



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**INSTITUTO DE GEOLOGÍA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE
VETAS ASOCIADAS A ESTRUCTURAS DE
ACORTAMIENTO EN EL ÁREA DE VIZARRÓN-SAN
JOAQUÍN-TAMAZUNCHALE EN LOS ESTADOS DE
QUERÉTARO, HIDALGO, SAN LUIS POTOSÍ Y
VERACRUZ**

TESIS

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA)

PRESENTA:

LIZET MARINA NAVA URREGO

Tutor: Dr. Gustavo Tolson



México, D.F.

2008



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra por permitirme entrar en su programa de estudios y al Instituto de Geología por proporcionarme la infraestructura y financiamiento necesario para realizar mi maestría.

A mi tutor, Dr. Gustavo Tolson, quien creyó en mí, me brindó su calidez humana, confianza y apoyo incondicional más allá de mi estancia en el posgrado y la realización de este trabajo. Mil gracias Doc.

Al equipo de trabajo: Berliane, Daniel y especialmente a Elisa, por su ayuda y asesoría en el trabajo de campo, aporte de ideas, constante disposición, colaboración y sobretodo por brindarme su amistad.

A los sinodales: Elena Centeno, Madhavaraju Jayagopal, Arturo Gómez, Juan Pablo Bernal y Gustavo Tolson por la revisión, comentarios y sugerencias a este trabajo.

A los técnicos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS): a Rufino Lozano Santacruz por los análisis de elementos mayores; a Elena Lounejeva Baturino, Sonia Angeles y Juan Pablo Bernal Uruchurtu por la determinación de los elementos traza; a Pedro Morales y Edith Cienfuegos por los análisis de isótopos estables; a Gabriela Solís Pichardo, Juan Julio Morales Contreras y María del Sol Hernández Bernal por los análisis isotópicos de Sr.

A Teodoro Hernández Treviño por su colaboración en el Taller de Molienda, a Diego Aparicio por la elaboración de las láminas delgadas y Santiago Avilés por su ayuda en la preparación de las muestras para los análisis de fluorescencia de Rayos X.

A todos los profesores, secretarias (Lulú, María Luisa y Gloria), personal de computo (Rosario y Francisco) y compañeros del Instituto de Geología que de alguna forma hicieron posible la realización de este trabajo.

De forma muy especial quiero expresar mi agradecimiento:

A mi familia, mis padres Alfonso y Luz Marina y a mi hermana Paola, por que ellos más que nadie saben lo que significó esta etapa de mi vida.

A Ricardo que siempre me ayudó incondicionalmente, me apoyó en los momentos más difíciles. Por convertirse en alguien muy especial y ser mi fiel compañía en esta gran ciudad.

A mi tío Teles y Pipe, que siempre estuvieron pendientes de mí, a pesar de estar tan lejos

A Doris, Juliana y Guillermo, por su amistad, su casa y por hacerme sentir como en familia.

A Beatriz Diaz por su apoyo, solidaridad, complicidad y buenos momentos que hemos pasado.

A mis compañeros en la sala de estudiantes, especialmente a Miguel y Mario.

A Lukas que alegro mi vida estos últimos meses recordándome el significado del amor y dedicación.

Este trabajo se realizó en el marco del proyecto PAPIIT: “Deformación progresiva del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Sierra Madre Oriental), en la sección Vizarrón-San Joaquín-Tamazunchale, estados de Queretaro, San Luis Potosí, Hidalgo y Veracruz” a cargo de los investigadores Gustavo Tolson y Antoni Camprubi.

CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS	i
RESUMEN	ii
ABSTRACT	iii
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	4
1.2. Métodos Analíticos	5
1.3. Introducción a la Geoquímica de la Calcita	8
2. MARCO GEOLÓGICO	15
2.1. Geología del área de estudio	17
2.1.1. Estratigrafía	17
2.1.1.1. Cuenca Tampico-Misantla	18
2.1.1.2. Plataforma Valles San Luis Potosí	21
2.1.1.3. Cuenca Zimapán	22
2.1.1.4. Banco El Doctor	22
2.1.1.5. Sucesión Tolimán	23
2.2. Geología Estructural	24
3. VETAS	29
3.1. Conceptos Generales	30
3.2. Geometría y petrografía de las vetas	34
4. GEOQUÍMICA	39
4.1. Elementos Mayores y Traza por fluorescencia de rayos X	39
4.1.1. Resultados elementos mayores	39
4.2. Elementos Traza	41
4.3. Elementos Tierras Raras (REE) por ICP-MS	43
4.3.1. Resultados	43
4.3.1.1. Rocas Carbonatadas	43
4.3.1.2. Sistema Roca-Vetas	46
4.3.1.3. Anomalías de Europio en vetas	51
5. ISÓTOPOS ESTABLES	53
5.1. Resultados	54
5.1.1. Rocas Encajonantes	55
5.1.2. Sistemas Roca-Veta	55

6. ISÓTOPOS DE ESTRONCIO (SR)	63
6.1. Resultados	63
7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	68
7.1. Origen y naturaleza de fluidos	68
7.2. Grado de interacción fluido/roca	70
7.3. Tipo de sistema (cerrado vs. abierto)	71
7.4. Trayectoria del Fluido	71
7.5. Conclusiones	72
8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	74
9. ANEXO	84

RELACIÓN DE FIGURAS

Figura 1.	Mapa de localización y vías de acceso	3
Figura 2.1.	Mapa geológico de México	16
Figura 2.2.	Mapa geológico del área de estudio	19
Figura 2.3.	Sección Estructural del área Vizarrón-San Joaquín-Tamazunchale	27
Figura 3.1.	Representación gráfica del proceso de disolución por presión	32
Figura 3.2.	Relación de corte de las diferentes generaciones de vetas	35
Figura 3.3.	Fotomicrografía de la Formación Ahuacatlán	36
Figura 3.4.	Foto de afloramiento y microfotografía de las diferentes generaciones de vetas.	38
Figura 4.1.	Relación entre SiO ₂ y el CaO para las diferentes rocas muestreadas	40
Figura 4.2.	Relación entre Mn y el Sr para las diferentes rocas muestreadas	42
Figura 4.3.	Patrones de REY para las rocas analizadas en el CPCM	44
Figura 4.4.	Distribución de REY en los diferentes sistemas roca-veta de las diferentes Formaciones presentes en el CPCM	47
Figura 5.1.	Diagrama de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las vetas de calcita y roca encajonante	54
Figura 5.2.	Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ para las rocas y vetas del CPCM (Hudson, 1977)	56
Figura 5.3.	Comparación de los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las vetas con su respectiva roca encajonante en distintos afloramientos de la zona	58
Figura 6.1.	Relación de los valores obtenidos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para cada muestra en el LUGIS con su correspondiente error analítico	65
Figura 6.2.	Ubicación de las vetas de calcita y roca encajonante en la curva de variación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua de mar	66

RELACIÓN DE TABLAS

Tabla 1.	Rango de valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ para los grupos de vetas de calcita	56
Tabla 2.	Valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para distintas vetas de calcita y roca encajonante	64
Tabla 3.	Análisis de elementos mayores por fluorescencia de rayos X	84
Tabla 4.	Análisis de elementos traza para roca encajonante por fluorescencia de rayos X	84
Tabla 5.	Datos obtenidos por ICPMS para sistemas roca-vetas	85
Tabla 6.	Valores isotópicos de C y O para roca encajonante y vetas	86

RESUMEN

En el sector central del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) entre las ciudades de Vizarrón-San Joaquín-Tamazunchale, aflora una secuencia de rocas de edad mesozoica fuertemente plegadas y afectadas por fallas de cabalgadura de edad laramídica. En estas rocas se observaron sistemas de vetas confinadas y no confinadas que pertenecen a distintas generaciones de vetas de calcita que se formaron antes, durante y después de la Orogenia Laramide.

Por sus relaciones de corte y datos petrográficos, estas vetas se clasificaron en 4 grupos (V1, V2, V3 y V4). El grupo V1 corresponde a vetas paralelas a la estratificación, formadas en las primeras etapas de la deformación. Los grupos V2 y V3 son vetas oblicuas a la estratificación y contemporáneas a la deformación. Por último, el grupo V4 corresponde a vetas subverticales las cuales son posteriores a la deformación. Los tres primeros grupos (V1, V2 y V3) corresponden a sistemas de vetas confinadas mientras que el grupo V4 al sistema de vetas no confinadas.

Los análisis geoquímicos (elementos mayores, traza y REE) e isotópicos (C, O y Sr) fueron aplicados para conocer la composición química de las rocas, caracterizar el comportamiento de los fluidos que precipitaron en las vetas y ver la interacción fluido/roca en los diferentes sistemas roca-vetas presentes en el área, en donde el principal mecanismo de deformación es la disolución por presión/reprecipitación responsable de la formación de las vetas.

Las concentraciones de elementos mayores y traza muestran que las rocas analizadas en su mayoría retienen su firma geoquímica primaria de agua marina depositada durante en Jurásico-Cretácico.

Las vetas de los grupos V1, V2 y V3 muestran una mineralogía, patrones de REE y composiciones isotópicas de C, O y Sr similares a su roca encajonante; indicando así, que el fluido que precipitó en las vetas fue derivado o balanceado con la roca encajonante y por lo tanto existió un equilibrio químico entre ellos. Los sistemas roca-vetas de estos grupos se

comportan como sistemas cerrados, en donde la transferencia de masa es de origen local (transporte difusivo).

Por otro lado, las vetas del grupo V4 muestran diferencias significativas tanto en la mineralogía como en los datos geoquímicos de REY, C, O y Sr con respecto a sus rocas encajonantes. Los sistemas roca-vetas en este grupo, se comportan como sistemas abiertos en donde la calcita precipitó de un fluido que no se encuentra en equilibrio químico con la roca encajonante y por lo tanto proviene de una fuente externa. La precipitación del fluido se originó a altas velocidades por transporte advectivo provocando cambios en la trayectoria del fluido durante la deformación asociada a las cabalgaduras principales del CPCM.

Así, durante la Orogenia Laramide, los sistemas cerrados están relacionados con las vetas confinadas originadas durante las etapas tempranas y contemporáneas de deformación, lo que involucra la formación de las vetas V1, V2 y V3, asociadas con el principal evento de acortamiento. Mientras que los sistemas abiertos se relacionan con las vetas no confinadas equivalentes al grupo V4, las cuales son interpretadas como vetas posteriores al evento de acortamiento en un evento extensional y representan los fluidos más tardíos que circularon a través de las rocas.

ABSTRACT

In the Mexican Fold Thrust Belt (MFTB) between the towns of Vizarrón, San Joaquin and Tamazunchale, is exposed a sequence of sedimentary strata of mesozoic age which has been folded and thrust during Laramide deformation. I report data from samples of confined and unconfined, calcite-dominated veins within these rocks corresponding to different generations of veining before, during and after deformation associated with the Laramide Orogeny.

On the basis of cross-cutting relationships and petrographic observations, these veins are placed in 4 groups (V1, V2, V3 and V4). In group V1 are veins parallel to the stratification, formed during the first stages of deformation. Groups V2 and V3 are veins oblique to the stratification and contemporary with the deformation. Finally, group V4 corresponds to subvertical veins which postdate the deformation. Groups V1 to V3 correspond to systems of confined veins whereas group V4 veins are not confined.

