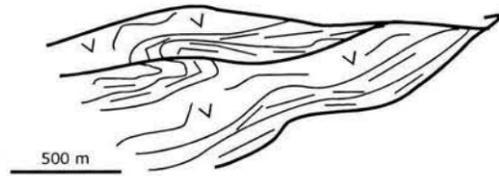
Cerca de la zona de contacto entre los dos ensambles, en las rocas metasedimentarias.



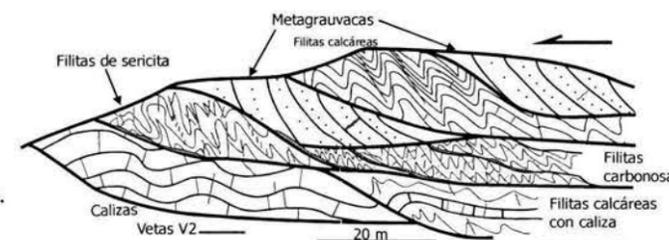
En las rocas metasedimentarias D3 se caracteriza por la presencia de pequeñas cabalgaduras con una dirección de transporte hacia el NE, que cortan a los pliegues y la foliación del segundo evento de deformación.



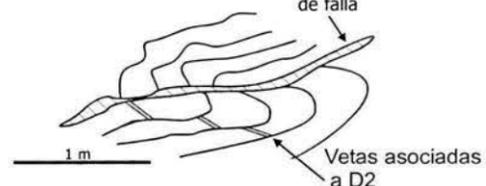
INTRUSIVO DE TEMASCALTEPEC



Diferentes estructuras de acortamiento asociadas al segundo evento de deformación, desarrolladas en las diferentes litologías del ensamble metasedimentario.



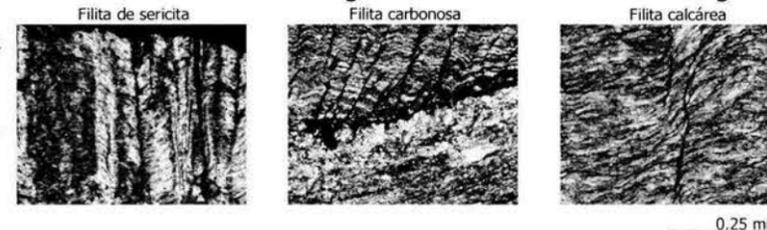
D2



La segunda foliación, de plano axial, asociada a estas estructuras, se puede observar en escala mesoscópica, y en escala microscópica en las rocas de grano fino como la que se mencionan enseguida.

Características de la segunda foliación en sección delgada:

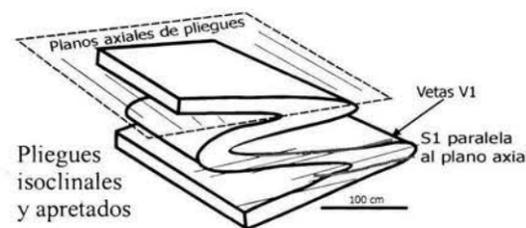
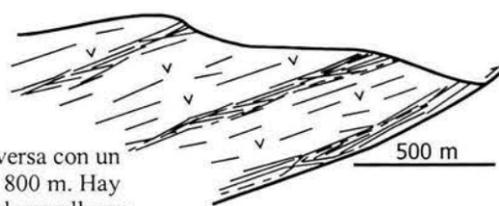
El segundo evento de acortamiento provocó que S1, se plagara suavemente, y se formaran algunas fallas inversas espaciadas cientos de metros.



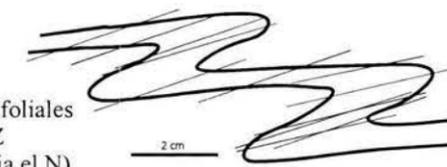
93 Ma

D1

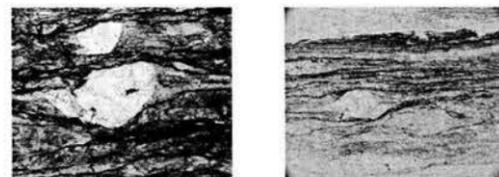
Zona de cizalla inversa con un espesor de mas de 800 m. Hay sectores donde se desarrollaron milonitas.



Pliegues intrafoliales en forma de Z (mirando hacia el N)



Aspecto de las rocas miloníticas en sección delgada:



Forma y espaciamento de S1 en escala microscópica en las distintas litologías:

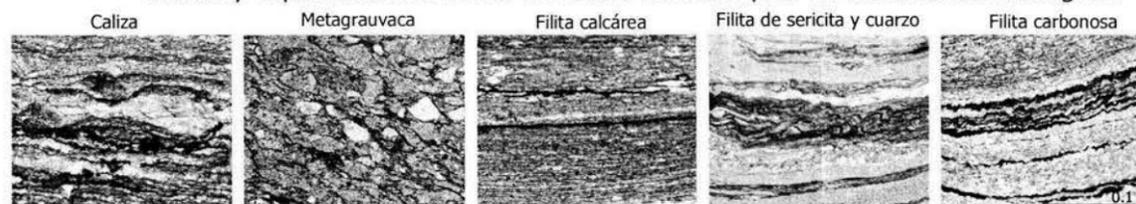


Tabla 2. Esquema en el que se resume la historia de deformación de los ensambles metasedimentario y metavolcánico, que se observan en el área de estudio.

El rango de edad estimado para que ocurriera D_1 y D_2 coincide con el rango del evento laramídico, evento con el cual posiblemente estén relacionadas las estructuras estudiadas. Esta aseveración es congruente con lo concluido por Salinas-Prieto (1994), quien observó que también estos dos eventos de acortamiento están presentes en la Fm. Mezcala, de edad Turoniano-Mastrichtiano, en la Plataforma Morelos-Guerrero.

Un dato interesante es que los dos eventos de acortamiento, así como las fallas inversas tardías tienen direcciones de transporte casi en la misma lineación, pero en sentidos contrarios, primero hacia el 043° , luego hacia el 218° , y una tercera pequeña reactivación que se observa en la S_1 de las rocas MV hacia el 045° , así mismo, se observa un aumento en la escala de la deformación con el tiempo, es decir las estructuras evolucionan de predominantemente dúctiles a predominantemente frágiles. Estas características pueden indicar que no hubo cambios importantes de dirección en el régimen tectónico que operó durante las distintas fases de deformación. Aunque sí se puede notar que los pulsos de deformación menguaron con el tiempo, como ocurre en los ambientes de acreción asociados a zonas de subducción (Tabla 2).

6.2 Vetas

Las vetas de deformación son inyecciones de material en solución (cuarzo y calcita) acarreado por fluidos acuosos a zonas de menor presión, durante los episodios de deformación. Dicho material en solución es movilizado por procesos de disolución por presión (Rutter (1976) *in* Passchier y Trouw, 1996) y transportado por transferencia de disolución (Durney, 1972) durante eventos de acortamiento y/o cizalla (Hudleston, 1986; Passchier y Trouw, 1996).

En el análisis de las vetas motivo de la presente tesis, se observó una relación directa entre penetratividad de las estructuras y producción de vetas. Ya se ha mencionado que la primera fase de deformación actuó a escala de grano mientras que las estructuras del segundo son predominantes en escala métrica y centimétrica, y esto se expresa con una mayor cantidad de vetas asociadas a D_1 , que las asociadas a D_2 . Así mismo, muchas vetas están restringidas a las zonas de mayor distorsión interna, como por

ejemplo, las zonas de cizalla. Por otra parte, las vetas asociadas a D_2 son más abundantes en las litologías de grano más fino que en las rocas de grano grueso (Figuras 7 E y F).

En las litologías de grano fino los mecanismos disolución por presión y transferencia de solución son más activos porque hay una mayor cantidad de contactos entre los pequeños granos sobre los que se genera la disolución por presión; en contraste, en las rocas de grano relativamente grueso, los puntos de contacto son menos abundantes y por lo tanto, las condiciones disolución por presión son menores. Si en las rocas de grano grueso se disuelve poco material, entonces habrá poco material para ser transportado por transferencia de solución y disminuyen las posibilidades para que se deposite este material en vetas.

Por otro lado, también se pudo observar una diferencia en composición de las vetas con el tiempo. Las vetas de la primera generación, V_1 , están formadas por más de 50% de cuarzo, mientras que las de la segunda generación cuando mucho tienen 10% de este mineral, y el resto es calcita. Las vetas de la tercera generación, V_3 , están formadas casi de 100% de calcita. Estos datos nos dicen que las soluciones son progresivamente más ricas en carbonato que en sílice con el tiempo. Hay dos hipótesis para explicar esta variación en la composición de las vetas:

- 1) Que durante D_1 los fluidos disolvieron grandes cantidades de cuarzo, dejando empobrecida a la roca en este mineral, de tal manera que durante D_2 al haber poco cuarzo el mineral soluble predominante era la calcita, y finalmente durante las deformaciones por fallamiento posteriores, solo hubo disponible calcita para disolver en la roca y para precipitar en vetas.
- 2) Que el cuarzo sólo pueda ser disuelto en condiciones relativamente altas de P y T, que solo fueron alcanzadas durante D_1 , por lo cual las vetas V_1 , son las únicas que están formadas predominantemente por cuarzo, mientras que las asociadas a los eventos posteriores, que ocurrieron a temperaturas y presiones más bajas, solo alcanzaron a movilizar calcita.

Para el caso de la primera hipótesis con las observaciones en sección delgada, se pudo constatar que no hubo un gran empobrecimiento de cuarzo en la roca después de D_1 , pero sí se observa disminución del tamaño de grano y distorsión, aunque sigue habiendo para el segundo evento de deformación cantidades importantes de cuarzo. En algunas litologías, por ejemplo en las filitas carbonosas, se observa hasta 50% de cuarzo en la roca. Estas observaciones restringen la primera posibilidad, y de alguna forma fortalecen la posibilidad de que las variaciones de las condiciones de P y T sean las cuales determinen de alguna manera la proporción cuarzo/calcita en las vetas.

En la Figura 24 podemos comparar la conducta ante la deformación, de cuarzo y calcita, en una cuarcita húmeda y en mármol, respectivamente, usando como base los mapas de mecanismos de deformación. En dichos mapas nos interesa sólo la esquina inferior izquierda, es decir, condiciones relativamente bajas de temperatura y presión, bajo las cuales el mecanismo de deformación dominante es disolución por presión.

Las tasas de deformación geológicamente posibles se han estimado entre de 10^{-14} a 10^{-12} s^{-1} , (Twiss y Moores, 1992, y Passchier y Trouw, 1996), por lo tanto vamos a concentrarnos en la zona delimitada por estas dos isolíneas en los diagramas correspondientes. Para el caso de calcita, vemos que la disolución por presión ocurrirá en temperaturas por debajo de 100°C , en un rango de presiones amplio, entre 1 a 100 MPa. Sin embargo, para que el cuarzo en las rocas se deforme por disolución por presión a una temperatura de $\sim 220^\circ\text{C}$, debe haber condiciones de presión por arriba de 10 MPa, y por arriba de esta temperatura habrá disolución por presión, aún a bajas presiones.

Las explicaciones de los dos párrafos anteriores llevan a pensar que la segunda hipótesis permite explicar de una manera más consistente el empobrecimiento en cuarzo de las vetas más jóvenes. Adicionalmente, se ha demostrado experimentalmente que la solubilidad del cuarzo en fluidos acuosos, se incrementa rápidamente cuando la temperatura es mayor $\sim 240^\circ\text{C}$ a presiones bajas (Rimstid, 1997). Sin embargo, además de los factores que aquí se mencionan habría que considerar otros factores que favorecen la solubilidad de cuarzo, como es el caso del pH en los procesos diagenéticos.

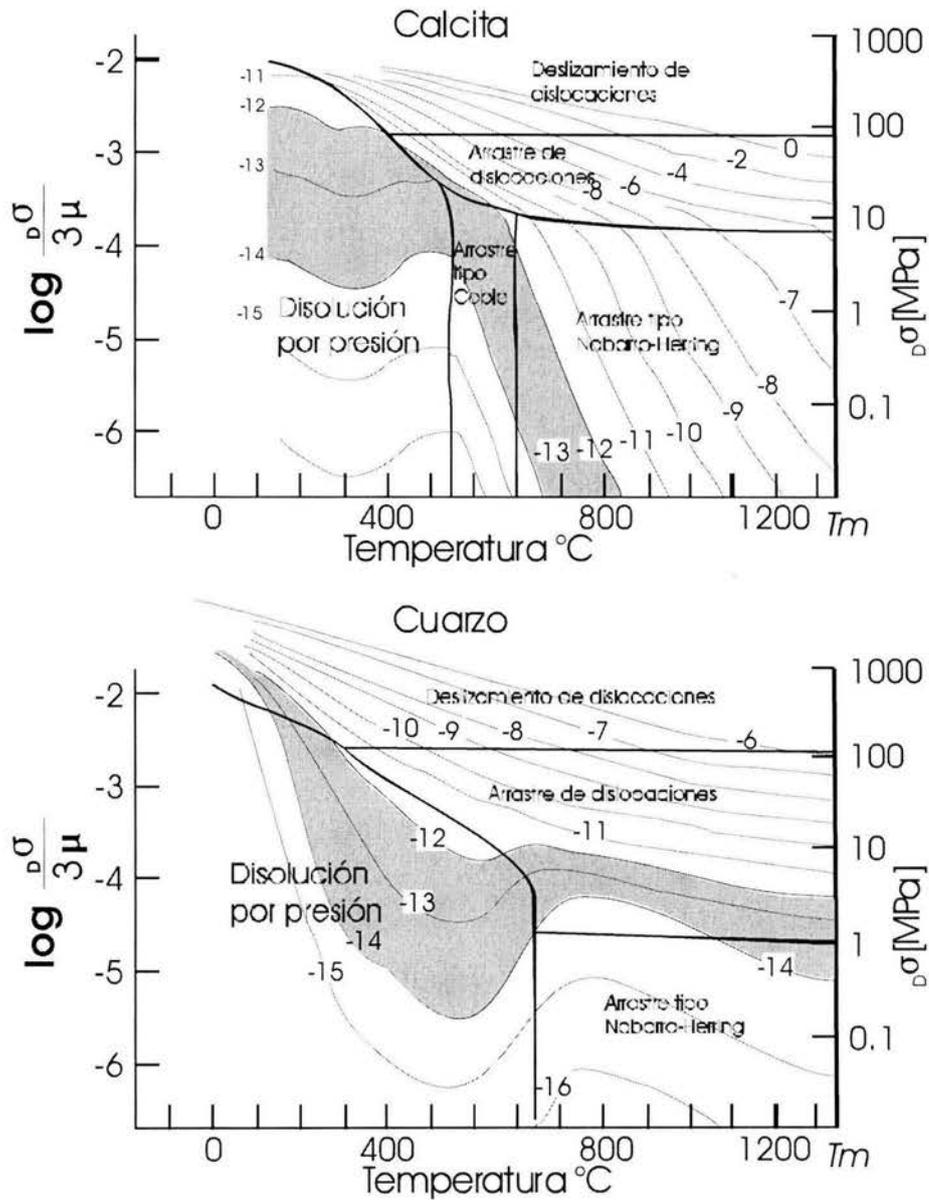


Figura 24. Mapas de mecanismos de deformación. Se graficaron esfuerzo normalizado contra temperatura homóloga, que muestra los campos en los cuales diferentes mecanismos tienen tasas de distorsión interna dominantes, y los límites entre los campos, en los cuales las tasas de distorsión interna de dos diferentes mecanismos son iguales. Las líneas finas son contornos de tasas de distorsión interna. Las tasas de distorsión interna esperadas para casos geológicos, que van de 10^{-12} a 10^{-14} s $^{-1}$, se muestran sombreadas. El primer diagrama es para mármol con un tamaño de grano de 100 μ m. La escala de esfuerzo de la derecha está evaluada respecto al módulo de cizalla μ a 500°C. Para el segundo caso el mapa de deformación corresponde a una cuarcita húmeda con tamaño de grano de 100 μ m, y la escala de esfuerzo de la derecha fue evaluada para un módulo de cizalla μ , a 900°C. (Tomada de Twiss y Moores, 1992).

6.3 Inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas analizadas en las vetas V_1 y V_2 asociadas a D_1 y D_2 , corresponden a fluidos que se considera estuvieron en equilibrio térmico con la roca encajonante. Dichos fluidos fueron activos durante los eventos de deformación a través de los procesos de disolución por presión en la roca, transferencia de solución a través de los fluidos, y finalmente depósito de material en las vetas.

Se considera que temperatura de dichos fluidos corresponde al gradiente geotérmico, y por lo tanto, está determinada por la profundidad. Entonces, la temperatura de los fluidos fue la misma de la roca encajonante (estuvieron en equilibrio térmico).

Por otra parte, las inclusiones fluidas en V_1 y V_2 crecieron en vetas confinadas en la roca encajonante, es decir, no tuvieron comunicación con la superficie, y por lo tanto, para poder ser inyectadas dentro de la roca, la presión de los fluidos (a partir de los cuales precipitaron los minerales de las vetas) tuvo que exceder la presión litostática a la que estaban sometidas durante la deformación, que corresponde a la presión litostática (con este criterio se realizaron las correcciones de temperatura por presión, ver inciso 5.3).

De acuerdo con las relaciones de corte de las estructuras se observó que las vetas V_1 , a diferencia de las V_2 , que crecieron simultáneamente con la deformación ocurría, aunque provienen de fluidos activos durante la primera deformación, no fueron emplazadas durante el pico metamórfico, sino un poco después (ver capítulos de Geología Estructural y Microtermometría) porque cortan a S_1 , por lo cual, los datos de temperatura asociados a D_1 calculados en las inclusiones, representarían las temperaturas mínimas de dicho evento de deformación. Mientras que las inclusiones en las V_2 , expresan justamente las condiciones de la deformación, porque las relaciones cinemáticas con las estructuras que se asocian demuestran que son sintectónicas.

Las temperaturas de atrapamiento Tt de los grupos de inclusiones fluidas asociadas a D_1 (Figura 22) van de 458 a 477°C para condiciones de presión de 3000 bar (Figura 23). De acuerdo con la relaciones de corte con las estructuras de D_1 estas temperaturas representarían las condiciones mínimas de esta fase de deformación. Sin embargo, esta temperatura corresponde a condiciones de metamorfismo de facies de

esquistos verdes, que están muy por arriba de lo que correspondería a lo observado en la petrografía de las rocas MS, en las que los minerales metamórficos son sericita y clorita de tamaño muy pequeño. La temperatura obtenida tampoco es consistente con las condiciones del metamorfismo documentado en el paquete MV (Grupo Arcelia-Palmar Chico), que fueron estimados entre 2000 y 2500 bar de presión y 250-340°C de temperatura por Sánchez-Zavala (1993) y un rango de presión entre 1000 y 3000 bar, y entre 200 y 300°C de temperatura por Elías (2004), que corresponden a las facies de Prehnita-Pumpellyita.

Evidentemente las temperaturas calculadas para la primera fase de deformación D_1 no son confiables. En primer lugar por que son muy pocos datos los obtenidos, solo en dos muestras se encontraron inclusiones fluidas que pudieran ser representativas de este fenómeno, y además las vetas V_1 fueron deformadas durante D_2 y durante esta deformación pudieron ocurrir cambios en las inclusiones fluidas, como filtrado de fluidos, etc., que no son perceptibles en la petrografía. Y segundo, porque los datos de presión utilizados para realizar la corrección son datos modelo basado en condiciones litostáticas, (ver inciso 5.4) y no existen datos petrográficos de las condiciones de presión bajo las cuales ocurrió D_1 en las rocas MS para afinar los datos de presión para la corrección.

Las Tt calculadas para inclusiones fluidas atrapadas durante D_2 fueron de 251 a 285°C para presiones entre 1500 y 1700 bar, que es un rango relativamente cerrado. Se considera que estas inclusiones son representativas de las temperaturas en que ocurrió D_2 , porque las vetas analizadas están bien conservadas, porque se tomaron bastantes datos en varias muestras en cuarzo y calcita con resultados muy cercanos entre sí y porque son menores que las condiciones máximas de P y T de metamorfismo, calculadas por Sánchez-Zavala (1993) y Elías (2004) (Figura 22). Además, las características de la deformación D_2 en las que se observa la coexistencia de estructuras del régimen frágil y dúctil indican que estas se generaron con profundidades de la transición frágil-dúctil en la corteza (Junlai y Shimada, 2000). Las profundidades calculadas utilizando los datos de Tt y un gradiente geotérmico de 31°C/Km van de 8 a 9 Km, que corresponden a la zona de transición frágil-dúctil.

Por otro lado, las temperaturas de los fluidos que circularon a través de las estructuras tardías después de D_1 y D_2 parecer haber tenido temperaturas entre 233 y 252°C.

Finalmente, con estos datos de temperatura de atrapamiento de inclusiones fluidas asociadas a los diferentes D_1 y D_2 y con los datos de metamorfismo calculados por Elías (2004) se analiza la posible trayectoria P-T de la deformación (Figura 25). En el diagrama P-T se graficaron las condiciones de P y T determinadas por microtermometría para D_1 , D_2 y de los fluidos que circularon más tarde a través de las estructuras tardías, así como el punto de condiciones máximas de metamorfismo (Elías, 2004) del Grupo Arcelia-Palmar Chico.

Debido a que los datos de temperatura calculados por microtermometría para la primera fase de deformación D_1 son demasiado altos, se considera que los datos calculados para el metamorfismo pueden ser los que se aproximen más a las condiciones de dicho evento. Por lo cual la trayectoria marcada con las flechas negras (Figura 5) es la que mejor puede expresar la historia térmica de la deformación de las rocas MS cretácicas de Valle de Bravo. La cual indica que después de 93 Ma ocurrió una primera fase de deformación D_1 y metamorfismo en estas rocas que ocurrió en condiciones de aproximadamente 3000 bar y 300°C de temperatura, a profundidades de alrededor de 10 Km (considerando un gradiente geotérmico similar al actual). Después de D_1 , ocurrió una segunda fase de deformación D_2 bajo condiciones de presión entre 1500 y 1700 bar y temperaturas entre 251 y 285 °C, que ocurrió aproximadamente entre 8 y 9 Km de profundidad. Finalmente, ya en condiciones más someras estas rocas fueron afectadas por fallamiento de tipo normal, durante el cual circularon fluidos a través de los planos de fallas y fracturas que se generaron.

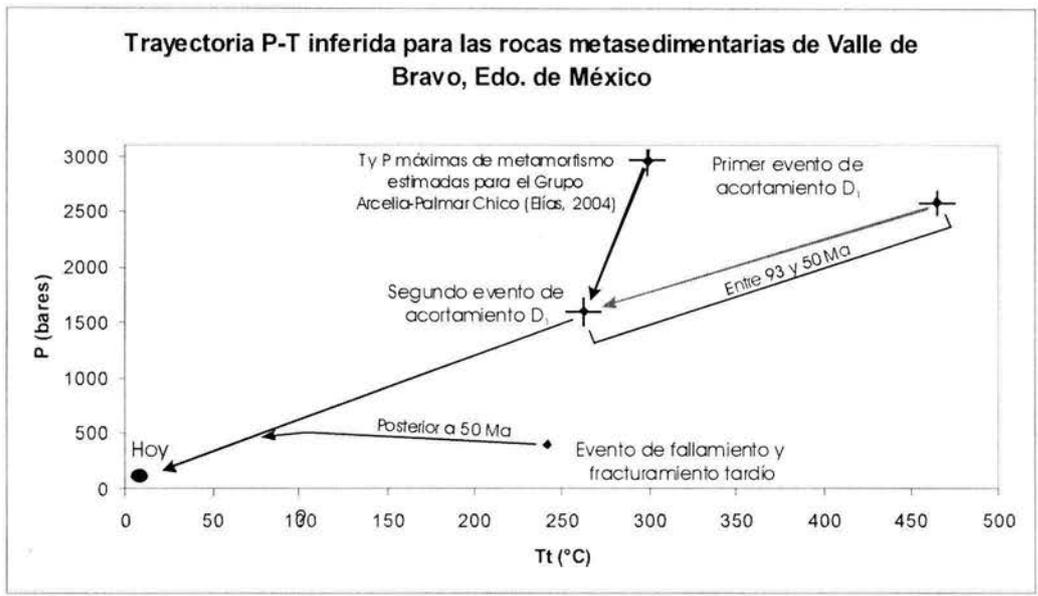


Figura 25. Trayectoria de enfriamiento P-T, estimadas para las rocas metasedimentarias de Valle de Bravo basada en los resultados de microtermometría de inclusiones fluidas de vetas que crecieron en diferentes eventos de deformación, D₁, D₂ y fallas tardías y en los datos de metamorfismo calculados por Elías (2004).

7. Conclusiones

En el área estudiada se caracterizaron dos intensos eventos de acortamiento en rocas metasedimentarias y metavolcánicas de edad cretácica, ambos con características del régimen cristal-plástico, que ocurrieron entre 93 y 50 Ma, y que fueron posteriormente cortados por estructuras del régimen quebradizo. Las estructuras dúctiles fueron analizadas en diferentes escalas, desde mega a microscópica, con lo cual se pudieron reconocer los principales mecanismos de deformación. Se observó que para escalas grandes los mecanismos de deformación dominantes fueron cizalla y plegamiento; mientras que en escala de grano dominan la disolución por presión, aunque durante D_1 también ocurrieron recristalización de calcita y cuarzo y crecimiento de sericita y clorita.

El primer evento de acortamiento está regionalmente asociado al cabalgamiento del paquete Metavolcánico sobre las rocas Metasedimentarias de Valle de Bravo, el cual tuvo una dirección de transporte hacia el $N33^\circ E$. Mientras que el segundo evento de acortamiento tiene una dirección general de transporte hacia $S38^\circ W$. Existe la posibilidad de que ambos eventos pueden estar asociados a un solo evento de deformación progresiva que ocurrió a finales del Cretácico y principios del paleógeno, que se pueden correlacionar con el evento laramídico, porque a pesar de que las estructuras asociadas a ambos eventos muestran vergencias contrarias, ambas ocurren prácticamente en la misma dirección.

Asociadas a los dos eventos de acortamiento y a las estructuras tardías, se encontraron tres diferentes generaciones de vetas, V_1 , V_2 y V_3 . Las vetas V_1 y V_2 , corresponden a fluidos “locales” que fueron activos durante las deformaciones D_1 y D_2 , respectivamente, de tal manera que se emplazaron en equilibrio térmico con la roca encajonante simultáneamente, poco antes, o después del pico máximo de deformación. Las vetas V_3 , por el contrario provienen de fluidos calientes, de una fuente lejana posiblemente asociada a vulcanismo neógeno, que circularon a través de fracturas y depositaron en ellas calcita con inclusiones fluidas.

El análisis de microtermometría se realizó en estas tres generaciones de vetas, con lo cual se logró hacer estimaciones de las condiciones de temperatura bajo las cuales

ocurrieron dos eventos de deformación dúctil, y la temperatura de los fluidos que circularon posteriormente a través de estas rocas sobre fracturas y fallas. Los resultados obtenidos en las vetas V_1 y V_2 , son congruentes con la trayectoria esperada a partir de las observaciones petrográficas en sección delgada, características de la deformación, y de la composición de las vetas.

La microtermometría de inclusiones fluidas es una herramienta potencialmente importante para estimar temperaturas y presiones de deformación, de condiciones de bajo y muy bajo grado de metamorfismo, sobre todo, en secuencias sedimentarias u otras rocas, que por su naturaleza química no puedan desarrollar facies metamórficas.

Bibliografía

- Aguilar, S., Tritlla, J., Hafid, A., Julivert, M., Arboleya, M. L., y Saidi, A., 2000, *Geotectonic significance of the textural evolution of fluid inclusions in Precambrian quartz veins from the "Boutonniere de Zenega" (Ant-Atlas, Morocco)*, Journal of Geochemical Exploration, Vol. 69-70, pp. 363-368.
- Altamira, A., 2002, *Las litofacies y sus implicaciones de la cuenca sedimentaria Cutzamala-Tiquicheo, Estados de Guerrero y Michoacán, México*, Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UNAM.
- Bakker, R. J., Universidad de Leoben, Austria, página web:
<http://www.unileoben.ac.at/%7Ebuero62/minpet/ronald/Ronald.html>, junio de 2003.
- Bodnar, R. J. y Vityk, M. O., 1994, *Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions*, in Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications (De Vivo, B. and M. L. Frezzotti, eds.), Virginia Tech, Blacksburg, VA, pp. 117-130.
- Bons P., 2000, *the formation of veins and their microstructures*, Journal of the Virtual Explorer, Vol. 2: "Stress, Strain and Structure".
- Boullier A. M., 1998, *Fluid inclusions: tectonic indicators*, Journal of Structural Geology, Vol. 21, pp. 1229-1235.
- Brown, P.E., Hagemann, S.G., 1994, *MacFlinCor: computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation*, in Fluid inclusions in minerals: methods and applications (De Vivo, B. y Frezzotti, eds.), Virginia Polytechnic Inst. State University, Blacksburg VA, pp. 231-250.
- Burkhard M., 1993, *Calcite Twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review*, Journal of Structural Geology, Vol. 15, pp.351-368.
- Campa U, M. F., Campos, M., Flores, R., y Oviedo, R. A., 1974, *La secuencia mesozoica volcano-sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Edo. Méx.-Teloloapan, Gro.*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 35, pp. 7-28.
- Campa U., M. F., Flores, R., Guerrero, P., Ramírez, B. R., Ramírez, J., y Vázquez, M., 1977, *La evolución tectónica y la mineralización en la región de Valle de Bravo, Mex., e Iguala, Gro.*, AIMMGM, Memoria Técnica XII, pp. 143-169.
- Campa U., M. F., y Coney, P.J., 1983, *Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in México*, Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 20, pp. 1040-1051.
- Campa U., M. F., Fitz, E., y Martínez, E., 2002, *Revisión de la edad de la Fm. Oapan y su significado en el Graben de San Agustín Oapan y en el Sinclinorio de Zacango, Estado de Guerrero*, III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes, GEOS-UGM, Boletín informativo, Vol. 22, No. 2.

- Centeno G., E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P. J. Y Ortega G., F., 1993, *Guerrero terrane of México: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data*. *Geology*, Vol. 21, pp. 419-422.
- Crawford M. L., 1992, Fluid inclusions: What we can learn?, *Earth Science Reviews*, 32, pp. 137-139.
- Crispini, L. y Frezzotti, M. L., 1998, *Fluid inclusion evidence for progressive folding during decompression in metasediments of the Voltri Group (Western Alps, Italy)*, *Journal of structural geology*, Vol. 20, pp. 1733-1746.
- Davis H, George; Reynolds J. and Stephen, 1996, *Structural Geology of rocks and regions*, John Wiley and sons, segunda edición, EUA, 779 p.
- Durney, D. W., 1972, Solution-transfer, an Important geological deformation mechanism, *Nature* 235, pp. 315-317.
- Elías H., M., 1993a, *Estratigrafía y recursos minerales del Estado de México*, Gobierno del Estado de México-UNAM, 356 p.
- Elías H., M., 1993b, *Geology of the southern Guerrero Terrane*, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guide book of field trip B, I-GEOL-UNAM, pp. 12-21.
- Elías H., M. y Ortega-Gutiérrez, F., 1997, Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacite plug-Precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane, Mexico? *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 14, No. 1, pp. 101-109.
- Elías H., M. y Ortega G., F., 1998, *The early Cretaceous Arperos oceanic basin (western México), Geochemical evidence of an asismic ridge formed near a spreading center- comment*, *Tectonophysics*, Vol. 292, pp. 321-326.
- Elías H., M., Sánchez Z., J. L., Macías R., C., 2000, *Geologic and geochronologic data from Guerrero Terrane in the Tejupilco area, southern México: new constrains on its tectonic interpretation*, *Journal of South American Earth Sciences*, Special Issue: Geologic evolution of the Guerrero Terrane, Western México, Vol. 13, pp. 355-376.
- Elías H., M., 2004, *Geología Pre-cenozoica de la región de Tejupilco, Estado de México y sus implicaciones tectónicas*, Tesis doctoral, Instituto de Geología-UNAM.
- Foreman, L. J., y Dunne, M. W., 1991, *Conditions of vein formation in the southern Appalachian foreland: constraints from vein geometries and fluid inclusions*, *Journal of structural geology*, Vol. 13, pp. 1173-1183.
- Freydier, C., Lapierre, H., Ruíz, J., Tardy, M., Martínez R., J. y Coulon, C., 2000, *The early Cretaceous Arperos basin: an oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear México evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments*, *Journal of South American Earth Sciences*, Special Issue: Geologic evolution of the Guerrero Terrane, Western México, Vol. 13, pp. 325-336.

- Freydier, C., Martínez R., Lapiere, H., Tardy, M., J. y Coulon, C, 1996, *The early Cretaceous Arperos oceanic basin (western México), Geochemical evidence of an aseismic ridge formed near a spreading center*, Tectonophysics, Vol. 259, pp.343-367.
- Freydier, C., Lapiere H., y Tardy, M., 1998, *The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico) Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center, reply*, Tectonophysics, 292, 327-331.
- Fries, C., 1960, *Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México*, Boletín del Instituto de Geología (UNAM), Vol. 60, 236 p.
- Fyfe, W. S. y Kerrich, R., 1985, *Fluids and Thrusting*, Chemical Geology, No. 49, pp. 353-362.
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994, *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*, SEPM Short Course, 31, 199 p.
- Grasemann, B., Stüwe, K., y Vannay, J. C., 2003, *Sense and non-sense of shear in flanking structures*, Journal of structural geology, Vol. 25, No. 1, pp. 19-34.
- Gudmundsson, A., 2000, *Fracture dimensions, displacements and fluid transport*, Journal of Structural Geology, Vol. 22, pp. 1221-1231.
- Guerrero, M., Talavera, O., Ramírez, J., Rodríguez, J., 1993, *Estratigrafía y características de depósito del conjunto petrotectónico de Teloloapan, Terreno Guerrero, Mexico*, in: Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, Mexico, pp. 61–63.
- Hodgkins, M. A. y Stewart, K. G., 1994, *The use of fluid inclusions to constrain fault zone pressure, temperature and kinematic history: an example from the Alpi Apuane, Italy*, Journal of structural geology, Vol. 16, No. 1, pp. 85-96.
- Hudleston P. J. 1986, *Extracting information from folds in rocks*, Journal of Geological Education, Vol. 34, p. 237.
- Hudleston J., P., 1989, *The association of folds and veins in shear zones*, Journal of Structural Geology, Vol. 11, No. 11, pp. 949-957.
- Hudleston J., P., Treagus H. S. y Lan L., 1996, *Flexural flow folding: Does it occur in nature?*, Journal of Structural Geology, Vol. 24, No. 3, pp. 203-206.
- Hubbert, M. K. y Rubey, W. W., 1959, *Role of fluid pressure in mechanics of over-thrust faulting*, Geological Society of America Memories, 70, pp. 115-166.
- Hurlbut S. C. y Klein C, 1992, *Manual de mineralogía de Dana*, Editorial Reverté, S. A., Tercera edición, 564 p.