The geochemical (major and trace elements as well as REE) and isotopic (C, O and Sr) analyses were used to determine the chemical composition of the rocks, to characterize the behavior of the fluids that precipitated in the veins and to assess the degree of fluid/rock interaction between the different rock-vein systems in the area of study, where the principal mechanism of deformation is pressure solution/reprecipitation responsible for vein formation.

The major element and trace concentrations show that the analyzed rocks keep their primary geochemical signature of sea water deposited during Jurassic-Cretaceous.

The groups V1, V2 y V3 show a mineralogy, REE patterns and isotopic compositions of C, O y Sr similar to the host rock, and show that the fluid that precipitated in the veins was derived or buffered by the surrounding rock and therefore a chemical equilibrium existed between them. The rock-vein systems of these earlier groups behave as closed systems, where the transfer of mass is of local origin (diffusive transport).

In contrast, group V4 shows significant differences both in the mineralogy and in the geochemical data of REE, C, O and Sr with regard to its surrounding rocks. The rock-vein

systems in this group, behave as open systems because the calcite precipitated from a fluid out of chemical equilibrium with the host rocks and the fluid is derived from an external source. The precipitation of the fluid is the result of relatively high speeds of advective transport provoking changes in the path of the fluid during the deformation associated with the principal thrusts of the MFTB.

During the Laramide Orogeny, the closed systems are related to the confined veins originated during the early and contemporary stages of deformation, which involves the formation of the veins V1, V2 and V3, associated with the principal event of shortening. Whereas the open systems relate to the unconfined veins equivalent to the group V4, which are interpreted as veins later to the event of shortening in an extensional event and represent the latest fluids.

1. INTRODUCCIÓN

Las vetas son esenciales para entender la relación entre las fracturas, fallas y flujo de fluidos durante la deformación orogénica, porque sirven como indicadores de los mecanismos de transporte y cinemática de la historia de deformación, metamorfismo y mineralización (Dietrich *et al.*, 1983; Gross *et al.*, 1992; Maiorani *et al.*, 1992; Oliver & Bons, 2001). Además proporcionan información acerca del sincronismo, o no, entre la fracturación y circulación de fluidos (Travé *et al.*, 2007).

La actividad de fluidos durante la deformación juega un papel importante en el desarrollo y crecimiento de las fracturas, porque permiten el desplazamiento de masas de roca a lo largo de las discontinuidades estructurales y pueden circular distancias de cientos de kilómetros a lo largo de los planos de cabalgadura (Hess *et al.*, 1986; Fyfe & Kerrich, 1985; Oliver, 1986; Burkhard & Kerrich, 1990; Moore *et al.*, 1990). El flujo de fluidos es continuamente modificado en espacio y tiempo durante la evolución geodinámica del cinturón orogénico y puede ocurrir frecuentemente en sistemas de fracturas relacionadas con fallas principales

(Behrmann, 1991; Tobin *et al.*, 1993), lo que permiten que el fluido impregne grandes volúmenes de rocas.

Una herramienta útil para la caracterización del origen y trayectorias de migración de fluidos en cinturones orogénicos es el análisis geoquímico de elementos traza y firmas isotópicas de las vetas y su roca encajonante (Burkhard & Kerrich, 1988; Gray *et al.*, 1991; Burkhard *et al.*, 1992; Janssen *et al.*, 1997), los cuales nos permiten evaluar:

1) las características físico-químicas del fluido, y por lo tanto el tipo y el origen de fluidos, 2) el grado de interacción fluido / roca (alto *vs.* bajo), 3) el tipo de régimen de flujo de fluidos (cerrado *vs.* abierto), y 4) la trayectoria del fluido a través de la corteza.

El presente trabajo tiene como objetivo caracterizar la procedencia de fluidos y la interacción fluido-roca que ocurre en diferentes generaciones de vetas sintectónicas de calcita formadas en las etapas tempranas, contemporáneas y tardías del evento de acortamiento asociado a la Orogenia Laramide de principios del Cenozoico en la provincia geológica conocida como el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, en la Sierra Madre Oriental, debido a la que las vetas pueden registrar parte de la historia de deformación y flujo de fluidos del área.

Geográficamente, el área estudiada se localiza en la parte este de México, entre los poblados de Vizarrón-San Joaquín-Tamazunchale, que cubren parte de los estados de Querétaro, San Luís Potosí, Hidalgo y Veracruz.

Es un área que representa una de las secciones más completa del Cinturón Orogénico y además muestra una gran variedad de estructuras tectónicas, originadas por una heterogeneidad en la sedimentación asociada a diversos elementos paleogeográficos.

A la zona se puede acceder por las carreteras federales No.120 y 85. En la Figura 1 se muestran los principales poblados y vías de acceso.

Introducción

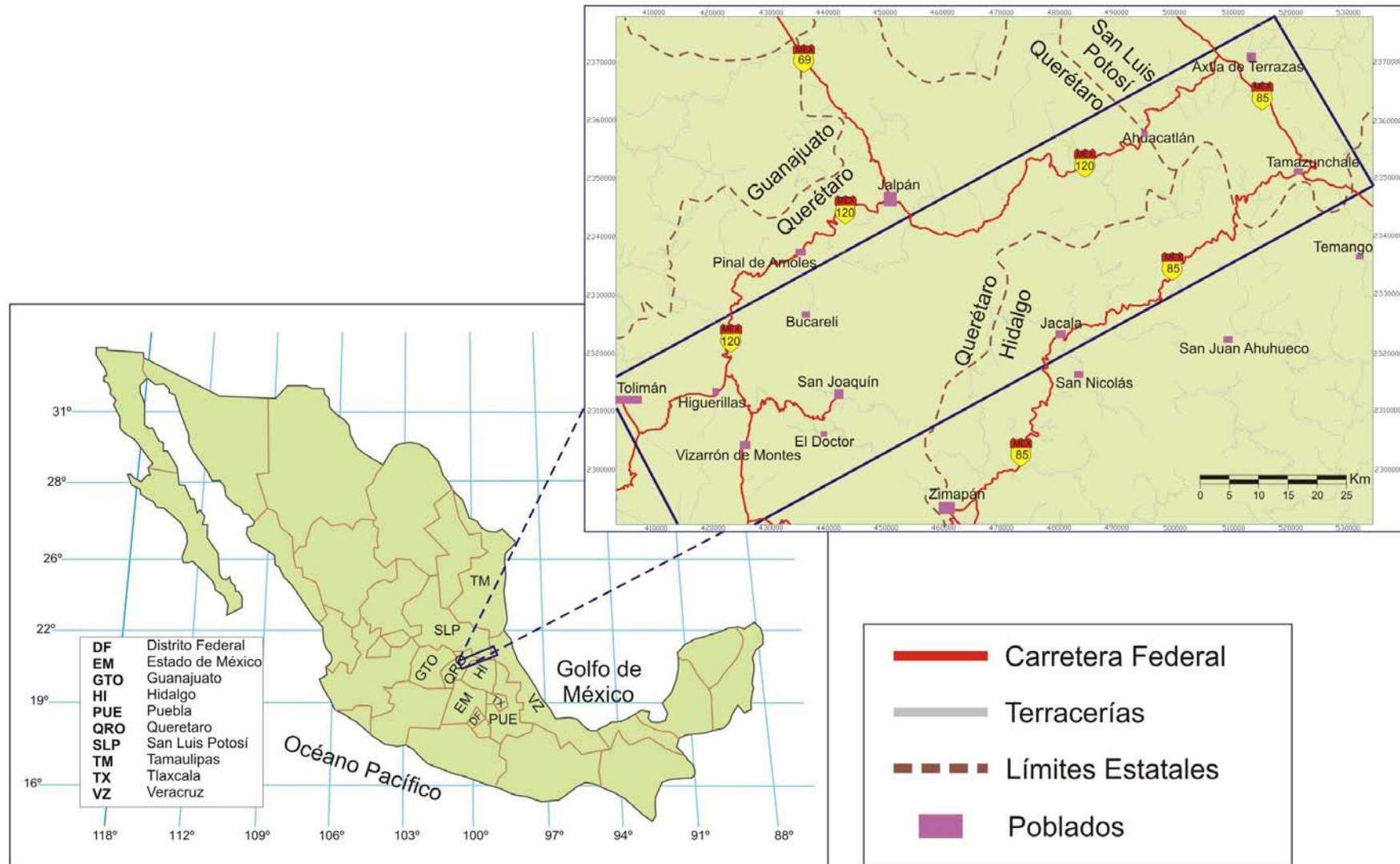


Figura 1. Mapa de localización y vías de acceso. El área se encuentra en los estados de Querétaro, Hidalgo, San Luis Potosí y Veracruz. El recuadro color azul, representa el área de estudio que corresponde a un transecto de aproximadamente 150 km

Las vetas analizadas corresponden a vetas confinadas y no confinadas, que en su mayoría, se encuentran afectando a rocas carbonatadas del Jurásico Superior y Cretácico, las cuales fueron recolectadas a lo largo de los cuatro elementos paleogeográficos que conforman al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Plataforma El Doctor, Cuenca de Zimapán, Plataforma Valles-San Luis y Cuenca Tampico-Misantla).

El presente trabajo pretende analizar el comportamiento de sistemas cerrados y/o sistemas abiertos de calcita y roca encajonante de los diferentes elementos paleogeográficos del área mediante observaciones microestructurales, determinación de las concentraciones de elementos mayores y traza, análisis de isótopos estables (C-O) y radiogénicos de Sr. Los datos geoquímicos obtenidos permitirán inferir el origen del fluido que formó las vetas de calcita y establecer una posible relación entre la evolución geoquímica del sistema roca-vetas y su historia de deformación durante la Orogenia Laramide.

La terminología de sistema "abierto" o "cerrado" se ajusta a la definición termodinámica y se utiliza en este estudio para describir el cambio isotópico o químico en un sistema fluido-roca, que produjo el relleno de la veta. Los sistemas cerrados se refieren a cuando la composición del fluido está completamente controlada por la masa de roca en función de la temperatura y tasas de intercambio isotópico, así los valores isotópicos de las vetas son idénticos o similares a los valores originales de la roca indicando que el sistema nunca estuvo abierto a fluidos externos. En cambio, en los sistemas abiertos la composición del fluido no muestra una relación con la roca encajonante, por lo tanto es controlada externamente (Oliver, 1996).

1.1. Objetivos

Esta tesis tiene como objetivo principal establecer el grado de interacción fluido-roca y los mecanismos de transporte en las diferentes generaciones de vetas presentes en el área de Vizarrón-San Joaquín-Tamazunchale. Para lo cual, se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Caracterizar la geometría y textura de las diferentes generaciones de vetas y sus relaciones de corte con otras estructuras, para así ubicarlas en un marco temporal relativo del evento de deformación por acortamiento.

- Conocer las fuentes, trayectorias del fluido y cambios en las reacciones entre el fluido y la roca a partir de las concentraciones de elementos traza, análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno, y las firmas isotópicas de Sr.
- Determinar las diferencias entre los sistemas abiertos y cerrados de vetas, y así establecer como ocurre la transferencia de masa durante la deformación.
- Establecer la relación entre la evolución geoquímica de los sistemas roca-vetas con la deformación orogénica.

1.2. Métodos Analíticos

Para llevar a cabo este estudio se realizaron las siguientes actividades: trabajos de gabinete, trabajo de campo, trabajos de laboratorio y por último, procesamiento y análisis de resultados.