- Jessell W. M.; Willman E. C. y Gray D. R., 1994, *Bedding parallel veins and their relationship to folding*, Journal of Structural Geology, Vol. 16, Núm. 6, pp. 753-767.
- Junlai, L. y Shimada, M., 2000, Genesis of continental seismogenic zone and a new fault zone model, Chinese Science Bulletin, Vol. 45, No. 20, pp. 1886-1992.
- Kenis, I., Muchez, Ph., Sintubin, M., Mansy, J. L., y Lacquement, F., 2000, *The use of a combined structural, stable isotope and fluid inclusion study to constrain the kinematic history at the northern Variscan zone (Bretschies, northern France)*, Journal of Structural Geology, Vol. 22, pp. 589-602.
- Lee, Y. J. Y Wiltschko, V., D., 2000, *Fault controlled sequential vein dilatation: competition between slip and precipitation rates in the Austin Chalk, Texas*, Journal of Structural Geology, Vol. 22, pp. 1247-1260
- McCaig, A. M., Tritilla, J., y Banks, D. A., 2000, *Fluid mixing during Pyrenean Thrusting: Evidence for fluid inclusion halogen ratios*, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 64, No. 19, pp. 3395-3412.
- Monod, O. y Foure, M., 1991, *La tectónica laramídica del Sudoeste de México: Cierre de una cuenca intra-arco (Arcelia) abierta en el Albiano-Cenomaniano en el arco continental Zihuatanejo, Estado de Guerrero*, Convención de la Evolución Geológica de México, Sociedad Mexicana de Mineralogía e Instituto de Geología de la UNAM, pp. 117-118.
- Neher, K., 1983, *A structural analysis of the metamorphic basement complex, Valle de Bravo, Mex., México*, Senior Comprehensive Exercise, Carleton College, E. U. A., 63 p.
- Nicholson, R., 1991, Vein morphology, host rock deformation and the origin of the fabrics of the echelon mineral veins, Journal of Structural Geology, Vol. 13, pp. 635-641.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance, Geofísica Internacional, Vol. 20-3, pp. 177-202.
- Ortiz, E., Lapierre, H. y Monod O., 1990, *The Guanajuato and Arcelia tholeiitic magmatic sequences of central southern México; remnants of late Jurassic-early Cretaceous intra-Paleo Pacific island arc*, Latin-American Congress, München, Germany, abstract, sp.
- Ortiz, H., L. E. y Lapierre, H., 1991, *Un contexto de arco magmático asociado al desarrollo de estrato volcanes submarinos, para el origen de los sulfuros masivos estratiformes polimetálicos (Pb, Zn, Cu, Ag, Au) de la región de Tierra Caliente, Guerrero*, XIX Convención de la AIMMG, Memorias Técnicas, pp. 270-296.
- Passchier, C.W., 2001, *Flanking structures*, Journal of Structural Geology, Vol. 23, No. 6-7, pp. 951-962.
- Passchier, C. W. and Trow R. A. J., 1999, *Microtectonics*, Springer, Alemania, CD.
- Ramsay, J. G., 1967, *Folding and fracturing of rocks*, McGraw-Hill. New York, 568p.

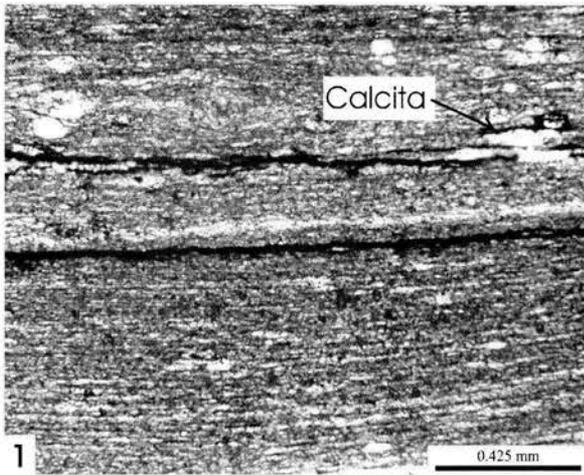
- Ramsay, G. J., 1980, *The crack-seal mechanism of rock deformation*, Nature, Vol. 284, Núm. 13, marzo, pp.135-139.
- Rimstidt, D. J., 1997, *Quartz solubility at low temperatures*, Geochimica et Cosmochimica Acta, VI. 61, No. 13, pp. 2553-2558.
- Roedder, E. y Bodnar, R. J., 1980, Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies, Annual Reviews of earth Planetary Sciences, No. 8, pp. 263-301.
- Roedder, E., 1981, *Problems in the use of fluid inclusions to investigate fluid-rock interactions in igneous and metamorphic processes*, Fortschr. Mineral, 59, pp. 267-302.
- Roedder, E., 1984, *Fluid inclusions*, Reviews in Mineralogy, v. 12, 644 p.
- Salinas P., J. C., 1994, *Estudio estructural del Suroeste mexicano (Guerrero)*, Tesis Doctoral, Universidad de Orleans, Francia, 228 p.
- Salinas P., J. C., Monod, O., Faure, M., 2000, *Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico)*, Journal of South American Earth Sciences, Special Issue: Geologic evolution of the Guerrero Terrane, Western Mexico, Vol. 13, pp. 389-402.
- Sánchez-Zavala, J. L., 1993, *Secuencia volcanosedimentaria del Jurásico superior-Cretácico Arcelia-Ozolopan (Terreno Guerrero), área de Valle de Bravo-Zacazonapan, Estado de México: Petrografía, Geoquímica, Metamorfismo e Interpretación Tectónica*, Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UNAM.
- Sibson R. H., McMoore, Rankin A.H., 1975, *Seismic pumping-a hydrothermal fluid transport mechanism*, Journal of the Geological Society of London, V. 131, pp. 653-659.
- Spear S., F., 1995, *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*, Mineralogical Society of America, Monograph, Second Printing, 799 p.
- Talavera M., O., 2000, *Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectonomagmatic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic*, Journal of South American Earth Sciences, Special Issue: Geologic evolution of the Guerrero Terrane, Western Mexico, Vol. 13, pp. 337-354.
- Tauret, J., 2001, *Fluids in Metamorphic Rocks*, Lithos, Vol. 55, pp. 1-25.
- Tolson, G., 1993, *Structural geology and tectonic evolution of the Santa Rosa area, SW Mexico State*, Mexico, Geofísica Internacional, Vol. 32, Núm. 3, pp. 397-413.
- Twiss J. R. y Moores M. E., 1992, *Structural Geology*, W. H. Freeman and Company, New York, 532 p.
- Urai J. L., Williams P. F. y van Roermund H. L. M., 1991, Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins, Journal of Structural Geology, Vol. 13, No. 7, pp. 823-836.

Vacas P., J. M., 2001, *Isogons: a program in pascal to draw the dip isogons of folds*, Computers Geosciences, No. 27, pp. 601-606.

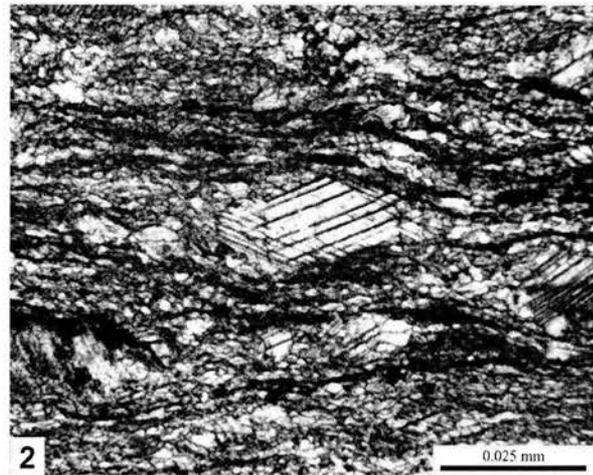
Van den Kerkhof, A.M. & Hein, U.F., 2001, *Fluid inclusion petrography*, Lithos, Vol. 55, pp. 27-47.

ANEXO 1

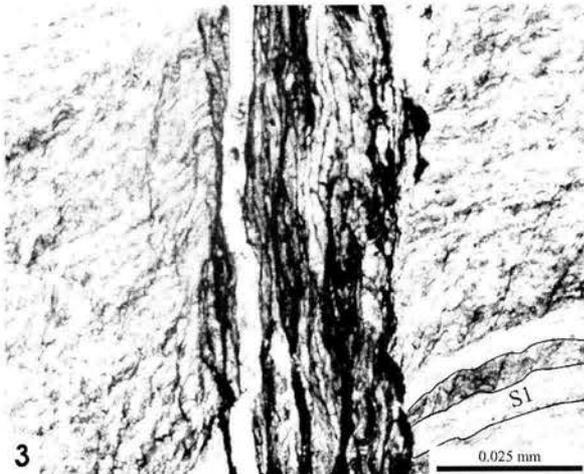
Petrografía



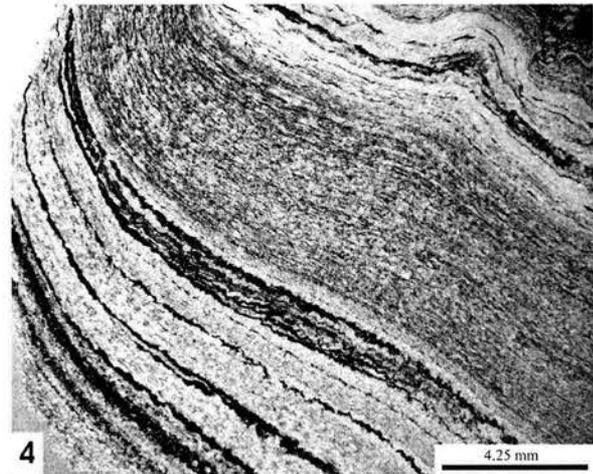
VB-162a. Filita de composición calcárea con un clivaje pizarroso continuo (S_1). Hay dominios más finos que se separan de otros más gruesos por superficies oscuras de material insoluble. Se observan algunos granos de calcita alargados que fueron deformados por disolución por presión.



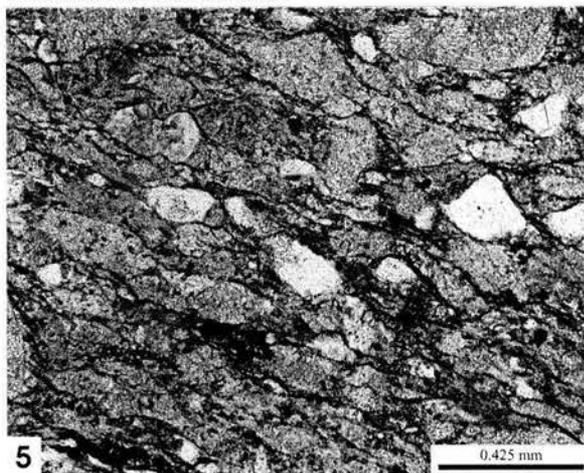
VB-97. Caliza con un clivaje espaciado rugoso (S_1). Se observan algunos porfiroclastos de calcita, cuyas maclas están orientadas respecto a la dirección del movimiento, los cuales están bordeados por calcita más fina mezclada con material residual, que en conjunto constituyen una fábrica milonítica.



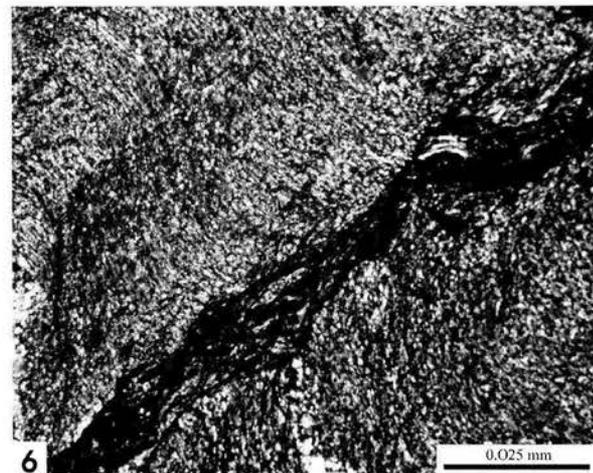
VB-21-II. Filita de sericita y cuarzo en la que observamos dos generaciones de foliación, S_1 , que se observa casi horizontal en la imagen, a la cual se sobrepone una segunda foliación vertical S_2 . En S_1 observamos dominios más claros de cuarzo, que se intercalan con otros grises de sericita. Asociado con S_2 vemos láminas finas de sericita intercaladas con material insoluble.



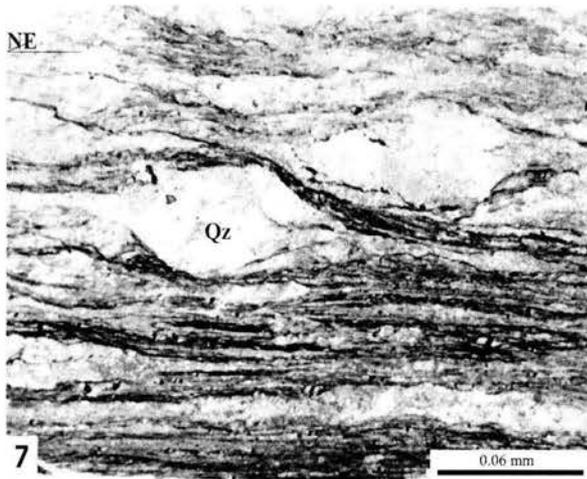
VB-93b. Filita calcárea con material carbonoso, tiene un clivaje espaciado correspondiente a D_1 , ligeramente plegado durante D_2 . Los dominios de clivaje asociados a D_1 están formados por material residual fino, y separan los microlitones ricos en granos de calcita y cuarzo. Los microplegajes de S_1 están especialmente marcados en los dominios oscuros.



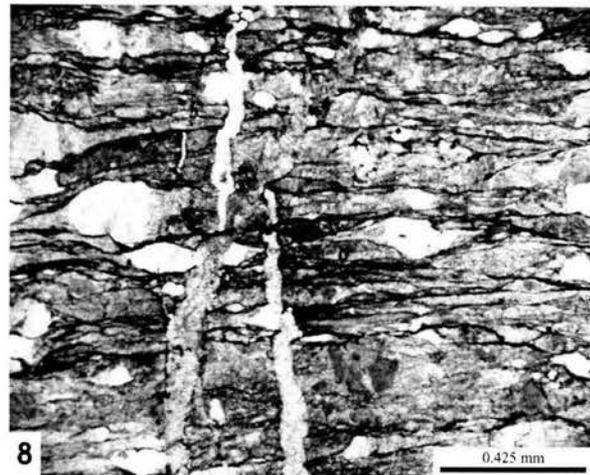
VB-56. Metagrauvaca que preserva algunos rasgos de su textura clástica, pero que tiene clastos elongados de cuarzo, calcita y algunos volcánicos, que definen sutilmente una foliación espaciada, S_1 , cuyos dominios de clivaje muestran una geometría rugosa discontinua.



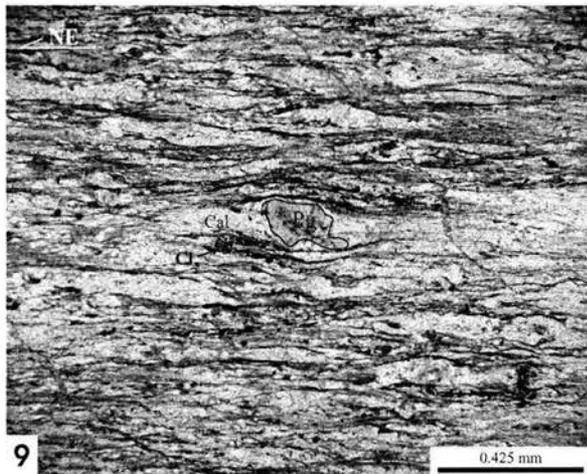
VB-21. Filita de sericita y cuarzo, con una primera foliación continua, ligeramente ondulada, cortada por una segunda foliación más espaciada, marcada por la franja inclinada de color oscuro, en la que se aloja material residual.



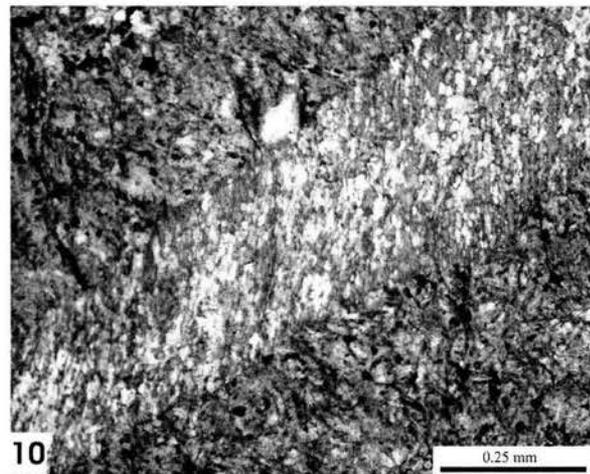
VB-113. Roca milonitizada de la zona de contacto entre los ensambles metavolcánico y metasedimentario. Se observan objetos tipo sigma con núcleos de cuarzo envueltos en una matriz fina rica en calcita, cuarzo, pirita y materia orgánica. Estos indicadores nos dan una dirección de transporte hacia el NE pa D_1 .



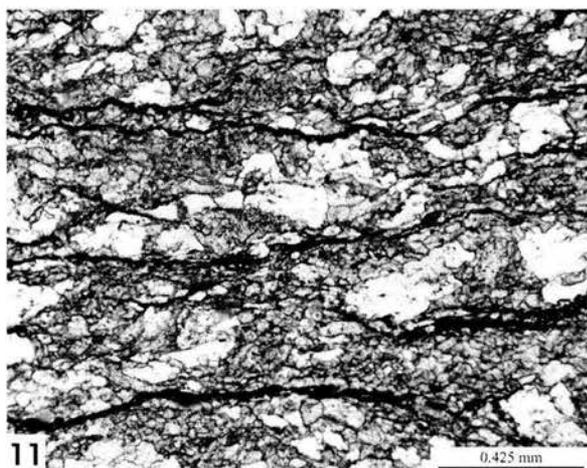
VB-62. Caliza milonítica con granos de cuarzo. Se observan objetos tipo sigma con núcleos de cuarzo envueltos en una matriz fina rica en calcita, cuarzo y materia orgánica. Este es un ejemplo de que el cuarzo puede comportarse como un objeto rígido, porque la dureza es una propiedad relativa. En muestra de mano da la impresión de ser una caliza no deformada.



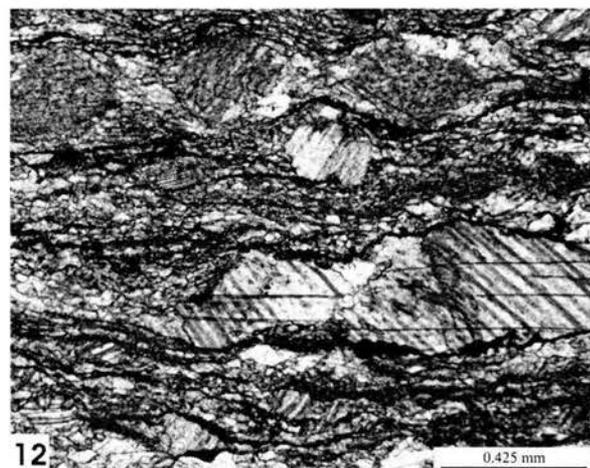
VB-114. Rocas volcánicas milonitizadas. Se observan granos estirados y algunos objetos sigma con núcleos de feldspatos parcialmente reemplazados por clorita. La matriz tiene abundantes cantidades de calcita y óxidos de Fe. No hay restos del protolito, que parece corresponder a una roca volcánica de composición intermedia.



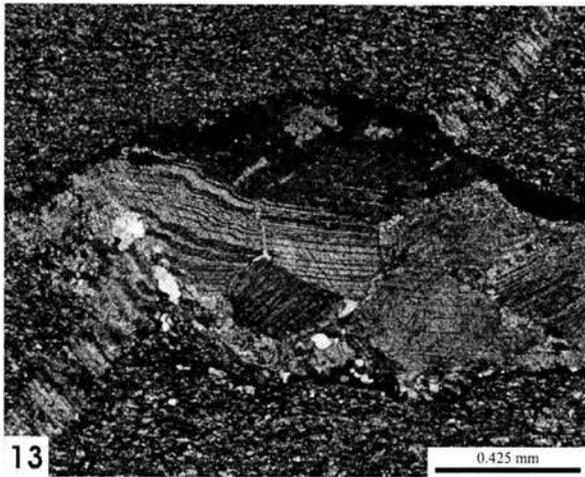
VB-109. Roca metavolcánica en zonas de menor deformación. Tiene una textura microcristalina en la que solo se reconocen algunos minerales de clorita, calcita, zeolitas y abundantes óxidos de hierro. Tiene una foliación muy poco desarrollada, y están cortadas por abundantes vetas de calcita, con una estructura interna bien desarrollada.



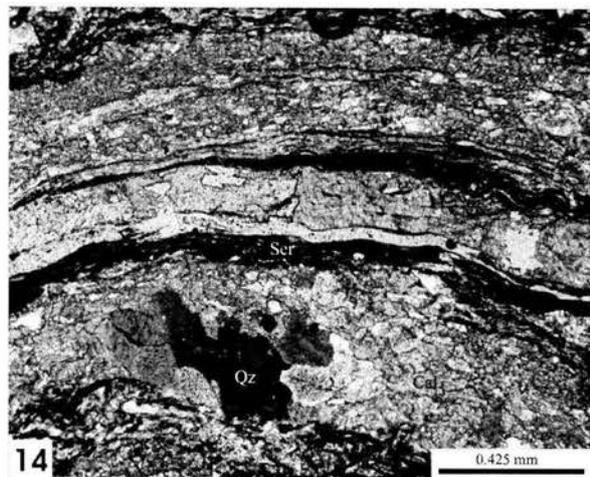
VB-7. Caliza milonitizada. Presenta una foliación espaciada con dominios de clivaje que tienen geometría rugosa. En los dominios de clivaje se aloja material residual, y los microlitones están formados por calcita recristalizada, y algunos granos de cuarzo estirados. La presencia de cuarzo nos indica que durante la sedimentación hubo aporte de terrígenos.



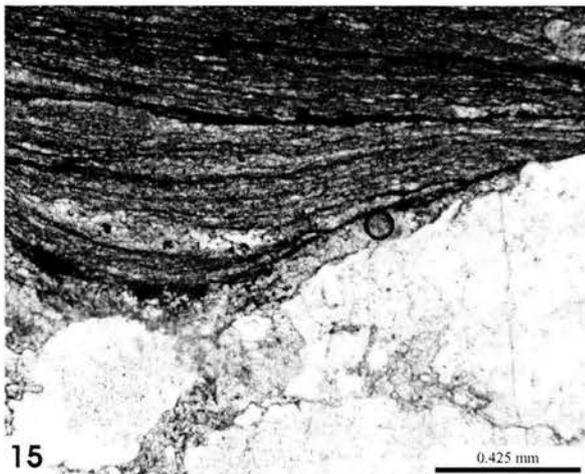
VB-18. Caliza milonitizada. La muestra fue tomada en una capa gruesa de caliza que aparentemente no estaba deformada. Sin embargo, en esta sección delgada se observa una fábrica milonítica con porfiroclastos de caliza y calcita rotados, envueltos en una matriz micrítica con abundante material residual. También se observan superficies estilíticas bordeando los granos grandes.



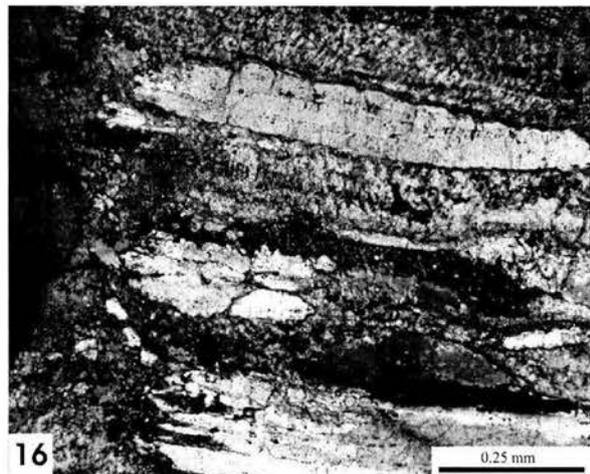
13 VB-1a. Veta de la primera generación abudizada, originalmente paralela a la filiación, cortada por una veta con estructura de granos elongados de la segunda. Ambas vetas están formadas por calcita, que muestra un maclado por deformación más intenso en la veta más vieja.



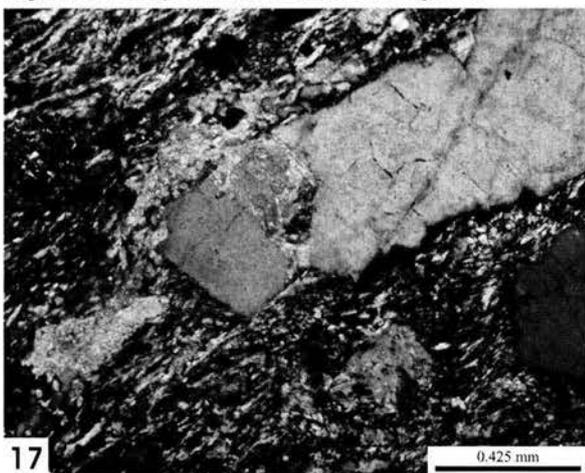
14 VB-114. Filita calcárea con una filiación espaciada, cuyos dominios de clivaje están marcados por la acumulación de hojuelas de sericita y material residual. En los microlitones se observan restos de vetas V_1 , deformadas en su interior, y restos de la roca, representados por granos finos calcita y cuarzo recrystalizados.



15 VB-162a. Veta de cuarzo y calcita abudizada, dentro de una filita calcárea. En la parte más delgada, o cuello del budín se puede ver a la calcita en los espacios de los granos rotos de cuarzo. También se puede ver como la foliación es curva en el cuello de los budines de la veta. Los granos de cuarzo ya no presentan su estructura interna original, de hecho, ya se observa desarrollo de subgranos.



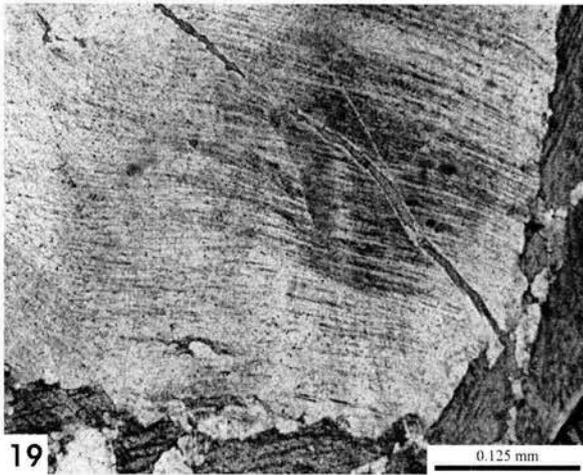
16 VB-24. Estructura interna de una veta V_1 de la primera generación. Esta formada principalmente por fibras de cuarzo y calcita, que crecieron sin aparente competencia entre ellos, y sus razones de longitud entre anchura están por arriba de 10, por lo tanto tiene una estructura fibrosa de acuerdo con Bons (2000).



17 VB-61. Interior de una veta de la primera generación, en la que se observa una fibra de cuarzo estirada y rota, en cuyas grietas se observacalcita inyectada.



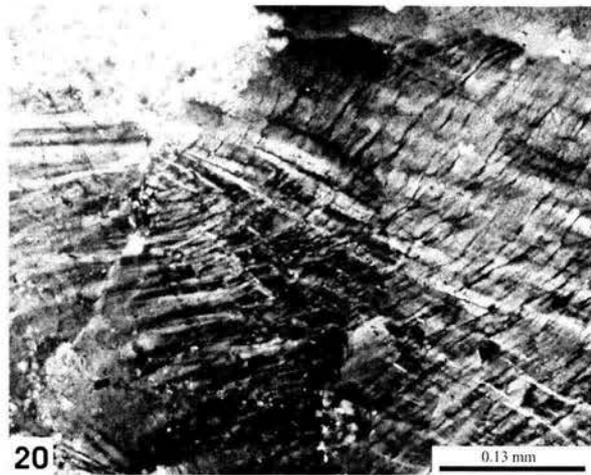
18 VB-7. Filita de sericita. Se observan dominios de clivaje espaciados discretos, con geometrías planas, en los cuales abunda material residual de color oscuro, y algunas laminitas de sericita. En los microlitones podemos observar granos de cuarzo y calcita, y eventualmente algunas vetas de primera generación paralelas a S_1 .



19

0.125 mm

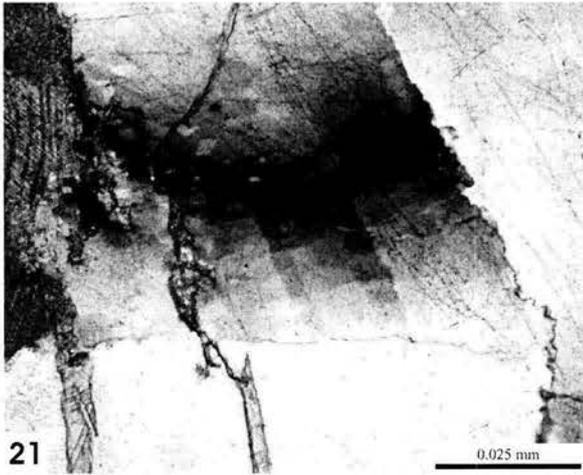
VB-43. Grano de cuarzo dentro de una veta de primera generación, sobre el cual se observan algunas láminas de deformación. También observamos una microveta de calcita cortando grano de cuarzo con sus laminas de deformación.



20

0.13 mm

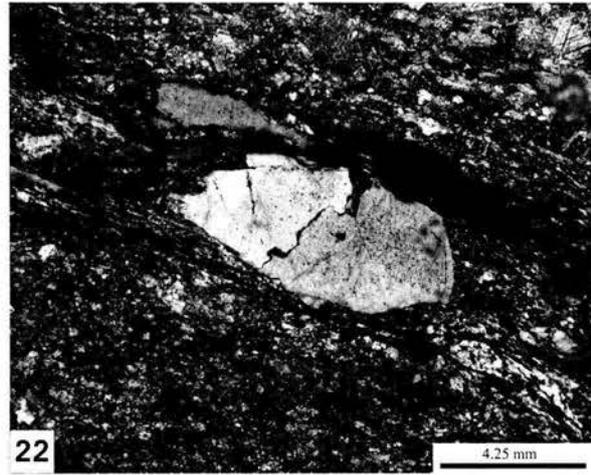
VB-24. Deformación en el interior de las fibras de cuarzo de vetas de primera generación. En el grano se observan láminas de deformación sobre una diagonal que descienden en la esquina inferior izquierda, estas líneas oscuras están ligeramente dobladas. También hay otro grupo de dislocaciones que se asocian a una extensión ondulosa, que se marca en unas superficies blancas en las parte central de la



21

0.025 mm

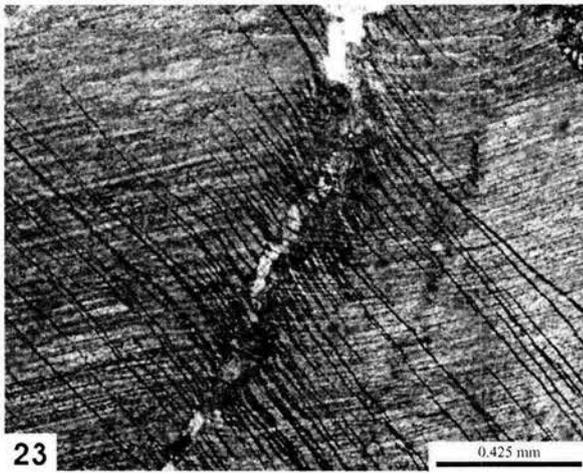
VB-24. Diferentes generaciones de dislocaciones en esta fibra de cuarzo, que se marcan en la extensión ondulosa de barrido. También llaman la atención las superficies de sutura entre las fibras, y la calcita tardía que penetra en estas zonas de debilidad.



22

4.25 mm

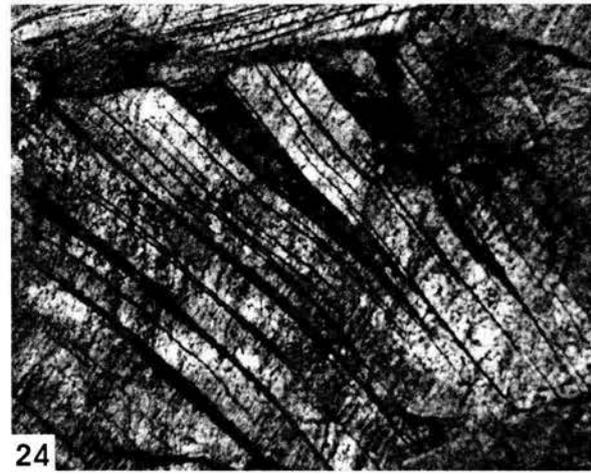
VB-62. Porfiroclasto de cuarzo, en una roca altamente deformada, en el cual se observan algunas microfracturas en su parte central, son parte de la deformación interna del grano.