Muestreo, selección y separación

Con base en los mapas geológicos publicados para la zona, se tomaron un total de 58 muestras representativas de los sistemas roca-veta en 24 afloramientos a lo largo del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM).

La selección de las muestras se hizo de acuerdo a la presencia de las diferentes generaciones de vetas de calcita identificadas por las relaciones de corte entre ellas o en casos donde la roca encajonante presentaba solo vetas contemporáneas a la deformación. Se procuró que las rocas presentaran un aspecto fresco, sin evidencias de intemperismo, erosión y kastificación, debido a que estos procesos pueden alterar la composición química inicial de las rocas y vetas.

Todas las muestras se limpiaron con agua destilada y fueron cortadas para una fácil manipulación.

10 muestras de roca total fueron trituradas en un molino de quijadas y luego se pulverizaron en morteros de anillos en acero, en el Taller de Molienda, del Instituto de Geofísica, UNAM con ayuda del Ing. Teodoro Hernández Treviño. A las demás muestras se les realizó un micromuestreo, utilizando un taladro con fresa, tanto de la roca encajonante como de las

diferentes vetas que presentaban. Este procedimiento se llevo a cabo con el taladro ubicado en el Departamento de Geoquímica, del Instituto de Geología, UNAM.

El material recolectado se usó para los análisis de elementos mayores y traza mediante fluorescencia de rayos X, análisis de lantánidos mediante ICP-MS, isótopos estables (C y O) e isótopos radiogénicos (Sr).

Análisis Microestructural

Con el fin de observar la textura de la roca y de las vetas, y poder caracterizar los mecanismos de deformación que ocurrieron a escala de grano, se realizaron 35 láminas delgadas en el Taller de Laminación del Instituto de Geología con ayuda de C. Diego Aparicio.

Las láminas fueron analizadas por medio de un microscopio petrográfico de luz polarizada en el Laboratorio de Microscopios F. Fabregat, perteneciente al Instituto de Geología, UNAM.

Fluorescencia de Rayos X

Para determinar la composición química (mayores y traza) de las rocas pertenecientes a los cuatro elementos paleogeográficos de la zona, se realizaron 10 análisis de roca total pulverizada utilizando un espectrómetro secuencial de fluorescencia de rayos-X, modelo Siemens SRS 3000 equipado con un tubo de rodio y ventana de berilio, en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología, UNAM con la ayuda del Químico Rufino Lozano.

Los estándares de referencia utilizados para carbonatos fueron ES-3 y ES-4 (Kiipli *et al.*, 2000). La precisión de los análisis es del 1% para los elementos mayores y para los elementos traza de 1 al 10%. Los detalles del procedimiento aplicado se describen respectivamente en: Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995) o en:

http://132.248.20.40/geoq/lugis/L_FRX_WEB_3_0/fluorescencia.html

Análisis de lantánidos y elementos traza por ICP-MS

Se analizó un total de 51 muestras entre roca encajonante y vetas. Para la digestión de las muestras, se pesó entre 10-15 mg de muestra a las cuales se les agregó 5 ml de Agua MQ y 5 ml de ácido nítrico (HNO_3) al 50%. Luego se pasaron a una parrilla de calentamiento a una temperatura entre 70 °C y 80 °C, para su fase de evaporación por 24 horas. 9 muestras presentaron partículas en suspensión o materia orgánica, para lo cual fue necesario agregarles 1 ml de ácido perclórico (HClO_4) y 1 ml de agua regia. Por último, cada muestra se disolvió en 50 ml de HNO_3 al 2% y 10 $\mu\text{g/l}$ del estándar interno In-Re (15 ppb).

Este procedimiento se llevó a cabo en el Laboratorio de Química Ultrapura, del Instituto de Geología, UNAM, con ayuda de la M. en C. Elena Lounejeva.

La determinación de elementos traza y REE se realizó mediante el equipo ICP-MS Agilent 7500 ce, del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología, UNAM. El método analítico empleado es similar al descrito por Eggins *et al.* (1998).

Para garantizar la calidad de los resultados analíticos se usaron 4 estándares de referencia (JLs-1, ES-14, IGLd-1, y Blanco HNO_3 50%). Cada serie de 10 muestras se midió conjuntamente con 1 blanco, los cuales reportan valores inferiores a 0,4 ppm en todos los elementos. Estos análisis se realizaron con la ayuda del Dr. Juan Pablo Bernal, la M. en C. Elena Lounejeva y la Química Sonia Ángeles.

Isótopos Estables (Carbono y Oxígeno)

Para las mediciones de C y O, se utilizó la técnica descrita por J.M McCrea (1950), en donde los carbonatos reaccionan con ácido fosfórico (H_3PO_4) al 103% a 25°C por 12 horas, desprendiendo CO_2 el cual es analizado por el espectrómetro masas y así determinar la cantidad isotópica de C y O en las muestras.

Este procedimiento se llevó a cabo en el espectrómetro de masas marca Finnigan MAT-250, del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología, UNAM, con la ayuda del M. en C. Pedro Morales y la M. en C. Edith Cienfuegos.

Se realizó un total de 51 mediciones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ entre roca y vetas. Los resultados son expresados en estándar de la notación δ relativa al VPDB para ambos casos. La reproducibilidad de los datos es de 0.2‰ para los datos de C y O.

Isótopos radiogénicos (Sr)

Los análisis isotópicos de Sr se realizaron para 12 muestras con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Institutos de Geofísica y Geología, UNAM. El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las muestras se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas de Sr por cada muestra. Los valores ($1\text{sd} = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $2\text{ SE(M)} = 2\sigma_{\text{abs}}/\text{raiz } n$. Todas las relaciones isotópicas de Sr se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710238 \pm 23 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n = 360)$. El blanco analítico obtenido en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultó: 6.94 ng Sr (blanco de procedimiento total). Más detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS están reportados en: (<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/manual.html>). Estos análisis se realizaron con la ayuda de la M. en C. Gabriela Solís y del Dr. Juan Julio Morales.

1.3. Introducción a la Geoquímica de la Calcita

La calcita es uno de los minerales más comunes en las vetas; y su presencia se atribuye a los mecanismos de disolución y precipitación (Rye & Bradbury, 1988).

En los últimos años, se han utilizado diferentes técnicas tales como análisis de elementos traza (básicamente Mg, Fe, Mn, Sr y Na), análisis de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) e isótopos radiogénicos ($^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$), para determinar la cantidad de carbonato que fue disuelto y reprecipitado en las vetas.

Elementos Traza

Los elementos de tierras raras (REE) comprenden la serie de elementos metálicos con número atómico entre 57 y 71 (La a Lu). Se pueden dividir en tierras ligeras (LREE) y pesadas (HREE). El Y es insertado entre Dy y Ho, porque las concentraciones de Y y Ho son comparadas debido a que son químicamente similares en carga y radio iónico (Bau & Dulski, 1995).

Los elementos de tierras raras (REE) proporcionan información importante sobre las rocas carbonatadas y los ambientes deposicionales marinos (Piper, 1974, Murray & Leinen, 1993; Sholkovitz & Shen, 1995) porque su sensibilidad frente a los cambios de pH, condiciones redox y reacciones de adsorción/desorción reflejan el ambiente de formación y grado de alteración de las rocas. Así, las concentraciones de REE en ambientes marinos están controladas por factores relacionados con la entrada de terrígenos por erosión meteórica, entrada hidrotermal y procesos degradativos (profundidad, salinidad y niveles de oxígeno).

Las tierras raras son trivalentes y tienen propiedades químicas y físicas similares, a excepción del Ce y Eu, los cuales presentan múltiples valencias. Los patrones de REE en agua marina que son normalizados con el estándar *Post Archean Australian Shales* (PAAS) se caracterizan por presentar: 1) disminución uniforme de LREE, 2) Anomalía negativa de Ce y 3) Ligera anomalía positiva de La. Las concentraciones de Y y Ho son comparadas porque los elementos son químicamente similares en carga y radio iónico, pero el Ho es removido del agua de mar dos veces más rápido que el Y (Nozaki *et al.*, 1997). Así, el agua marina presenta cambios considerables en las proporciones iónicas de Y/Ho (Bau, 1996). Con respecto a los elementos traza, desde la segunda mitad de siglo XX, se han realizado muchos estudios sobre su incorporación a la estructura de la calcita, tanto en el laboratorio como en calcitas naturales. (Goldschmidt, 1937; McIntire, 1963; Ishikawa & Ichikuni, 1984; Howson *et al.*, 1987; Barnaby & Rimstidt 1989; Banner & Hanson, 1990; Morse & Bender, 1990; Tucker & Wright 1990; Carpenter *et al.*, 1991; Malone & Baker 1999). La base de conocimiento adquirida en éstos estudios ha servido para complementar investigaciones sobre la geoquímica de las rocas carbonatadas (Carpenter *et al.*, 1991; Tobin & Walker, 1998), de las fracturas y vetas (Travé *et al.*, 1997, 1998 y 2000; Barker *et al.*, 2006) y también de los carbonatos antigénicos en rocas

no carbonatadas (Irwin, 1980; Chow *et al.*, 1996; De Ros *et al.*, 1997; Wahab 1998; Morad, 1998).

La incorporación de elementos traza a la calcita es gobernada por la siguiente ecuación (McIntire, 1963):

$$\left(\frac{{}^mMe}{{}^mCa}\right)_{Cc} = k \left(\frac{{}^mMe}{{}^mCa}\right)_{fluido}$$

Donde, mMe : Molaridad del elemento Traza

mCa : Molaridad del Calcio

k : Coeficiente de distribución

Cc : Calcita precipitada

$Fluido$: Fluido

Así, asumiendo condiciones de equilibrio químico, la cantidad del elemento que entra a la estructura de la calcita depende de su actividad en el fluido y de una constante (coeficiente de distribución) que es propia para cada elemento. Morse y Bender (1990) revisan la validez de este coeficiente de distribución y muestran como este puede verse alterado substancialmente por la actividad de los mismos elementos en solución, por las condiciones de presión y temperatura, por interacciones con la fase solida, por la velocidad de precipitación de la calcita y por la morfología e índice de crecimiento del cristal.

En resumen, la coprecipitación de otros elementos con el calcio en la red de la calcita es un reflejo de los mecanismos de precipitación y del medio de formación de ésta. (Morse & Bender, 1990). El principal factor de control es la actividad en el fluido de los elementos coprecipitantes, pero también hay que considerar las condiciones de equilibrio químico, la presión y la temperatura, las interacciones con la fase sólida y la velocidad de precipitación.

La abundancia de tierras raras en los fluidos está controlada, ya sea por la solubilidad de la mayoría de los minerales accesorios o por el intercambio iónico con una roca que forma minerales y revestimientos de superficies (Möller, 2002); mientras que el patrón de distribución está determinado por propiedades estructurales, cinéticas y termodinámicas tales como: radio iónico, carga, tipo de enlace, mínima energía de Gibbs y difusión. Los fluidos que reaccionan con carbonatos pueden ganar o perder REE fácilmente, modificando los patrones de lantánidos de la calcita (Bau & Möller, 1992); por lo tanto, es necesario comprender cómo

los procesos de transporte, precipitación e interacción del fluido con la roca encajonante pueden alterar la distribución de REE en el fluido y en la roca con respecto a la procedencia o región.