23

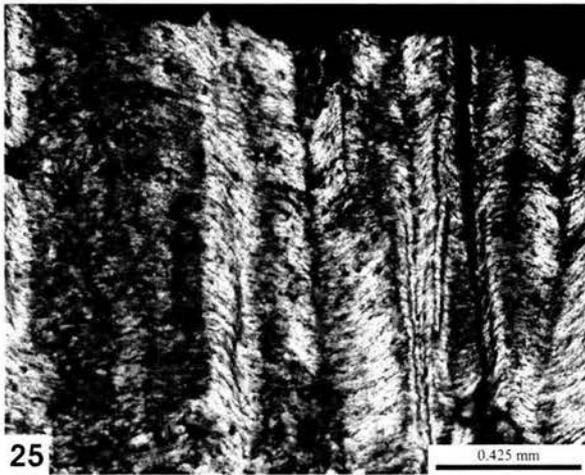
0.425 mm

VB-24. Calcita de vetas de la primera generación, con maclas de deformación Tipo II (Burkhardt, 1990), que surgen a partir de una microzona de cizalla.

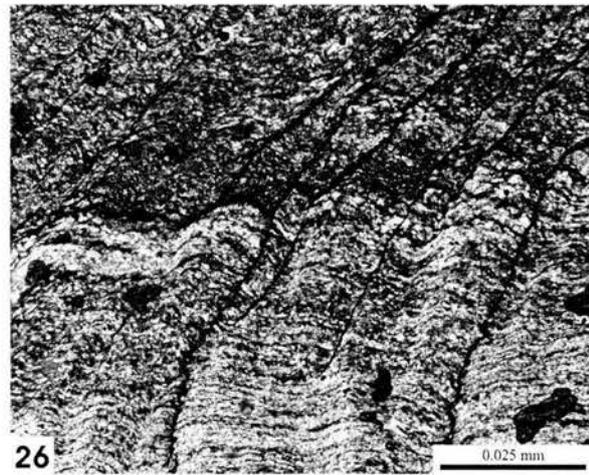


24

VB-8. Calcita de las vetas de la primera generación con maclas de deformación, que se caracterizan por su forma de cuña, que se cierra hacia el centro del grano.



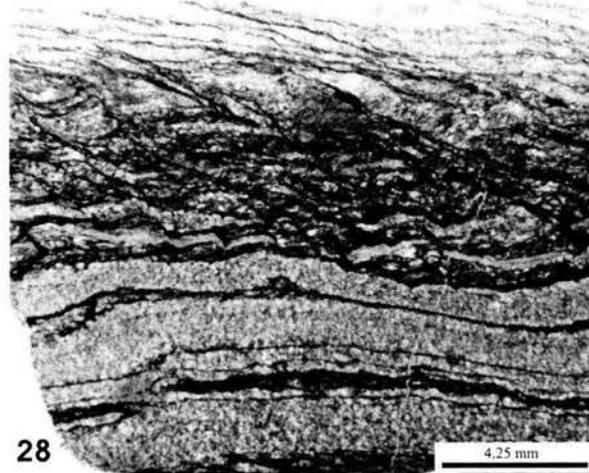
VB-21. Filita de sericita y cuarzo en la que se observa una primera foliación continua fina, a la cual se sobrepone un clivaje de crenulación transicional.



VB-114. Clivaje de crenulación discreto en una filita calcárea con abundante materia orgánica. Se puede observar la difracción de S₂ entre los límites de los microlitones y los dominios de clivaje, que es mas espaciado en los microlitones.



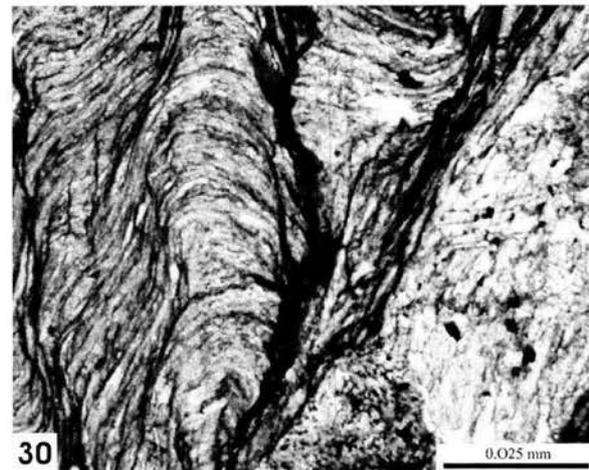
VB-21. Filita calcárea en la que se observa claramente una deformación heterogénea dentro de un micro pliegue. La segunda foliación es una foliación disyuntiva, espaciada, que es mas cerrada en las zonas de grano más fino, y que esta ausente en los dominios más claros.



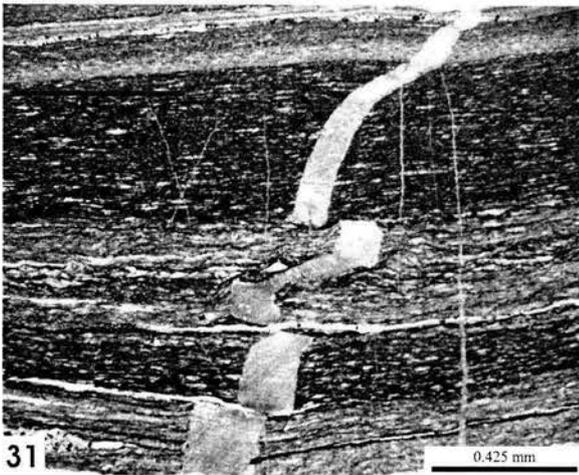
VB-114. Filita rica en materia orgánica, en la que se observan pequeñas estructuras S/C, asociadas al segundo evento de deformación.



VB 44d. Filita calcárea con una primera foliación continua fina, a la cual se sobrepoee una segunda foliación espaciada, de tipo clivaje de crenulación, de tipo zonal, aunque algunos de los dominios son discretos.

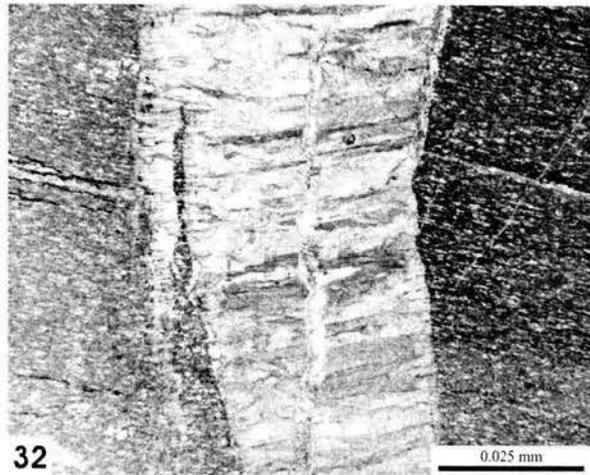


VB-52b. Filita calcarea con una primera foliacion continua, a la cual se sobrepone un clivaje de crenulacion discreto, en cuyos dominios quedo alojado abundante material residual



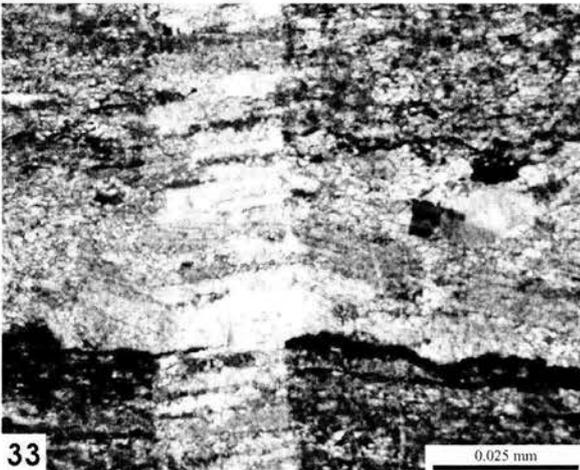
31

VB-162. Veta de segunda generación, V_2 , que corta perpendicularmente a la primera foliación, y que está cizallada sobre los planos de foliación. La veta está formada esencialmente por calcita, que presenta una estructura fibrosa.



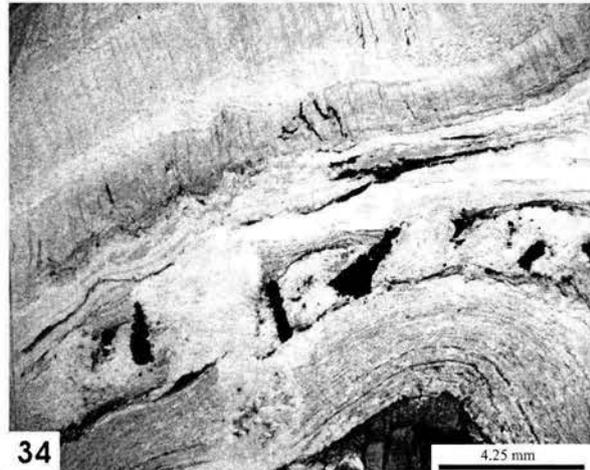
32

VB-73c. Filita calcárea cortada por una veta de calcita, en que se puede observar una línea de sutura central, marcada por la convergencia de fibras de calcita, y aguijas de cuarzo, cuya razón longitud/anchura está por arriba de 10, por lo tanto, tiene una estructura fibrosa.



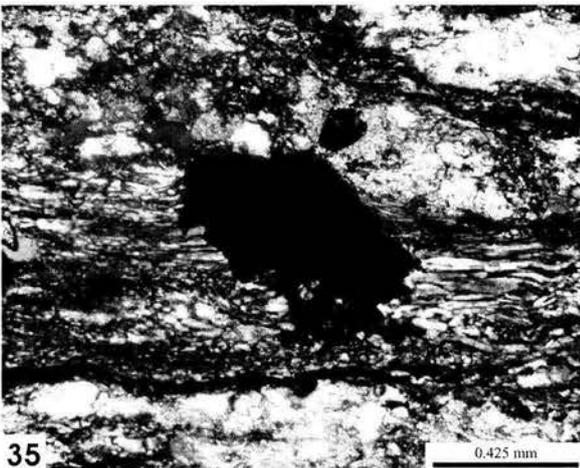
33

VB-58b. Veta de primera generación (horizontal), cuya estructura interna fue modificada por una deformación posterior; a la cual se sobrepone una veta de la segunda generación, con una estructura interna fibrosa (vertical).



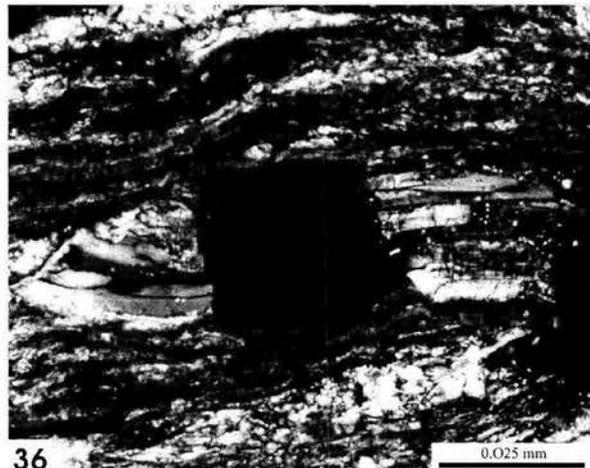
34

VB-12. Filita calcárea que originalmente tenía intercalada una lámina de sulfuros que durante el plegamiento D_2 se rompió y generó objetos rígidos que rotaron y provocaron el desarrollo de unas franjas de presión de cuarzo y calcita.



35

VB-62. Franjas de presión entorno a un objeto rígido de pirita de forma irregular, que indica una cinemática sinistral



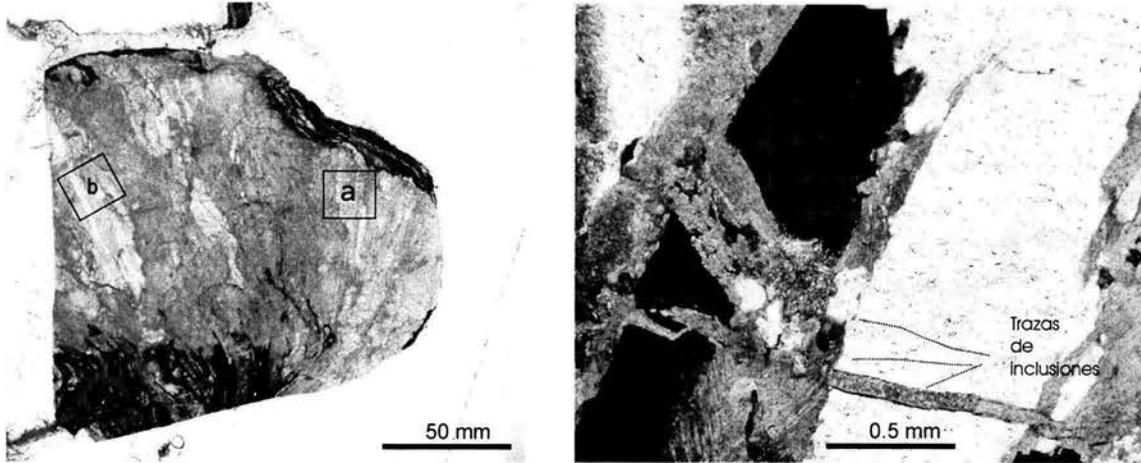
36

VB-59c. Franja de presión de cuarzo que se desarrollaron alrededor de un cubo de pirita, que tuvo una rotación con sentido antihorario, que indica un movimiento sinistral.

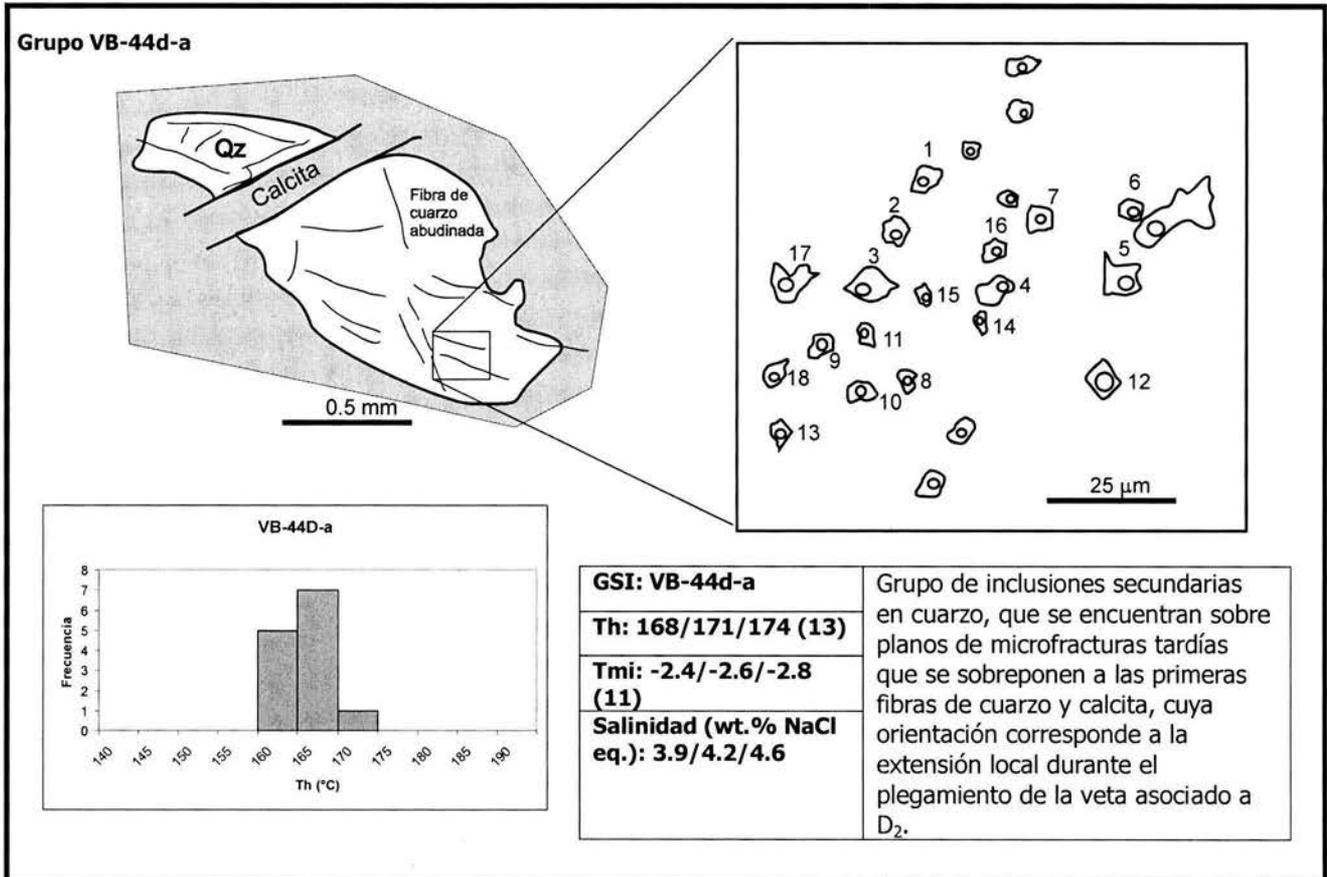
ANEXO 2

Inclusiones Fluidas

Muestra VB-44, V₁

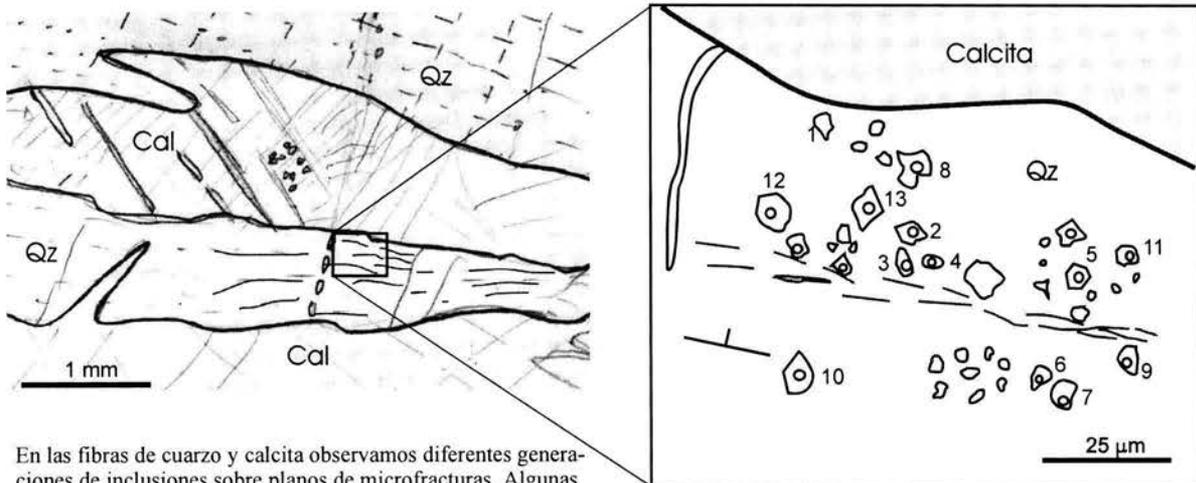


En la imagen de la izquierda vemos una veta de primera generación, V₁, con textura fibrosa, desarrollada en cuarzo y calcita. La veta fue plegada durante D₂, y entre sus fibras se inyectó calcita a manera de cuñas o diques para acomodar la extensión local en el pliegue. En la Fotomicrografía de la derecha vemos un acercamiento a las fibras de cuarzo y calcita, cortadas por calcita posterior.

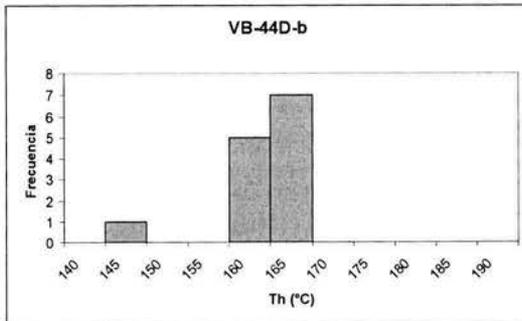


Muestra VB-44, V₁

Grupo VB-44d-b



En las fibras de cuarzo y calcita observamos diferentes generaciones de inclusiones sobre planos de microfracturas. Algunas de ellas son paralelas a las fibras, y parecen desarrollarse durante su crecimiento. Hay otras franjas perpendiculares y oblicuas a las fibras que cortan tanto al cuarzo como a la calcita, que parecen estar asociadas a D. Además, hay otras más tardías que incluso cortan a las inyecciones de calcita tardía.



GSI: VB-44d-b

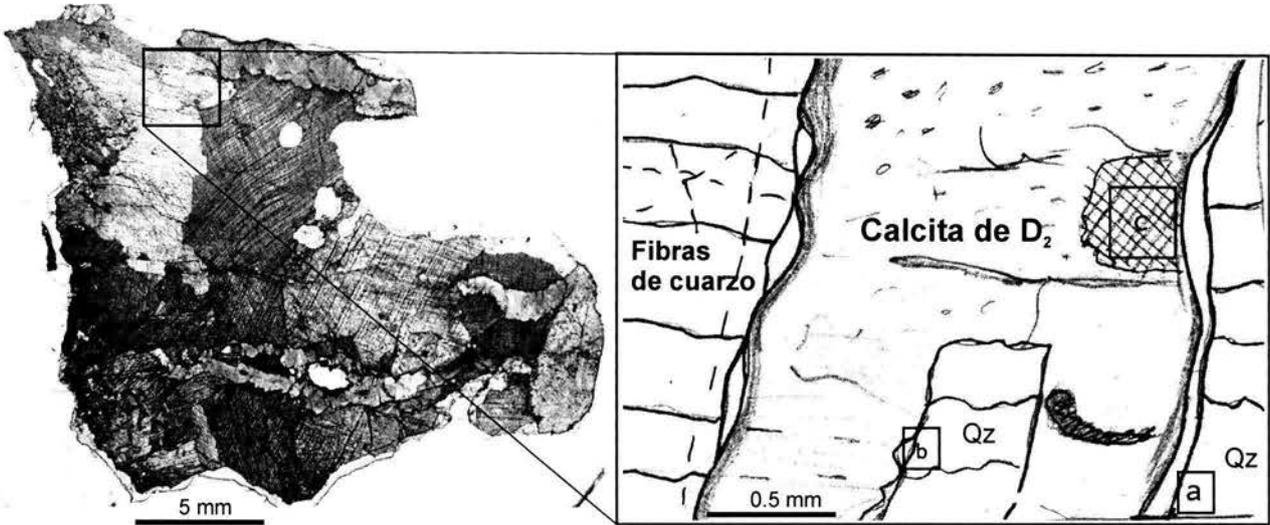
Th: 161/164/167 (12)

Tmi: -2.7/-2.9/-3.1 (4)

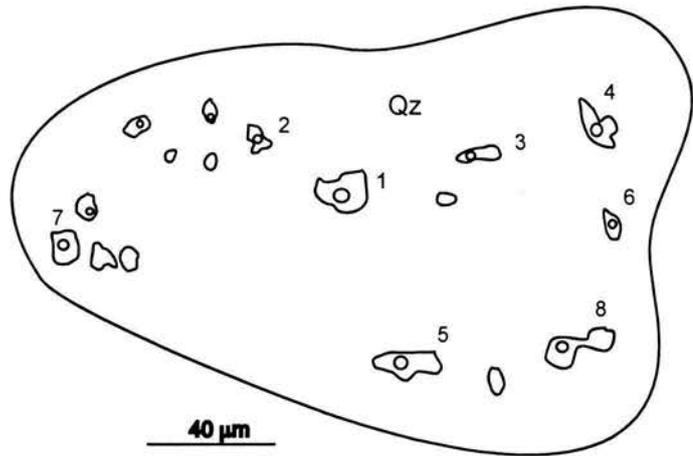
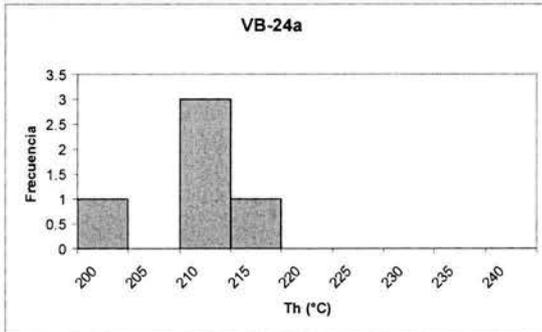
Salinidad (wt.% NaCl eq.): 4.4/4.7/5.0

Grupo de inclusiones secundarias que se encuentran sobre planos de microfracturas tardías en las fibras de cuarzo, los cuales se superponen a los granos de calcita inyectada durante el segundo evento de deformación.

Muestra VB-24, V₁



Grupo VB-24-a



GSI: VB-24-a

Th: 203/208/213 (5)

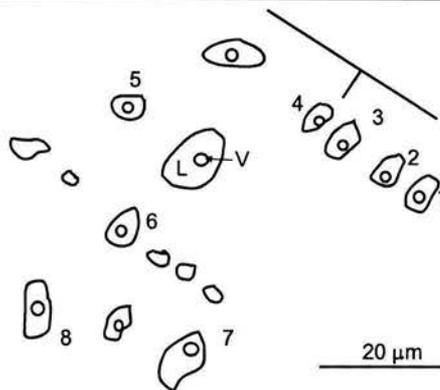
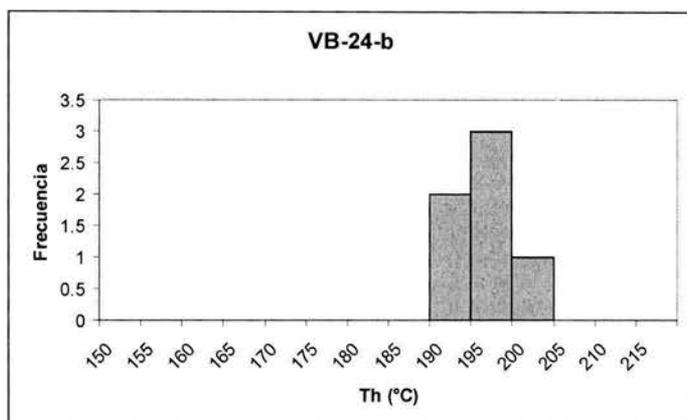
Tmi: -2.7/-2.9/-3.1 (4)

Salinidad (wt.% NaCl eq.): 4.4/4.7/5.0

Inclusiones pseudosecundarias al crecimiento de fibras de cuarzo y calcita de la primera deformación, se distribuyen en racimos. Para más datos ver la Tabla 1.

Muestra VB-24, V₁

Grupo VB-24-b



GSI: VB-24-b

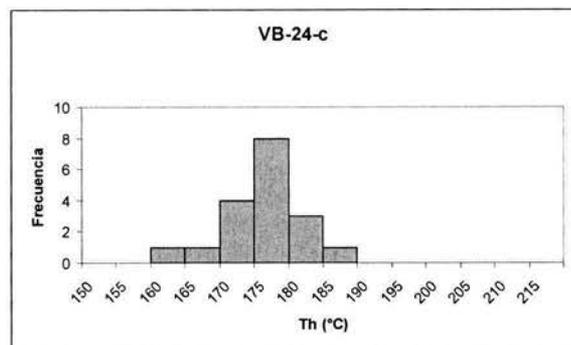
Th: 187/191/195 (6)

Tmi:

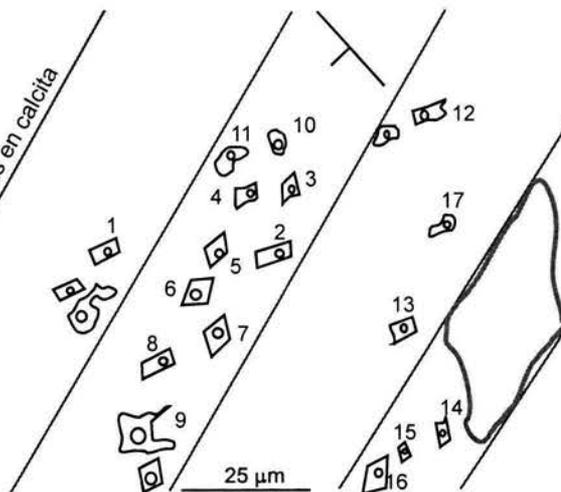
Salinidad (wt.% NaCl eq.):

Inclusiones secundarias en cuarzo de primera generación. La microfractura donde se encuentran, coincide con la dirección en que se rompió una fibra de cuarzo, y se inyectó calcita.

Grupo VB-24-c



Macias en calcita



GSI: VB-24-c

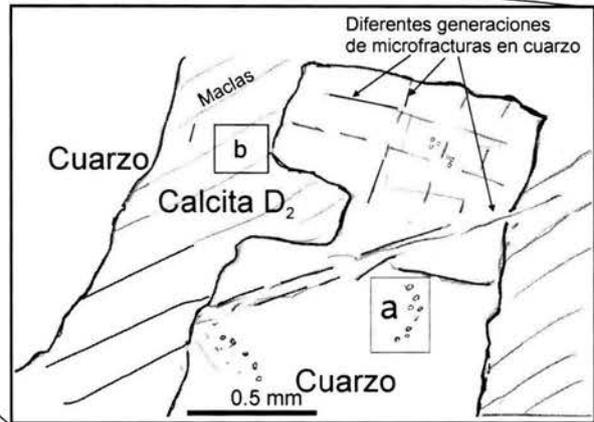
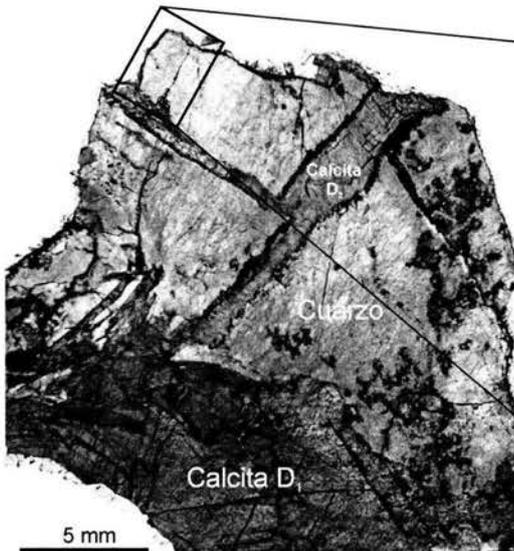
Th: 171/177/183 (18)

Tmi: -2.8/-3.0/-3.2 (5)

Salinidad (wt.% NaCl eq.): 4.6/4.9/5.2

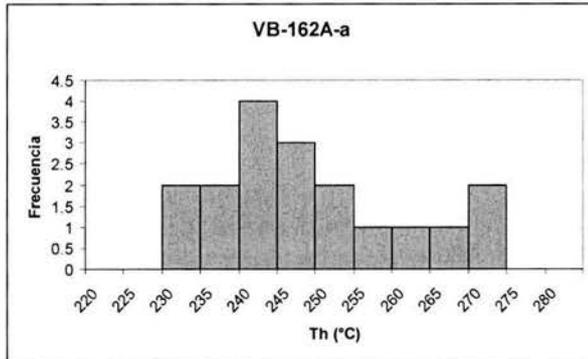
Inclusiones pseudosecondarias en calcita inyectada entre fibras de cuarzo de las vetas V1. Estas inclusiones tienen tamaños muy similares, formas muy regulares, de cristal negativo de calcita, que coinciden con la estructura del mineral que las contiene, además están acomodadas sobre uno de sus planos cristalográficos.

Muestra VB-8, V₁



Se hizo la petrografía de inclusiones fluidas de una fibra de cuarzo, en la cual se observaron diferentes grupos de inclusiones fluidas sobre planos, cuyas relaciones de corte son muy claras. Se tomaron mediciones en dos de estos grupos, los cuales están sobre franjas paralelas al eje de las fibras, los cuales parecen corresponder a inclusiones pseudosecundarias, es decir, contemporáneas a D₁, porque solo están presentes en planos del interior de la fibra.

Grupo VB-8-a



GSI: VB-8-a

Th: 132/250/268 (9)

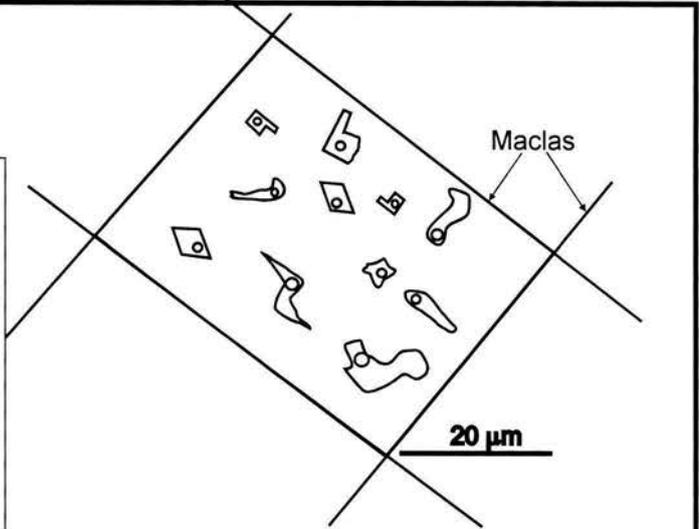
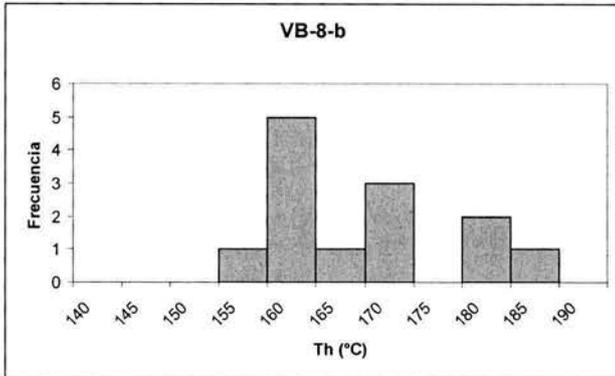
Tmi: -3.5/-3.8/-4.1 (5)

Salinidad (wt.% NaCl eq.): 5.6/6.1/6.5

Inclusiones pseudosecundarias en cuarzo. Estas inclusiones tienen formas ovaladas de tamaños homogéneos y sobre planos son paralelos al eje largo de las fibras de cuarzo. Estos planos son intragranulares y cortados por otros más jóvenes perpendiculares, también intragranulares, y a su vez, por otros planos transgranulares oblicuos.