El uso de las tierras raras como trazadores geoquímicos en los procesos de interacción fluido-roca en este trabajo, son una herramienta geoquímica valiosa porque debido al fraccionamiento que se produce durante la precipitación de la calcita en las vetas, nos permiten observar el grado de concentración de los REE, el fraccionamiento de LREE/HREE y las anomalías de Ce, Eu e Y; revelando así, información sobre la composición de fluidos, estados de oxidación, el modo de cristalización, y el ambiente físico-químico de la formación de minerales (Möller, 1989; Bau & Möller, 1992).

Isótopos Estables

El estudio de los isótopos estables, se basa en el hecho de que cada elemento químico es formado por diferentes isótopos, los cuales son núclidos que contienen igual número protones pero diferente número de neutrones.

Los isótopos de los elementos con números atómicos bajos ($Z \leq 16$) se fraccionan (se separan) en el transcurso de ciertos procesos físicos y químicos de la naturaleza tales como: evaporación, condensación, mezcla, cristalización, entre otros (Faure, 1986). Este fraccionamiento es debido a ligeras variaciones en las propiedades fisicoquímicas de los isótopos y es proporcional a la diferencia entre sus masas (Ej. el ^{18}O se fraccionará más con ^{16}O que el ^{17}O). Por esto las razones isotópicas que se miden son entre el isótopo más pesado y el más liviano del respectivo elemento.

El fraccionamiento de un isótopo entre 2 fases A y B de un elemento, se define por el factor de fraccionamiento (α) y esta dado como el cociente de las relaciones isotópicas en ambas fases:

$$\alpha_{A-B} = R_A/R_B$$

Donde: R_A es la relación del isótopo pesado / ligero en la fase A.

R_B es la relación del isótopo pesado / ligero en la fase B.

Así, la relación isotópica de una muestra viene referida a un estándar con una relación isotópica constante y conocida que sirve de referencia. La unidad que expresa el fraccionamiento isotópico es δ y se define como:

$$\delta \text{in}\text{‰} = \frac{R(\text{muestra}) - R(\text{estándar})}{R(\text{estándar})} * 1000$$

Donde R representa la relación isotópica dada por la cantidad de isótopo pesado dividida por la cantidad del ligero, tanto en la muestra como en el estándar y se expresa en tantos por mil (‰).

En la calcita, y en todos los minerales carbonatados en general, se puede estudiar el fraccionamiento de los isótopos del Carbono (^{12}C y ^{13}C) y del Oxígeno (^{16}O y ^{18}O), utilizando para el Carbono el estándar *VPDB* (Belemnite de la Formación PeeDee de Carolina del Sur $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/^{12}\text{C}_{\text{PDB}}=(11237,2\pm 2,9)*10^{-6}$ (Craig, 1957); para el Oxígeno se utilizan dos estándares, por una parte el *VPDB* el cual se expresan con referencia a la misma *VPDB* de la calcita que se usa para el ^{13}C ($^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/^{16}\text{O}_{\text{PDB}}=(2079,1\pm 2,1)*10^{-6}$ (Craig, 1957), el cual se utiliza básicamente para carbonatos, y por otro lado el *SMOW* (*Standard Mean Ocean Water* $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/^{16}\text{O}_{\text{SMOW}}=(2005,20\pm 0,43)*10^{-6}$, (Hageman *et al.*, 1970).

Para dar un ejemplo concreto, en el caso del carbono la fórmula del fraccionamiento isotópico se expresa así:

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{(PDB)}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{(PDB)}}} * 1000$$

Donde, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$: Fraccionamiento isotópico de la muestra

$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{muestra}}$: Relación isotópica de la muestra

$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{PDB}}$: Relación isotópica del estándar

De esta manera, una muestra que tenga una relación isotópica igual al estándar tendrá un valor de $\delta=0$. En cambio, si el valor de la muestra tiene valores positivos de δ quiere decir que está enriquecida en el isótopo pesado (^{13}C) respecto al estándar, es decir es isotópicamente pesada.

Los valores negativos en cambio quieren decir que la muestra está enriquecida en el isótopo ligero (^{12}C) respecto al estándar. De la misma manera se puede aplicar este razonamiento para $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ y para cualquier otro elemento con un fraccionamiento importante de sus isótopos.

Los isótopos estables, en los últimos años, se han convertido en una herramienta muy útil para entender la relación de los fluidos durante los diferentes eventos de deformación y metamorfismo (Valley, 1986; Yardley, 1986, 1997; Taylor *et al.*, 1986; Rye & Bradbury, 1988; Burkhard & Kerrich, 1988, Oliver *et al.*, 1990, 1993, 1996, 2001; Gray *et al.*, 1991, Cartwright *et al.*, 1993 y 2000, Kenis *et al.*, 2000). Bajo esta circunstancia, los isótopos estables sirven como trazadores de las interacciones entre el fluido y la roca que no están en equilibrio isotópico entre sí (Eppel & Abart, 1997; McCaig, 1997, Badertscher, *et al.*, 2002) y por lo tanto, nos proporcionan información esencial sobre las fuentes y trayectorias de fluidos (cortical, magmática, orgánica), cambio en las reacciones entre el fluido y la roca, temperatura de interacción fluido/roca (geotermómetros), y algunas veces y en proporciones menores nos indican las cantidades de volúmenes del fluido que participan, acción biológica, entre otras condiciones físico-químicas.

En el caso de la calcita, el principal factor que determina su composición isotópica es la composición isotópica del fluido precipitante (Faure, 1986). En rocas carbonatadas, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se ven influenciados por la composición isotópica del agua, la temperatura de precipitación, salinidad y evaporación del medio, entre otros (Craig & Gordon, 1965, Hoefs, 1997); por lo tanto cuando se presentan interacciones fluido/roca, tienden a disminuir los valores de $\delta^{18}\text{O}$ iniciales impartidos por el agua de mar (Veizer, 1983). Por otra parte, la composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ en el fluido puede experimentar variaciones dependiendo de la abundancia de suelos orgánicos y de sí éstos se oxidan (enriquecimiento de ^{12}C , Cerling, 1984, James & Choquette, 1984, Hoefs 1997).

En las vetas, las composiciones de carbono y oxígeno depende de la interacción fluido-roca; y registran la cantidad de carbonato que fue disuelta y reprecipitada a lo largo de las trayectorias del fluido por las rocas en un sistema abierto o cerrado.

Isótopos de estroncio

El estroncio (Sr) pertenece al grupo de elementos alcalinotérreos y muestra un comportamiento químico muy similar al calcio (Ca), lo que permite que el Ca sea sustituido por el Sr en las redes iónicas de algunos minerales (plagioclasa, apatita y carbonato de calcio). Por lo tanto, es adecuado para el estudio de vetas de calcita porque determinan si las vetas se han formado de material derivado local o regionalmente.

El Sr tiene cuatro isótopos naturales estables (^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr y ^{88}Sr) con abundancias de 82.53%, 7.04%, 9.87% y 0.56% respectivamente. Tres de estos isótopos (^{84}Sr , ^{86}Sr y ^{88}Sr) ocurren de forma natural, mientras que el ^{87}Sr se forma por el decaimiento radioactivo de ^{87}Rb . En los sistemas químicos que son muy jóvenes o prácticamente no presentan Rb, las proporciones isotópicas de Sr de sus componentes pueden ser usadas como indicadores de la composición isotópica del fluido inicial. Puesto que el Rb no se incorpora dentro de la red de la calcita, su decaimiento radioactivo con el tiempo no afectará la proporción $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ese mineral.

Ya que las diferencias proporcionales de masa entre los isótopos de Sr es mucho menor que para los isótopos de oxígeno y carbono, se supone que los isótopos de Sr no pasan por ningún fraccionamiento isotópico significativo durante la mayoría de los procesos geológicos, particularmente durante la disolución-precipitación de carbonatos y emplazamiento de vetas (Faure, 1986). Esta propiedad hace que la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sea una herramienta fiable para trazar el origen de las soluciones mineralizantes, conocer la evolución durante la interacción fluido-roca y para estudiar el estado de equilibrio isotópico entre el fluido y rocas.

Por tal motivo, la firma isotópica de Sr del fluido reflejará los valores de Sr de las rocas con las que éste se ha equilibrado, así como el grado de intercambio isotópico a lo largo de las trayectorias del fluido. Si la calcita de las vetas analizadas se deriva del carbonato de calcio presente en las rocas, la composición isotópica de Sr del material de la veta y la calcita en la roca encajonante debe ser la misma o presentar valores similares indicando equilibrio isotópico. Por el contrario, si la relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del fluido difiere significativamente de los de la roca huésped, ésto indica que no existe un equilibrio isotópico y que la intensidad y/o estilo de interacción fluido-roca provocan cambios en la trayectoria o química del fluido durante la deformación.

2. MARCO GEOLÓGICO

La Sierra Madre Oriental (SMO) corresponde a una cadena montañosa que se sitúa al oriente de la República Mexicana, y está constituida por rocas sedimentarias mesozoicas que fueron deformadas a finales del Cretácico y principios del Paleógeno durante el evento orogénico Laramide.

La Orogenia Laramide se define en Estados Unidos como un evento tectónico de convergencia, que tuvo lugar a lo largo del margen al Este de la meseta del Colorado, presentando un estilo de deformación de piel gruesa (thick-skinned); su edad corresponde del Cretácico Tardío al Eoceno (Armstrong, 1968). La prolongación de éste evento hacia el sur, originó lo que se conoce como el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Campa-Uranga, 1985).

El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) forma parte del cinturón Cordillerano, y éste inicia desde el occidente de Alaska, se extiende a través de la parte oriental de México y se trunca al sur por la falla Motagua-Polochic. Con base en la edad de

sus estructuras (Paleoceno-Eoceno) se considera un rasgo laramídico (De Cserna, 1971; Padilla & Sánchez, 1986; Eguiluz *et al.*, 2000); aunque presenta un estilo tectónico de piel delgada predominantemente. De manera general, y a escala regional, el orógeno parece ser compatible con el modelo de cuña tectónica (Suter, 1990; Eguiluz *et al.*, 2000). Otras estructuras formadas durante la apertura del Golfo de México, como horsts y grabens, controlan el depósito de plataformas cretácicas y cuencas sedimentarias observadas en la región. (Padilla & Sanchez, 1986; Wilson & Ward, 1993; Eguiluz *et al.*, 2000).

El CPCM se divide en tres principales sectores: Norte, Central y Sur (Figura 2.1).