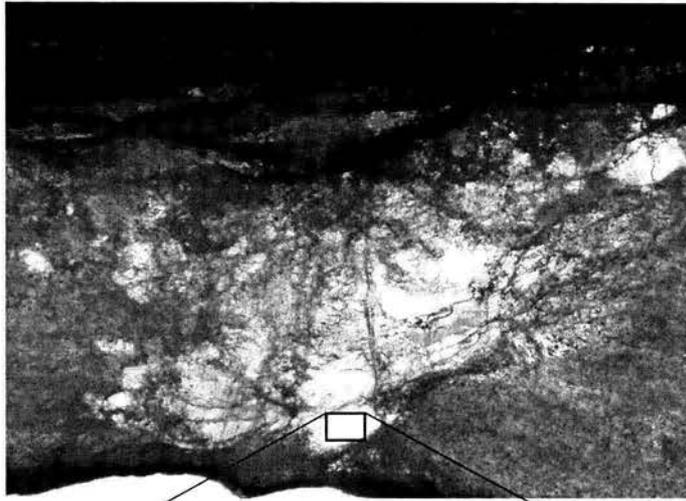
Muestra VB-8, V₁

Grupo VB-8-b



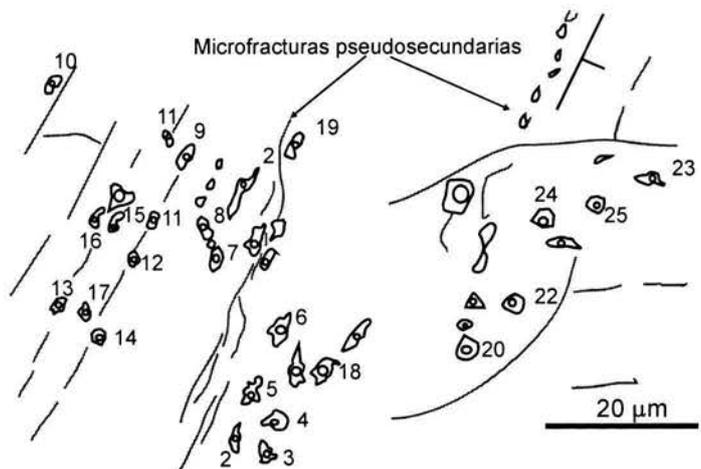
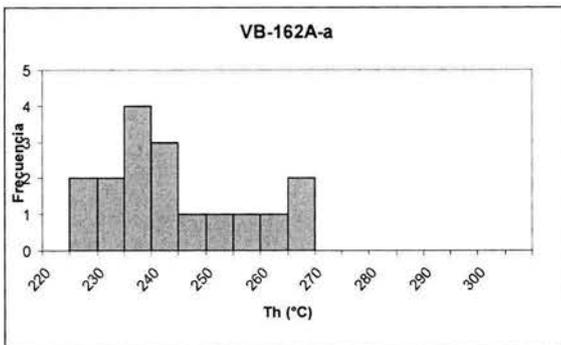
GSI: VB-8-b	Inclusiones primarias en un cristal de calcita que fue inyectada a las vetas de la primera generación durante el segundo evento de deformación a manera de pequeños diques o cuñas. Este dato de temperatura puede ser representativo de D ₂ .
Th: 159/172/185 (15)	
Tmi:	
Salinidad (wt.% NaCl eq.):	

Muestra VB-162A,



Veta de primera generación abudada en cuyas fibras preservadas se analizaron inclusiones pseudosecundarias y secundarias. Es decir contemporáneas y posteriores al crecimiento de la veta. El cuarzo es el mineral blanco de la imagen, y el resto gris es calcita que corresponde al evento de emplazamiento de la veta, también deformada, mezclada con calcita que se emplazó entre los budines de cuarzo.

Grupo VB-162A-a

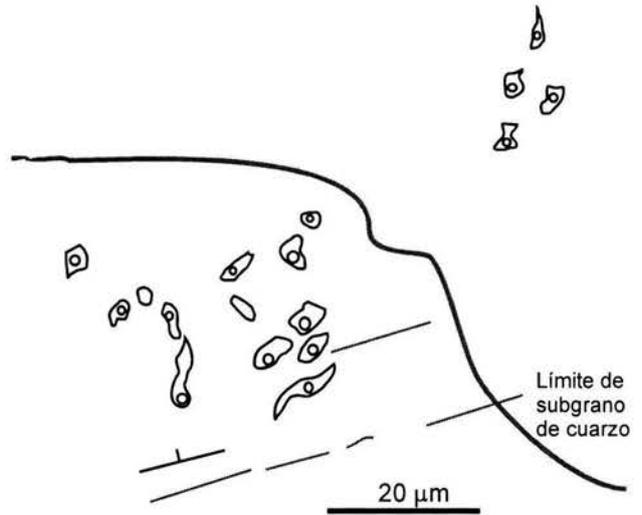


GSI: VB-162A-a	Inclusiones pseudosecundarias en cuarzo de las vetas más viejas. Los grupos de inclusiones se alojan sobre planos perpendiculares a las fibras de cuarzo, que aparentemente no afectan a las fibras adyacentes, es decir, son intragranulares, y se hacen más gruesos hacia el centro de las fibras.
Th: 226/246/266 (20)	
Tmi: -4.6/-4.7/-4.8 (15)	
Salinidad (wt.% NaCl eq.): 7.2/7.4/7.5	

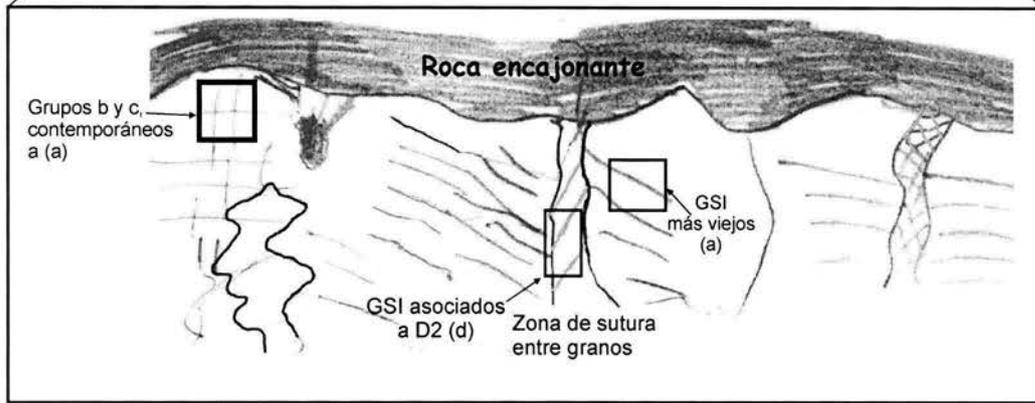
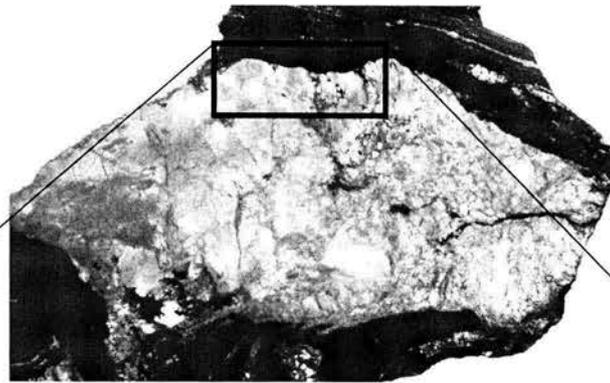
Muestra VB-162A, V₁

Grupo VB-162A-b

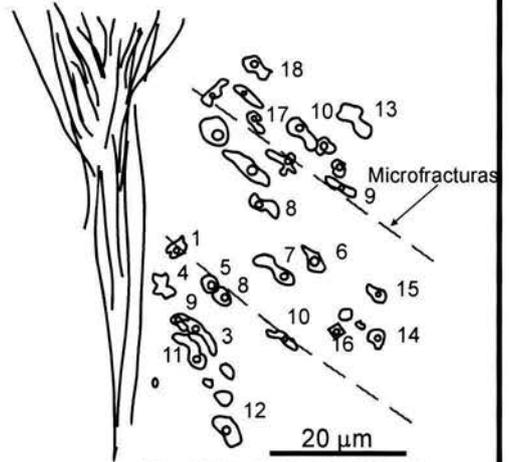
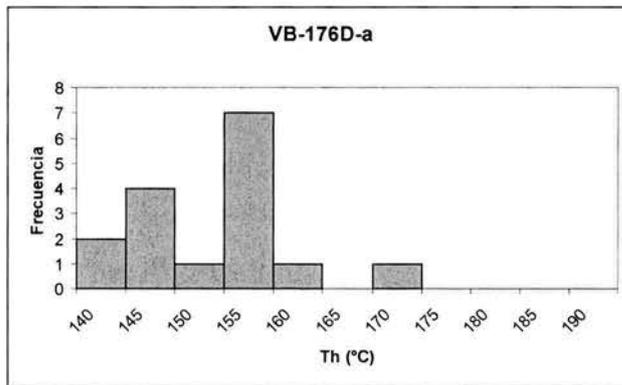
GSI: VB-162A-a	Grupo de inclusiones fluidas que se encuentran sobre planos de microfracturas tardías, que cortan a todas las microestructuras, tanto las asociadas a D ₁ , como a D ₂ , es decir, que corresponden a un evento posterior.
Th: 122/131/141 (4)	
Tmi: -1.1/-1.5/-1.9 (4)	
Salinidad (wt.% NaCl eq.): 1.8/2.5/3.1	



Muestra VB-176D-, V₁



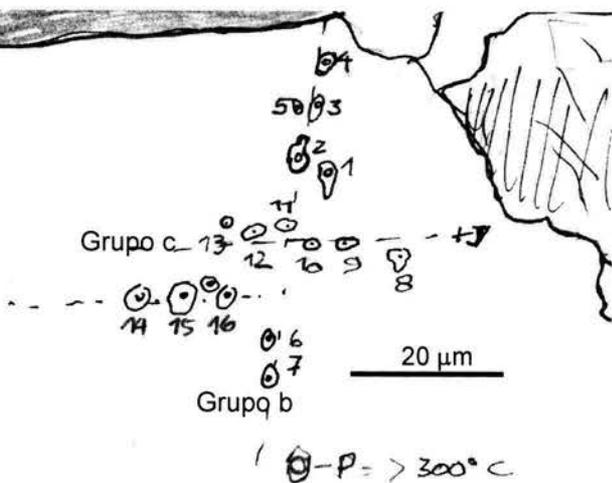
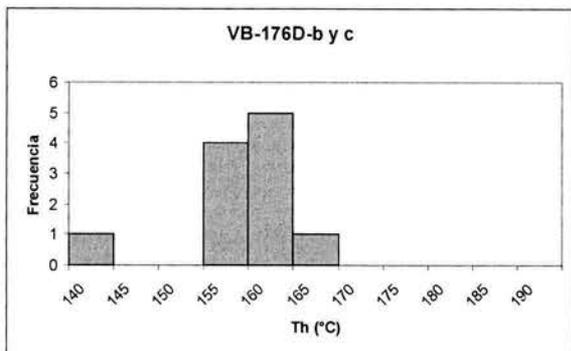
Grupo VB-176D-a



GSI: VB-176D-a	Grupo de inclusiones fluidas ubicado en planos de microfracturas paralelos al eje largo de las fibras de cuarzo, el grupo de inclusiones secundarias más viejo de la muestra
Th: 152/157/162 (16)	
Tmi:	
Salinidad (wt.% NaCl eq.):	

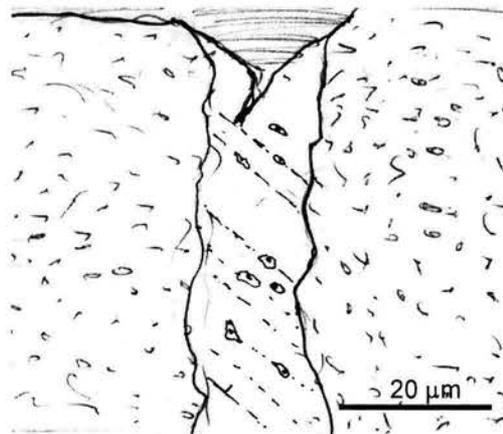
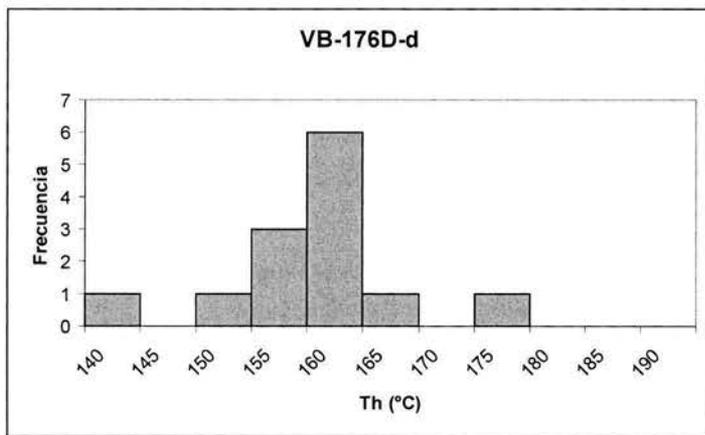
Muestra VB-176D, V₁

Grupo VB176D-b y c

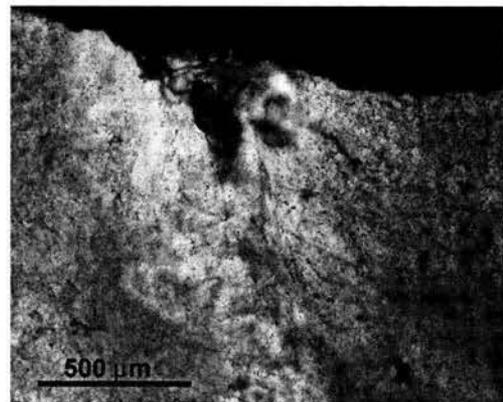


GSI: VB-176D-b y c	Los grupos de inclusiones b y c, a pesar de ser perpendiculares entre si, tienen inclusiones muy similares en tamaño, forma, composición y Th, y parecen ser contemporáneos con el grupo a. No se pudo observar cual corta a cual
Th(b): 162/165/168 (4)	
Th(c): 147/155/163 (6)	
Salinidad (wt.% NaCl eq.):	

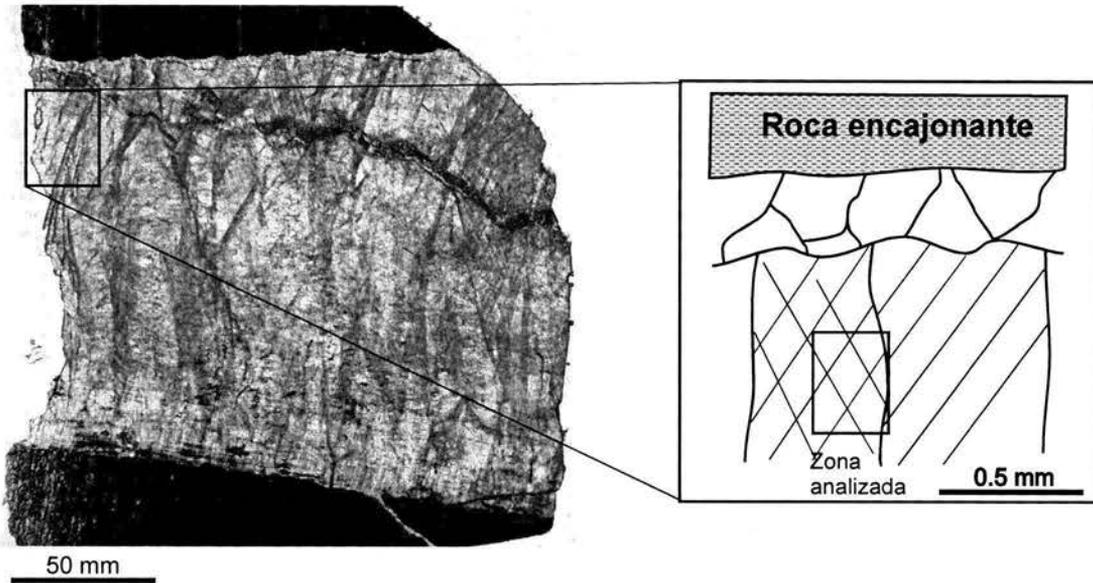
Grupo VB176D-d



GSI: VB-176D-d	Grupo de inclusiones que crecieron en cuarzo recristalizado de en zonas de sutura de subgranos. Se alojan en planos con orientaciones oblicuas respecto a los límites de subgranos. Sin duda están asociadas a D ₂ .
Th: 154/160/166 (12)	
Tmi: -2.1/-2.2/2.4 (8)	
Salinidad (wt.% NaCl eq.): 3.4/3.6/3.9	

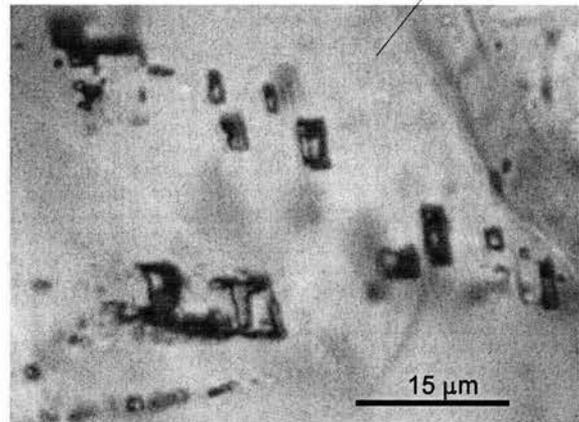
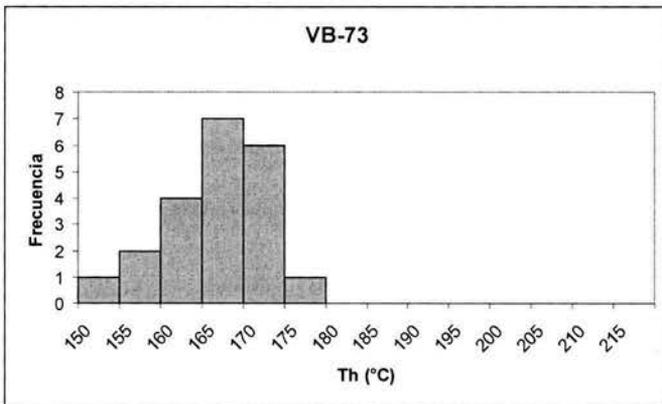
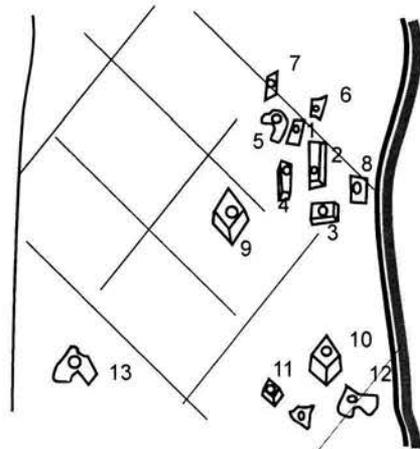


Muestra VB-73C, V₁

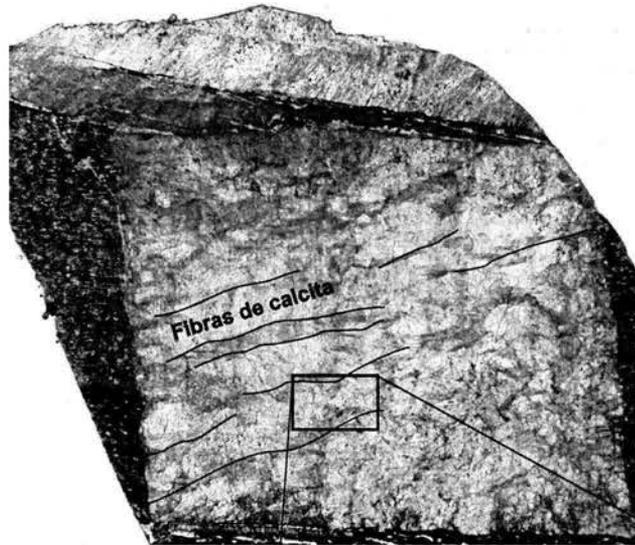


Grupo VB-73-a

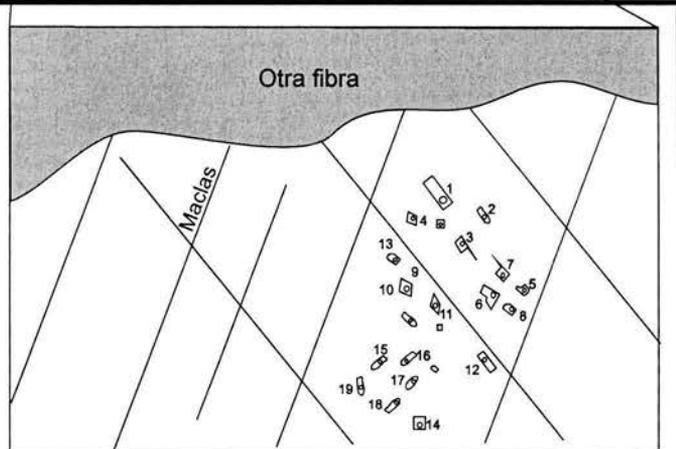
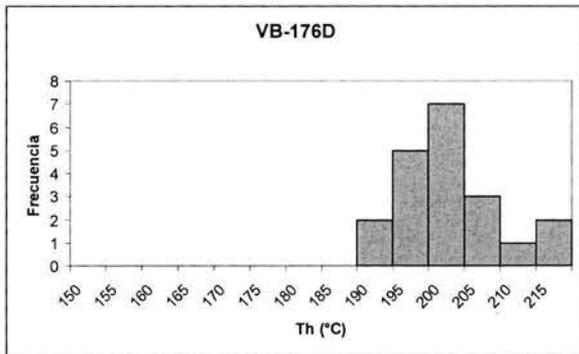
GSI: VB-73	Grupo de inclusiones primarias que crecieron en fibras de calcita de una veta de segunda generación. Los grupos de inclusiones son muy similares en tamaño, todos tienen forma de cristal negativo de calcita, y datos de Th muy homogéneos. Se alojan sobre planos cristalográficos de la calcita, y son intragranulares.
Th: 159/167/175 (18)	
Tmi: -3.1/-3.2/-3.4 (3)	
Salinidad (wt.% NaCl eq.): 5.0/5.2/5.5	



Muestra VB-174D, V₂



Grupo VB-176D



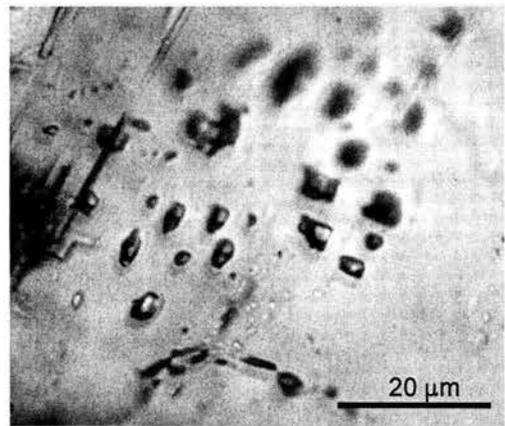
GSI: VB-174D

Th: 195/202/209 (20)

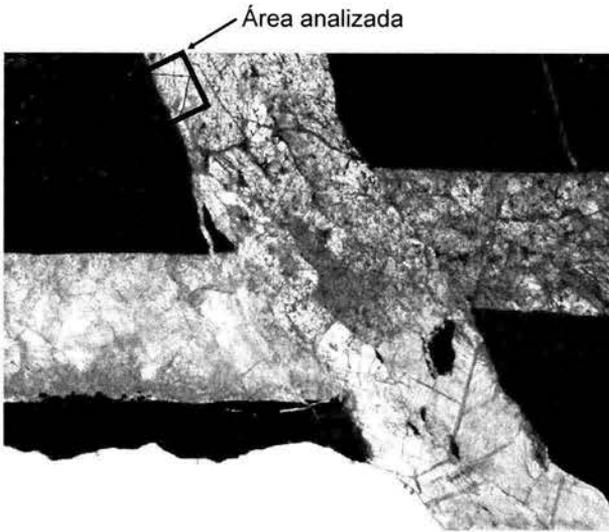
Tmi:

Salinidad (wt.% NaCl eq.):

Inclusiones primarias?, en fibras de calcita de una veta de segunda generación, se encuentran en racimos en el centro de los cristales, o sobre planos que coinciden con los planos cristalográficos.

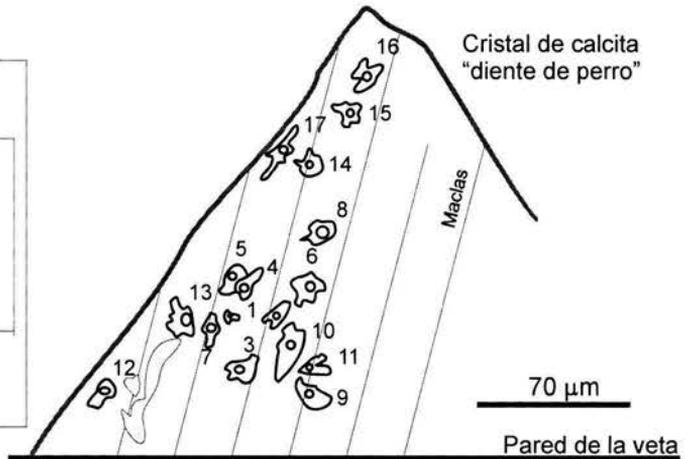
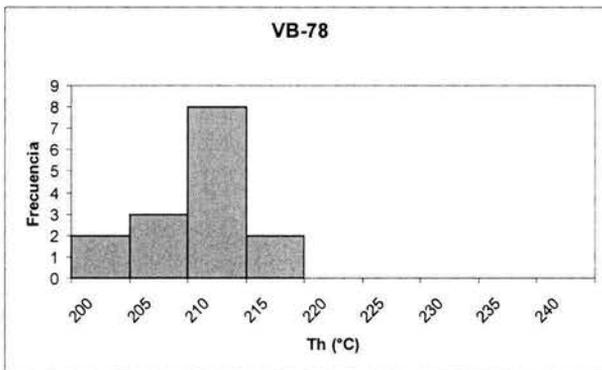


Muestra VB-78, V₃

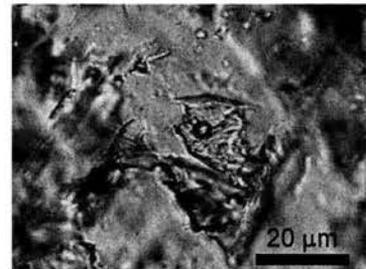


Vetas conjugadas tardías de calcita, de la tercera generación.

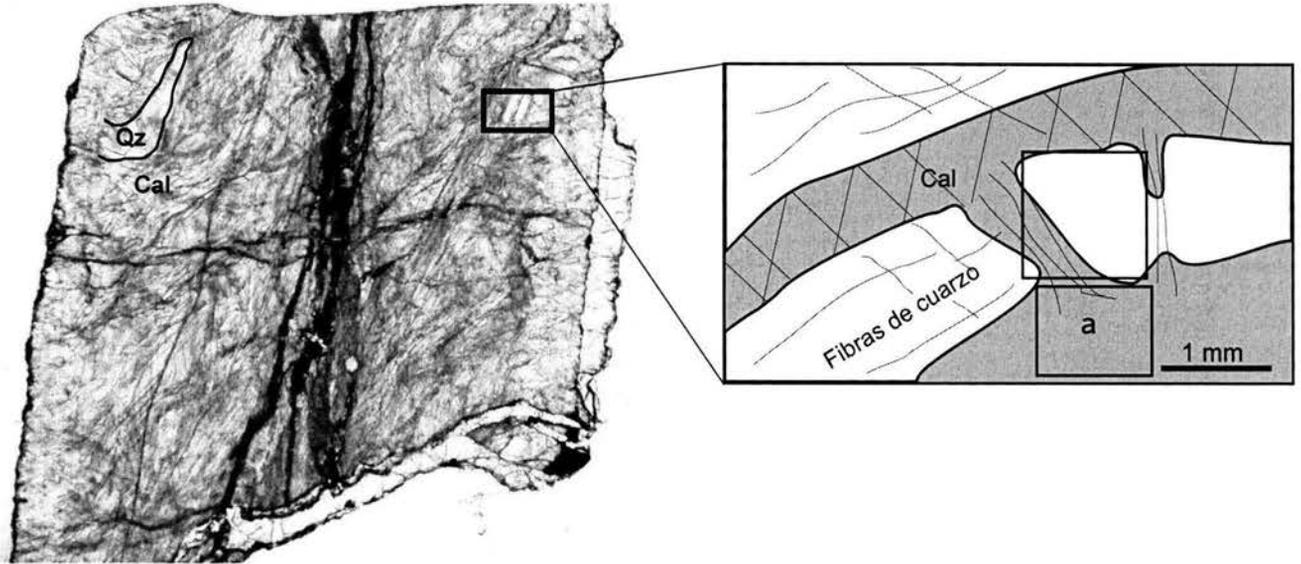
Grupo VB-78



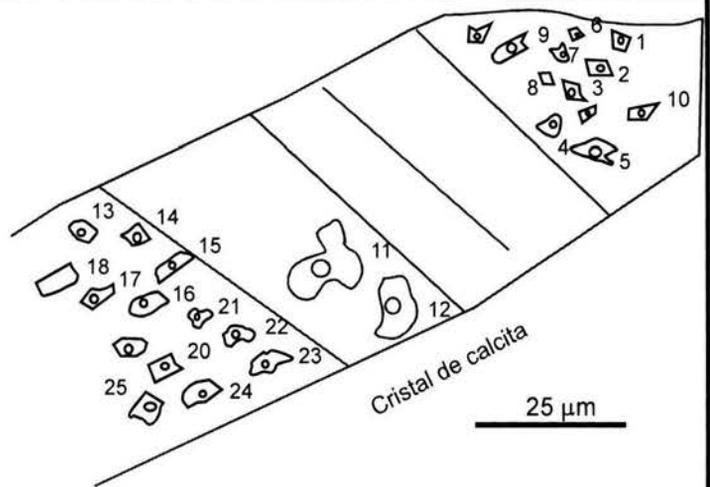
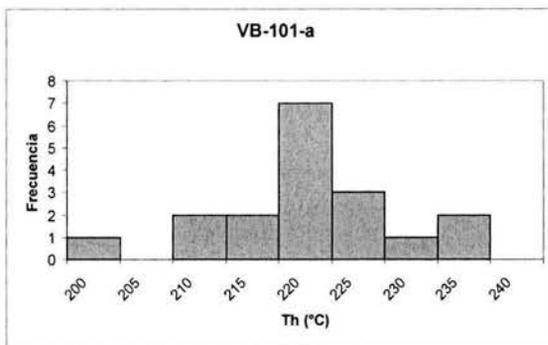
GSI: VB-78	Grupo de inclusiones primarias en calcita de vetas de la tercera generación. Se encuentran de manera aislada dentro del cristal, y son de gran tamaño (hasta de 40 micras). Los datos obtenidos en ellas son muy cerrados.
Th: 192/204/216 (27)	
Tmi: -1.5/-1.6/-1.7 (6)	
Salinidad (wt.% NaCl eq.): 2.5/2.6/2.8	



Muestra VB-101, V₃



Grupo VB-101 -a

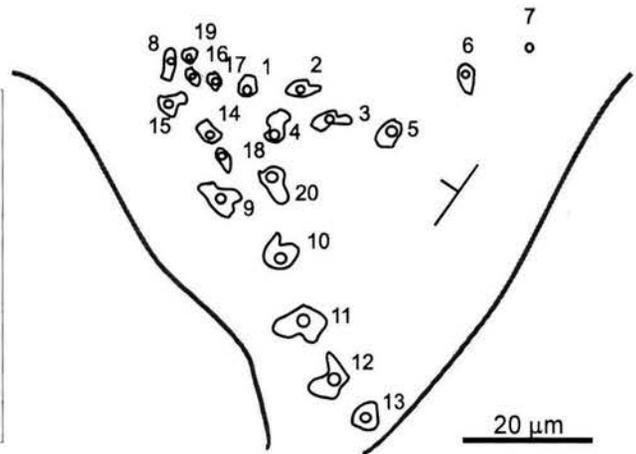
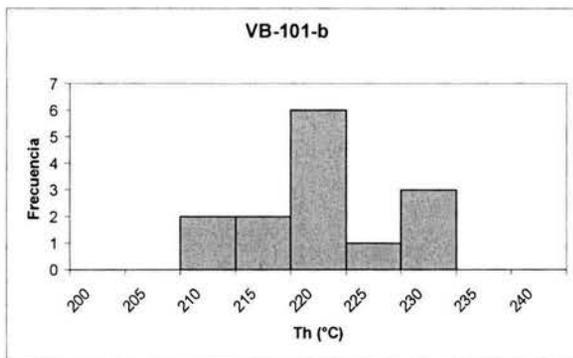


GSI: VB-101-a
Th: 210/220/230 (27)
Tmi: -2.7/-2.8/-2.9 (18)
Salinidad (wt.% NaCl eq.): 4.4/4.6/4.7

Inclusiones primarias? En fibras de calcita en vetas de la tercera generación. Tienen tamaños y formas muy constantes, normalmente de cristal negativo de calcita.

Muestra VB-101, V₃

Grupo VB-101-b



GSI: VB-101-b

Th: 210/220/230 (15)

Tmi:

Salinidad (wt.% NaCl eq.):

Grupo de inclusiones pseudosecundarias en fibras de cuarzo de vetas de la tercera generación. Las inclusiones se alojan sobre franjas intergranulares, perpendiculares a las fibras.