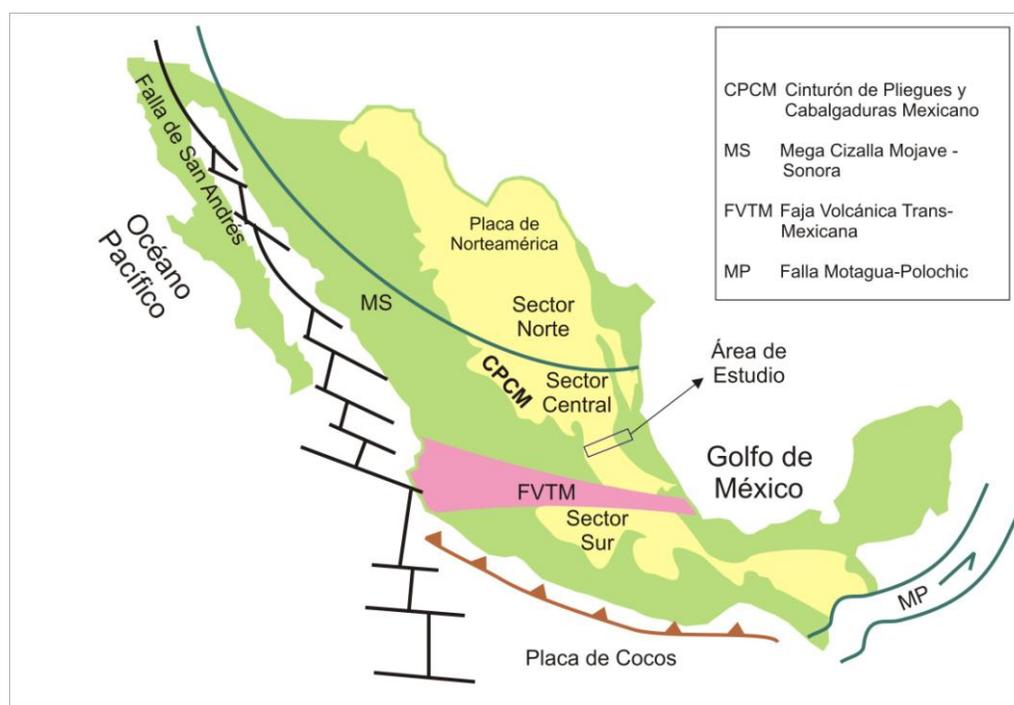


Figura 2.1. Mapa geológico de México en el cual se puede observar los diferentes segmentos del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM)

El límite entre los segmentos norte y central del CMPC posiblemente coincide con una falla normal principal formada durante la fase extensional asociada con la apertura del Golfo de México en el Jurásico Medio (Ochoa-Camarillo (1996). O bien, podría ser la Mega Cizalla Mojave-Sonora que ha sido interpretada como el límite sur del continente Paleozoico Norteamericano después de la separación de la Pangea (Anderson & Schmidt, 1983; Anderson & Silver, 2005). El Cinturón Volcánico Mexicano separa y sobreyace el segmento central del

segmento sur del CPMC, el cual corresponde a un arco volcánico asociado a la subducción de la placa de cocos por debajo de la placa norteamericana. En este límite el CMPC se bifurca, con una parte que sigue al oeste, en la Plataforma Morelos-Guerrero, y otra parte que sigue al este del Bloque Oaxaca, formado por rocas metamórficas del Paleozoico y complejos Precámbricos del sur de México. El CPCM finalmente es truncado al sureste por la Falla Motagua-Polochic. Los tres sectores presentan edades diferentes, el Sector Norte del PrecámbricoTardío al Mesozoico Temprano; Sector Central desde al Jurásico al Cretácico, y por último, el Sector Sur, alcanza el Terciario Temprano (Campa-Uranga, 1985).

El área de estudio es un transecto de aproximadamente 150 km, y se eligió debido a que abarca desde la parte trasera del orógeno hasta el antepaís, presentando una buena exposición de las estructuras mesoscópicas (pliegues y cabalgaduras) que caracterizan al CPCM, y también por las fuertes variaciones litológicas que influyeron en la geometría de las estructuras desarrolladas durante la orogénesis. Dos plataformas cretácicas (Banco El Doctor y Plataforma Valles-San Luis Potosí) y dos cuencas (Cuenca de Zimapán y Cuenca Tampico-Misantla) están presentes a lo largo del transecto, por lo que la zona es interesante para analizar la influencia de estas dos plataformas en la deformación de las unidades de las cuencas y el papel los fluidos activos durante tectonismo.

2.1. Geología del área de estudio

2.1.1. Estratigrafía

La estratigrafía del área fue documentada primero en los años 1940 (Imlay, 1944) y detallada con trabajos posteriores (Segerstrom, 1961; Suter 1980, 1984 y 1990; Carrillo-Martínez, 1989; Carrillo-Martínez *et al.*, 2001). Las diferentes columnas estratigráficas están constituidas principalmente por depósitos carbonatados que cambian de facies lateralmente según los diferentes elementos paleogeográficos de la región.

Estos son de este a oeste: Cuenca Tampico-Misantla, Plataforma Valles-San Luis Potosi, Cuenca Zimapán, Plataforma El Doctor (Carrillo-Martinez, 1998; Suter, 1987 y 1990), y la Sucesión Tolimán.

En la Figura 2.2 se muestra el mapa geológico del área de estudio en donde se puede observar la distribución espacial de los elementos paleogeográficos y las muestras recolectadas. La Figura 2.2a muestra las columnas estratigráficas de cada uno de los elementos paleogeográficos y la Figura 2.2b es una sección transversal regional.

2.1.1.1. Cuenca Tampico-Misantla

La Cuenca Tampico-Misantla (CTM) se localiza en el sector este del transecto; las rocas más antiguas corresponden al Gneiss Huiznopala, el cual constituye el basamento cristalino de edad 1210 ± 140 Ma determinada por U/Pb en zircón (Fries & Rincón-Orta, 1965; Ortega Gutiérrez, 1995, Lawror *et al.*, 1999) y en 900 Ma por el método Sm/Nd en granates (Ruíz *et al.*, 1988). Sobre este gneiss se encuentra una secuencia de rocas siliciclásticas, depósitos de lava de composición andesítica-basáltica, intercaladas con arenisca y lutita de origen volcánico del Pérmico, que corresponde a la Formación Tuzancoa (Rosales-Lagarde *et al.*, 2005); la cual subyace a la Formación Huizachal. Por su parte, la Formación Huizachal está conformada por una secuencia de conglomerado, arenisca, lutita y limolita bien estratificadas, y se le considera de edad Triásico Tardío por presencia de plantas fósiles (Silva Pineda A., 1981), aunque Ochoa-Camarillo *et al.*, (1999) sugiere que esta formación no existe en el área.

A esta unidad le sobreyace la Formación Huayacocotla, constituida por rocas clásticas que varían de lutita a limolita, con abundante material carbonatado y se le asigna una edad Sinemuriano-Pliensbachiano (Rueda, 1975). La Formación Huayacocotla está cubierta por los lechos rojos de la Formación Cahuasas de edad Toarciano-Batoniano? (Carrillo-Bravo, 1965). Estas dos formaciones del Jurásico se depositaron durante la fase extensiva de la apertura del Golfo de México, como lo indica la presencia de fallas sinsedimentarias en la región (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1999).

Marco Geológico



Figura 2.2 Mapa Geológico del CPCM

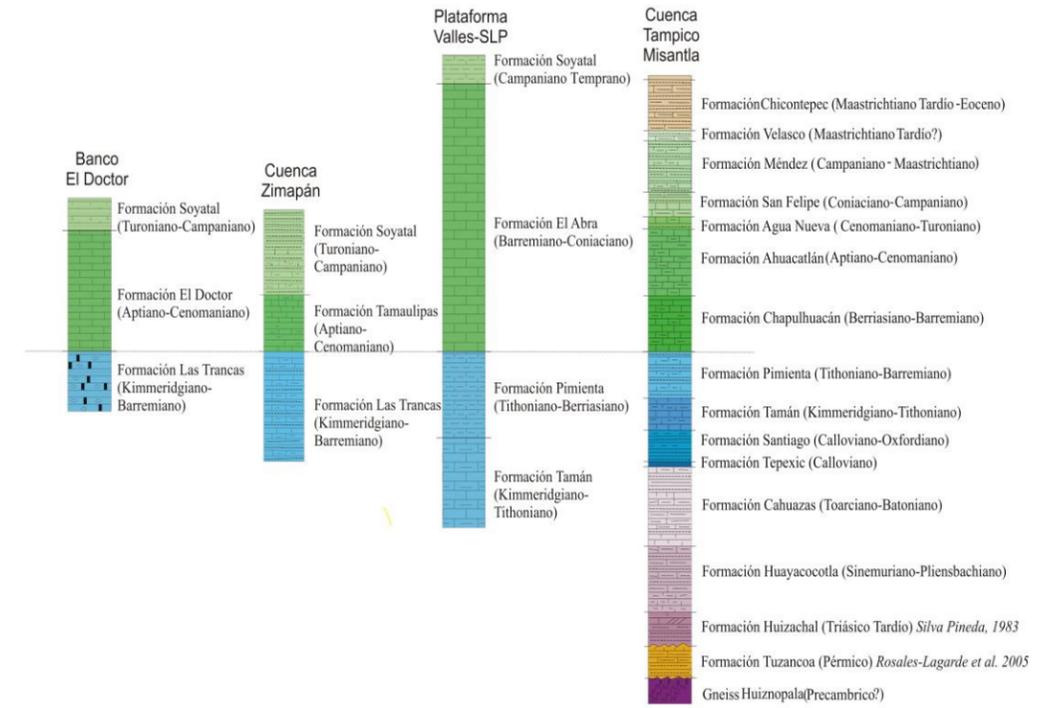


Figura 2.2a Columnas Estratigráficas

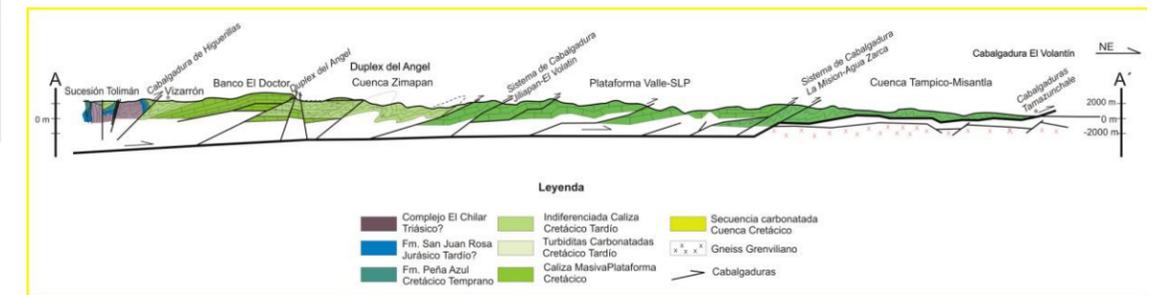


Figura 2.2b Sección Transversal del CPCM

Figura 2.2. Mapa Geológico del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Modificado de Suter (1987). Figura 2.2a. Columnas estratigráficas para cada uno de los elementos paleogeográficos. Modificado de Suter, 1990

Figura 2.2b Sección transversal del área, tomada de Fitz-Diaz (en prep).

Después de esta fase de extensión, cambios eustáticos del nivel del mar causaron una transgresión marina proveniente del Océano Pacífico (Ochoa-Camarillo, 1996) durante el Jurásico Tardío, lo que propició los primeros depósitos de carbonatos, como la calcarenita que conforman a la Formación Tepexic de edad Caloviano (Erben, 1956). La Formación Tepéxic subyace concordantemente a la Formación Santiago, de edad Caloviano-Oxfordiano (Cantú-Chapa, 1971), la cual está constituida por lutita, caliza pelágica y limolita.

La Formación Santiago fue cubierta por calizas micríticas con intercalaciones de lutita, de la Formación Tamán; la estratificación de esta última es de capas delgadas a medias y ocasionalmente presenta nódulos de pedernal negro, se le asigna una edad del Kimeridgiano-Titoniano (Cantú-Chapa, 1971). La Formación Tamán subyace concordantemente a la Formación Pimienta, esta última constituida por calizas arcillosas intercaladas con lutitas en capas muy delgadas, presenta lentes y nódulos de pedernal negro y su edad es del Titoniano-Barremiano (Suter, 1990).

Las rocas del Cretácico Inferior comprenden a las Formaciones Chapulhuacán y Ahuacatlán, las cuales corresponden a facies de plataforma abierta y de cuenca, respectivamente. La primera está constituida por estratos gruesos de caliza, con algunos lentes de pedernal y corresponde a una edad Berriasiano-Barremiano, mientras que la Formación Ahuacatlán está constituida por estratos delgados de caliza con frecuentes bandas de pedernal, de edad Aptiano-Cenomaniano. Este paquete subyace concordantemente a las rocas calcáreo-arcillosas del Cretácico Superior (Formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez).

La Formación Agua Nueva está constituida por caliza, caliza arcillosa, algunas veces arenosa, y lutita calcárea de edad Cenomaniano-Turoniano (Suter, 1987), la cual está sobreyacida por rocas clásticas del Cretácico Superior que pertenecen a la Formación San Felipe compuesta predominantemente por arenisca, lutita y algunos estratos de caliza, de edad Coniaciano-Campaniano. La Formación San Felipe es sobreyacida por la Formación Méndez, que comprende margas con intercalaciones de caliza arcillosa negra y lutita calcárea con estratificación en capas gruesas, su edad es del Campaniano-Maastrichtiano.

Finalmente, el límite entre el Cretácico y el Paleógeno está representado por las Formaciones Velasco y Chicontepec las cuales rellenan la Cuenca Tampico Misantla. La Formación

Chicontepec consiste en una sucesión de arenisca color gris, estratificada en capas delgadas con interestratificaciones de lutita. La Formación Velasco comprende una sucesión de rocas sedimentarias, areniscas y lutitas, interpretadas como turbiditas siliciclásticas de edad Maastrichtiano-Eoceno (Suter, 1987 y 1990).

2.1.1.2. Plataforma Valles San Luis Potosí

La sucesión marina de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (VSLP) tiene un espesor de más de 1500 m, y está constituida por caliza del Jurásico-Cretácico. La columna estratigráfica de la Plataforma VSLP inicia con la Formación Tamán, seguida de la Formación Pimienta, correspondientes ambas al Jurásico, y descritas anteriormente en el presente trabajo.

La Formación El Abra está constituida por caliza de plataforma que conforma un espesor de más de 1500 m, tienen una edad Albiano-Cenomaniano y se encuentra sobreyaciendo de forma concordante y transicional a la Formación Pimienta. Según Suter (1990), esta formación puede dividirse en tres grandes asociaciones de facies que corresponden a:

- Facies El Abra (plataforma interna) la cual es la facies post-arrecifal o lagunar consiste en calizas bioclásticas bien estratificadas con pellets, oolitas y abundantes miliólidos en capas medias, gruesas y masivas.
- Facies Taninul, (borde de la plataforma) consiste en un complejo de bancos de rudistas asociados con mudstone, wackestone y packstone. Los componentes principales de estos bancos son equinodermos, caprínidos, radiolítidos y escasos corales dentro de la matriz.
- Facies Tamabra (talud) que está representada por caliza con abundante microfauna tanto bentónica como planctónica. Hay frecuentes intercalaciones de caliza bioclástica y brecha calcáreas en estratos gruesos a masivos.

Sobreyaciendo a esta caliza de plataforma se encuentra la Formación Soyatal, la cual está compuesta por caliza pelágica y lutita, dominando este paquete lutítico hacia la cima de la Formación. La edad registrada en esta zona fue del Campaniano Temprano (Caron, 1985) aunque en la región de Zimapán, a esta Formación se le determinó una edad del Turoniano Medio al Campaniano (Hernández-Jáuregui *et al.*, 2000)

2.1.1.3. Cuenca Zimapán

La Cuenca Zimapán (CZ) separa a las plataformas El Doctor y VSLP. En términos generales, consiste en arenisca calcárea y caliza de cuenca de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior así como turbidita calcárea del Cretácico Superior.

La base de la columna estratigráfica expuesta en superficie corresponde a la Formación Trancas, la cual está conformada por arenisca calcárea, caliza pelágica y lutita, toba y conglomerado subordinado, y es de edad Kimmeridgiano-Barremiano. Ésta ha sido correlacionada con el intervalo estratigráfico de las formaciones Tamán-Chapulhuacán (Tamaulipas Inferior) del área de la Cuenca Tampico-Misantla (Suter, 1987).

Estratigráficamente arriba de esta formación se tiene a la Formación Tamaulipas (indiferenciada). Esta unidad está compuesta por estratos delgados a medios de mudstone y wackstone con nódulos de pedernal y presencia de radiolarios y foraminíferos planctónicos, de edad Albiano-Cenomaniano (Carrillo-Martínez, 1998), los cuales se correlacionan con la Formación Ahuacatlán de la CTM.

Finalmente, la Formación Soyatal sobreyace a la Formación Tamaulipas. Ésta consiste en caliza micrítica y calcarenita con lentes de pedernal y capas delgadas de lutita y margas. Se le asigna una edad Turoniano Medio al Campaniano (Hernández-Jáuregui *et al.*, 2000).

2.1.1.4. Banco El Doctor

El banco El Doctor consiste en caliza de estratificación gruesa, de color beige y gris claro. El espesor de este paquete de rocas oscila entre 1500 – 2000 m. Su columna estratigráfica inicia con la Formación Trancas, la cual subyace a la Formación El Doctor de edad Albiano-Cenomaniano. Su facies es de borde de la plataforma, y está constituida por calcarenita, caliza brechoide y conglomerática con abundantes gasterópodos, rudistas y algas (Carrillo-Martínez, 1998). La Formación El Doctor es sobreyacida por la Formación Soyatal.

Las rocas del basamento no se exponen en los elementos paleogeográficos Plataforma VSLP, CZ y Banco El Doctor, con excepción de la CTM, donde quedaron como vestigios de antiguos pilares tectónicos.

En escala regional, estos cuatro elementos paleogeográficos comparten la sedimentación carbonatada del Jurásico Tardío-Cretácico que constituye el terreno tectono-estratigráfico Sierra Madre (Campa & Coney, 1983). En un marco puramente tectónico que corresponde al antepaís del Orógeno Cordillerano del Centro de México.

2.1.1.5. Sucesión Tolimán

Al occidente del Banco El Doctor, aflora una sucesión de unidades sedimentarias de naturaleza muy diversa y con una historia más compleja de deformación que las unidades anteriormente descritas. Este paquete será referido como la Sucesión Tolimán, que incluye principalmente tres unidades sedimentarias (Dávila-Alcocer, *com. pers.*, 2007):

- El Complejo El Chilar: Ensamble poli-deformado de cuarcita, filita, un bloque de radiolarita y dos bloques de basalto, el cual se asocia con estructuras típicas de un *mélange* tectónico.
- Formación San Juan de la Rosa: Sucesión volcániclastica del Jurásico, que se encuentra en discordancia arriba del Complejo El Chilar. Es rica en clastos andesíticos y volcanismo submarino de composición riolítica y es cortada por fallas normales sinsedimentarias.
- Formación Peña Azul: Estas rocas cubren a la Formación San Juan de la Rosa y está compuesta por flujos de escombros carbonatados que cambian transicionalmente a calcarenitas de capas delgadas

Estas rocas fueron estudiadas por Carrillo-Martínez (1986 y 1990), quien las correlacionó con las unidades Jurásicas del Terreno Sierra Madre.

En general, la edad, composición, características sedimentológicas y la historia de deformación de las unidades de la secuencia Tolimán indican que se originaron en condiciones tectónicas distintas a las rocas del este de la región. Sin embargo, la secuencia de Tolimán comparte con las rocas del terreno Sierra Madre, las estructuras del último evento de acortamiento. Estas unidades fueron transportadas hacia el este-noreste y ahora se encuentran cabalgando a la parte occidental del banco El Doctor.

El contacto entre las rocas de la secuencia Tolimán y las unidades carbonatadas al este podría representar un límite importante en el CPCM. Las rocas al occidente de este límite pueden representar el contrafuerte de la cuña orogénica que se desarrolló al este.

2.2. Geología Estructural

La primera sección balanceada del transecto Vizarrón-Tamazunchale fue hecha por Suter (1990), y su trabajo proporciona el clásico marco de referencia para la geología estructural de la región. Suter (1980, 1984, 1987 y 1990) sugirió que el estilo y orientación de deformación corresponde al tipo de piel delgada (*thin-skinned*), con una geometría dúplex predominante a escala regional, con una zona de despegue basal con inclinación de 10° al Oeste y un acortamiento estimado del 42%. Este estilo es consistente con el modelo de cuña orogénica, y se relaciona con las dos secciones balanceadas hechas por Eguiluz *et al.*, (2000) al norte y al sur del área. Eguiluz *et al.*, (2000), sin embargo, propusieron un ángulo más alto de inclinación (22°) para el despegue basal en el sector central del CPCM, y así una forma de cuña relativamente escarpada. Estos autores también consideraron fallas de alto ángulo al este del área: es decir, un componente de deformación de piel gruesa relacionado con la reactivación de fallas normales.

La documentación de fallas normales formadas durante la apertura del Golfo de México en la Cuenca Tampico-Misantla, en el NE del área, también ha sido divulgado por Ochoa-Camarillo (1996), quien calculó desplazamientos inversos verticales de más de 1000 m a lo largo de fallas normales reactivadas. Hasta el momento no hay estudios detallados que documenten las diferencias del estilo de la deformación entre los diversos elementos paleogeográficos, o que analicen los mecanismos de deformación que actúan en las diversas escalas, litologías, niveles y posiciones estructurales a través del Orógeno.

La sección estructural presentada en la Figura 2.3, muestra una preliminar sección transversal regional del área (Fitz-Diaz, *en prep.*) basada en los trabajos previos de Suter (1990).

Las observaciones hechas por Fitz-Diaz (*comm. Pers*, 2007) muestran que en la parte occidental de la sección se encuentra la secuencia Tolimán, en la cual, las estructuras del complejo El Chilar revelan una historia compleja de deformación. En esta unidad, una primera

foliación se asocia a una fábrica *mélange*, la cual está plegada, y estos pliegues fueron cortados posteriormente por cabalgaduras, indicando al menos tres eventos sobrepuestos de acortamiento. En comparación, las Formaciones San Juan de la Rosa y Peña Azul fueron afectadas por dos eventos de acortamiento. El primero de éstos eventos es caracterizado por los pliegues isoclinales, re-plegados en el segundo evento para formar pliegues asimétricos con orientación al NE. Un sistema de fallas laterales izquierdas, generan una zona de cizalla con un límite de afectación de alrededor de 1 kilómetro, y originó desarrolla una textura trenzada y características de deformación tanto frágiles como cristal-plásticas.

En contraste, las unidades carbonatadas cretácicas del este, las cuales son el punto de interés en este trabajo, muestran evidencia de un solo evento de acortamiento a escala mesoscópica. En forma general, la Plataforma VSLP se encuentra cabalgando a las rocas de la CTM al este. Y hacia el oeste está siendo cabalgada por rocas de la Cuenca Zimapán, que a su vez, la CZ: es cabalgada en la parte occidental por la secuencia calcárea del Banco El Doctor.

En esta escala, las estructuras dominantes son pliegues asimétricos asociados a cabalgaduras con una dirección general de transporte hacia el NE. En las plataformas y cuencas, todas las estructuras reflejan la misma cinemática.

Las calizas masivas de las plataformas forman estructuras a una escala regional que son normalmente pliegues de flexión de falla. En las unidades de estratificación más delgada como calizas arcillosas, calcarenitas, y turbiditas de la Cuenca Zimapán y de la Cuenca Tampico-Misantla, se observan pliegues mesoscópicos con geometría diferente. Estos pliegues están asociados con fallas de cabalgadura. Es común observar un clivaje de plano axial asociado con buzamiento hacia el oeste, que es consistente con la dirección general de transporte observado en los principales sistemas de cabalgaduras.

Estos sistemas de cabalgadura son de oeste a este:

- 1) Cabalgadura de Higuerillas, que es una cabalgadura de alto ángulo ($\sim 45^\circ$) que pone en contacto las rocas de la secuencia Tolimán con las rocas del Banco El Doctor (Carrillo-Martínez, 1989).

- 2) Dúplex del Ángel, que representa el contacto entre la Plataforma El Doctor y la Cuenca de Zimapán (Carrillo-Martínez, 1989).
- 3) Cabalgadura de Jiliapan-El Volantín, que está situada en el límite entre la Cuenca de Zimapán y la Plataforma de Valles-SLP (Suter 1987 y 1990).
- 4) Sistema de Cabalgadura La Misión-Agua Zarca, que representa el límite entre la plataforma VSLP y la Cuenca Tampico-Misantla (Suter 1987, 1990).
- 5) Cabalgadura de Tamazunchale, que está en el frente del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Suter 1987 y 1990).
- 6) Estructuras Río Amajac, que son fallas normales invertidas de alto ángulo (Ochoa-Camarillo, 1996).

Estas estructuras de acortamiento son cortadas por un sistema regional de fallas normales con una dirección NW-SE, a largo de las cuales fueron emplazados diques máficos del Paleógeno (?).

Algunos autores (Gray *et al.*, 2001) reportan edades determinadas por $^{39}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ en illita diagenética de 62 ± 1 Ma, y temperaturas de deformación basadas en la microtemometría de inclusiones fluidas las cuales varían de 250°C en la Cuenca de Zimapán a $200\text{-}160^\circ\text{C}$ en el sistema de cabalgaduras Jiliapan-El Volantín, y alrededor de 160°C en la Cabalgadura de Tamazunchale. Brevemente, estos autores proponen una disminución de la temperatura del oeste al este en el CPCM para esta zona, y una edad Laramide para las estructuras, que es consistente con observaciones estratigráficas. Sin embargo, no dan ningún detalle sobre los criterios usados para el muestreo de vetas o la petrografía de inclusiones fluidas. Por otra parte, los datos son escasos e insuficientes para hacer una interpretación en un contexto regional.

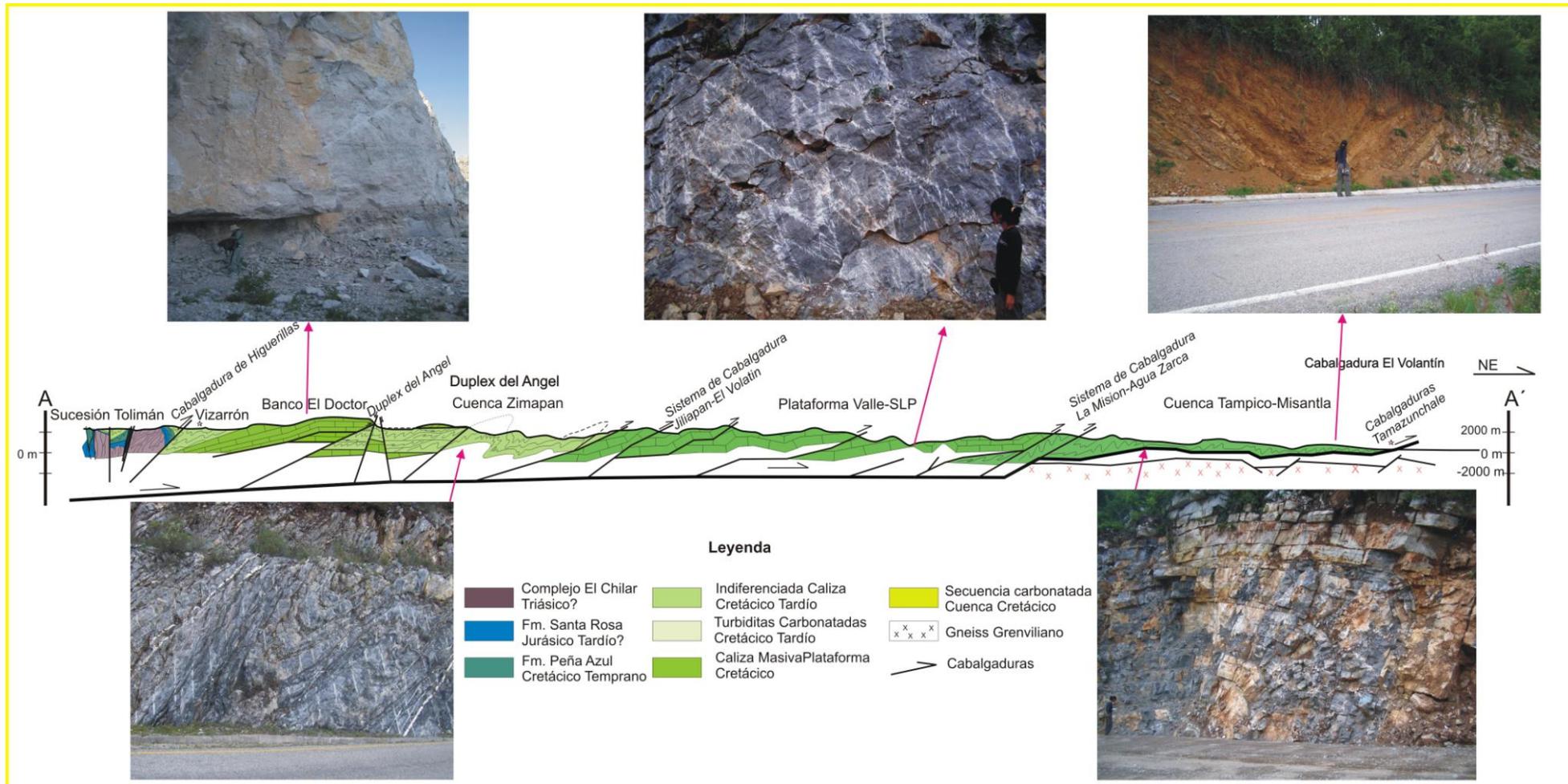


Figura 2.3 Sección estructural del área Vizarrón-San Joaquín-Tamazunchale, modificada de Fitz-Diaz (en prep). Se muestran los principales elementos paleogeográficos presentes en la deformación del Cinturón de Pliegues y Cabalgadura Mexicano (CPCM). Las fotos corresponden a estructuras observadas en cada uno de los elementos

En el dúplex del Ángel podemos observar cómo la disposición geométrica de planos y rampas controla la geometría de pliegues mesoscópicos. Por ejemplo, puede ser observado cómo el clivaje de plano axial cambia su ángulo de inclinación, según la posición alrededor del plano y de las rampas, siendo más escarpado cerca de las rampas.

En escala mesoscópica podemos también ver ejemplos de las vetas asociadas con las estructuras del acortamiento. Es común observar las vetas emplazadas antes, durante y después del acortamiento, lo cual facilita el análisis de flujos de fluidos durante la deformación progresiva de los pliegues.

3. VETAS

Las estructuras regionales y mesoscópicas como pliegues y fallas están comúnmente acompañadas por estructuras relativamente menores llamadas vetas. A través del análisis sistemático de la geometría, cinemática y sus relaciones de corte, las vetas nos sirven como indicadores de la deformación progresiva (Ramsay & Huber, 1983; Twiss & Moores, 1992; Passchier & Trouw, 1996; Oliver & Bons, 2001); además son una evidencia de la presencia de fluidos durante la deformación porque proporcionan información sobre la historia del flujo de fluidos.

En geología, las vetas se definen como volúmenes finitos de material policristalino que se formaron dentro de una roca, las cuales fueron rellenadas con uno o más minerales que se precipitaron a partir de un fluido acuoso. Las vetas presentan distintas formas y se producen por los esfuerzos de la corteza terrestre, los cuales fracturan la roca y luego, estas fracturas son rellenadas por fluidos mineralizados, que precipitan los distintos minerales (cuarzo y calcita generalmente) que se pueden reconocer en ellas.

Las fracturas de extensión se desarrollan como resultado de una ruptura mecánica durante la deformación y usualmente se inicia en una dirección perpendicular al incremento máximo de deformación longitudinal. Como consecuencia de más incrementos de deformación, la fractura continúa abriéndose de forma normal y/o oblicua con respecto a las paredes, debido a la orientación con respecto a la elipse de deformación incremental.

Las vetas de calcita son muy comunes en rocas sedimentarias y metamórficas de bajo grado. La precipitación de calcita se ha atribuido a soluciones que se filtraron por las secuencias carbonatadas y llegaron precipitadas con respecto al carbonato de calcio, debido a la pérdida de dióxido de carbono, la evaporación y/o al cambio de temperaturas (Dietrich *et al.*, 1983; Larson & Tullborg, 1984; O'Neil, 1987; Rye & Bradbury, 1988; Shemesh *et al.*, 1992). Los procesos de disolución y precipitación permiten ver la distribución del carbono y oxígeno entre la roca (CO_3^{-2}) y el fluido (HCO_3^-) (Meyers & Lohmann, 1985)

El estudio de la geometría y el origen del material carbonatado depositado en los sistemas de vetas aporta información valiosa sobre la actividad tectónica, la interacción fluido-roca, condiciones de P-T, fuente de fluido y el movimiento de éste en un cuerpo de roca durante el proceso de precipitación; todos estos parámetros nos ayudarán a entender la historia de deformación de sus rocas encajonantes.

En este capítulo, se describirá la geometría y distribución de los 4 sistemas de vetas de calcita presentes en el área de estudio, y su textura y relaciones de corte con otras estructuras, para así obtener información sobre el intercambio isotópico en los procesos de disolución-precipitación que ocurren durante la deformación orogénica.

3.1. Conceptos Generales

Muchos estudios sugieren que la formación de vetas es la combinación de los procesos de disolución, transporte y precipitación, que se originan como resultado del fallamiento frágil, fracturas de dilatación, infiltración de fluidos y posteriormente precipitación de distintos minerales (Ramsay 1980; Ramsay & Huber, 1983; Fisher & Brantley, 1992, Davis & Reynolds, 1996; Passchier & Trouw, 1996). Cada proceso puede repetirse y las vetas pueden

presentar múltiples eventos de fracturamiento y relleno (*crack seal*, Ramsay, 1980). Sin embargo, estudios recientes han cuestionado esta idea, y sugieren que la formación de vetas también puede ocurrir sin la presencia de fracturas, es decir, sin pérdida de cohesión entre las fibras de la veta y la pared de la roca siendo el material transportado por difusión de la roca circundante a la veta. (Bons & Jessell 1997; Bons, 2000; Oliver & Bons 2001; Hilgers, 2000; Means & Li 2001; Wiltschko & Morse 2001).

En las vetas fibrosas, los granos tienen forma de aguja y los ejes son largos y alineados, estas vetas son importantes porque proporcionan información acerca del desplazamiento progresivo durante la apertura de la veta y pueden ser correlacionados con la evolución progresiva de grandes estructuras. El estudio de vetas en escala microscópica (Ramsay, 1980; Cosgrove, 1993; Fisher & Brantley, 1992; Bons, 2000; Koehn *et al.*, 2003) ha demostrado que las fibras y los cristales alargados en las vetas son muy sensibles a los cambios en la orientación de los esfuerzos principales durante la deformación. Por lo tanto, la dirección y la curvatura de las fibras cristalinas proporcionan información sobre la cinemática de deformación y sobre la orientación del campo de tensión.

Estas vetas se pueden clasificar como vetas antitaxiales, cuyo crecimiento se da del centro de la veta (línea media) hacia las paredes (Ramsay & Huber, 1983); o como vetas sintaxiales cuyo crecimiento se produce desde las paredes de las vetas hacia el interior, es decir su relleno se da al mismo tiempo que de su apertura (crecimiento “*crack seal*” según Ramsay, 1980).

Los procesos que participan en la formación de vetas incluyen disolución, transporte y precipitación.

La disolución es un proceso importante que ocurre a escala de grano cambiando la forma y tamaño de los cristales, depende de tres procesos interconectados: disolución de material en la fuente, difusión o migración del material disuelto, y reprecipitación; ocurre durante la diagénesis y en condiciones metamórficas de bajo grado. Frecuentemente este proceso es referido como *disolución por presión* (Durney, 1976; Passchier & Trouw, 1996), en el cual el material entra a la solución durante la deformación activa promovida por la acción de esfuerzos desviatorios, y se produce por la disolución selectiva, el transporte y la

reprecipitación del material por medio del fluido intersticial presente en los límites de grano o en los poros entre granos. Así, al ser sometidos a un esfuerzo diferencial, los granos se disuelven con mayor facilidad en aquellos segmentos del borde de grano donde el esfuerzo compresivo es mayor. Estos segmentos son los que están orientados casi perpendicularmente a la dirección del esfuerzo compresivo mayor (σ_1) y los que están sometidos a indentación por parte de granos vecinos (donde se produce una concentración del esfuerzo, figura 3.1). Por el contrario, en los puntos donde los contactos entre granos son perpendiculares al menor esfuerzo compresivo la disolución es mínima porque allí las concentraciones de esfuerzos son también mínimas.

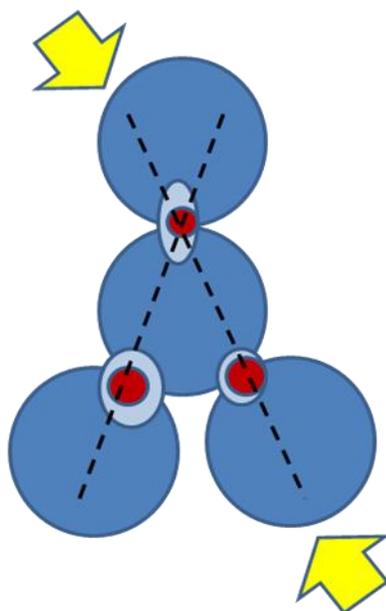


Figura 3.1. Granos rodeados de un fluido intergranular, durante la diagénesis o el metamorfismo de grado muy bajo y bajo. En los puntos de contacto entre granos el esfuerzo es mayor que en los demás puntos del borde del grano, tal y como se indica con el sombreado. Tomado de Passchier y Trouw (1996), pág. 29.

La disolución por presión está comúnmente ligada a la precipitación local y estos dos procesos se conocen como transferencia en disolución (Durney, 1972) en donde la migración de fluidos es inducida por las diferencias de esfuerzo provocando la aparición de gradientes químicos de concentración dentro del fluido, lo que hace que el material disuelto se mueva (por difusión) desde los puntos de alta concentración hacia los puntos de baja concentración o bien de zonas de alta presión a zonas de baja presión (por advección). Las condiciones de disolución son diferentes para cada mineral. En el sistema de CaCO_3 , por ejemplo, su solubilidad es baja cuando se incrementa la temperatura; es decir, tiene una función inversa de solubilidad (Fournier, 1985; Newton & Manning, 2002). Algunos modelos que simulan la apertura de

vetas, han demostrado que se requiere una sobresaturación del fluido en CaCO_3 para la precipitación de calcita (Lee *et al.*, 1996).

Existen dos tipos de precipitación dentro de las fracturas para el crecimiento de las vetas:

- a) *Fluido Local*: El material que forma la veta es derivado de un fluido que reside tanto en las fracturas como en la pared de la roca encajonante. Así, el fluido puede estar sobresaturado con respecto al mineral que forma la veta tanto en la fractura como en la pared de la roca, aunque la precipitación es inhibida debido a la baja porosidad en la pared de la roca (Putnis, *et al.*, 1995). También, las diferencias en las condiciones entre la fractura y la pared de la roca causan una diferencia química del fluido que reside en la fractura y la pared de la roca, asociando este tipo de vetas con el mecanismo de disolución por presión.
- b) *Fluido externo*: el material es derivado de un fluido externo que entra en las fracturas, y esta sobresaturado con respecto a los minerales formadores de la veta.

Por la variedad de tipos de vetas que existen (fibrosas, bloques elongados, *crack-seal*, bloque y estiradas) y su estructura interna no se puede explicar un solo mecanismo de transporte para las vetas, por lo tanto se han propuesto dos tipos mecanismos de transferencia de masa para explicar el crecimiento de las vetas:

1. *Transporte por Difusión*: (Durney & Ramsay, 1973; Durney 1976; Ramsay & Huber, 1983; Fisher & Brantley, 1992; Jamtveit & Yardley, 1997; Bons 2000, Oliver & Bons, 2001) Este mecanismo es inducido generalmente por gradientes de potencial químico, con material en movimiento a través de un fluido, el cual puede ser estacionario o migratorio. El flujo por difusión es relativamente lento, y este mecanismo es eficaz en distancias cortas (cm-dm), por tal motivo es típicamente asociado con la disolución por presión (sistemas cerrados de crecimiento de vetas). La precipitación de los minerales en la veta también puede estar asociada con las diferencias de porosidad (Putnis *et al.*, 1995) o gradientes de presión, los cuales están relacionados con la deformación, como lo demuestra la estrecha asociación de estilotitas y vetas (Durney, 1976).

2. *Transporte por Advección:* (Robert & Brown, 1986; McCaig *et al.*, 1995; Bons 2000)

Mecanismo de transporte realizado por el movimiento del fluido mismo. El material es transportado rápidamente a través de largas distancias (de m a km) debido a la baja viscosidad del fluido comparado con la roca. Los procesos que provocan la precipitación del material son los cambios de temperatura, cambios de presión, las reacciones con la roca y la mezcla de fluidos. Por lo tanto, en este mecanismo el sistema de crecimiento puede ser clasificado como sistema abierto. Se ha sugerido que las vetas de bloque elongado, bloque y crack-seal se pueden desarrollar en este régimen de flujo.

3.2. Geometría y petrografía de las vetas

Durante el plegamiento y fallamiento de la Orogenia Laramide se formaron numerosas fracturas que posteriormente fueron rellenadas por calcita en los diferentes estados de la deformación. Basándose en la relación de corte de las vetas, datos petrográficos y de un esquema cronológico de deformación de las estructuras presentes en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), se identificaron 4 grupos de vetas de calcita.

Las edades relativas de las vetas para cada localidad fueron determinadas por las relaciones de corte entre ellas (Figura 3.2), en la mayoría de los casos, o por su relación estructural con la estratificación, foliación, lineación y pliegues.



Figura 3.2 Foto de la zona de charnela de un pliegue apretado recostado en la Formación Tamaulipas, el cual muestra la relación de las diferentes generaciones de vetas. V1: vetas paralelas a la estratificación, formadas en las primeras etapas de la deformación. V2 y V3: vetas oblicuas a la estratificación y son contemporáneas a la deformación. Estos 3 grupos corresponden a vetas confinadas. V4: vetas subverticales que se encuentran cortando a las demás estructuras y son posteriores a la deformación y por su estructura geométrica son vetas no confinadas.

Los tres primeros grupos de vetas corresponden a vetas confinadas debido a su estructura geométrica, presentan normalmente una textura fibrosa, aunque en algunos casos no están bien definidas. Sus fibras se orientan con la lineación observada en las cabalgaduras y se asocian con el principal evento de acortamiento; se asume que estos grupos de vetas se originaron por disolución por presión/reprecipitación por la presencia de estilolitas. (Figura 3.3)

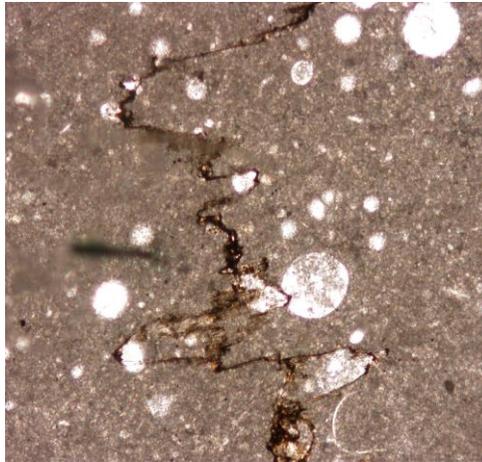


Figura 3.3 Fotomicrografía de la Formación Ahuacatlán, en donde se observan estilolitas relacionadas con el proceso de disolución por presión.

El primer grupo de vetas (V1) consiste en vetas desarrolladas en las etapas tempranas de deformación. Las vetas del segundo (V2) y tercer (V3) grupo se formaron durante la deformación. La calcita es predominante y ocupa entre un 95-99% en volumen de las vetas, siendo subordinado el contenido de cuarzo y otros minerales.

La textura del cuarto grupo de vetas (V4) exhibe una trama caótica, son más gruesas y están asociadas a fallas normales tardías, las cuales corresponden a un evento de extensión; por lo tanto se formaron después de la deformación orogénica. Corresponden a sistemas de vetas no confinadas y se asume que la precipitación del fluido se originó a altas velocidades (Bons, 2001).

Vetas Tempranas (V1)

Este grupo representa vetas paralelas a la estratificación (Figura 3.4A). En algunos casos están plegadas indicando así que se formaron en las primeras etapas de la deformación. En estas vetas también se observan boudines y recristalización del material de relleno de las vetas. Para que éstas vetas se formaran el esfuerzo principal máximo (σ_1), tuvo que ser horizontal y el esfuerzo mínimo (σ_3) subvertical, lo cual es consistente con el estado de esfuerzos estimado para el inicio de la deformación contractiva.

Vetas Sintectónicas: V2 y V3

Estas vetas son contemporáneas a la deformación por que se desarrollaron simultáneamente con los pliegues, son oblicuas a la estratificación y se encuentran truncadas por el deslizamiento a lo largo de los planos de estratificación. Por sus relaciones de corte se pueden subdividir en dos grupos: V2 vetas más viejas, las cuales se desarrollaron durante la formación de pliegues (Figura 3.4B) y V3 jóvenes son después de los pliegues (Figura 3.4C).

Dependiendo de su posición estas vetas se encuentran plegadas o estiradas acorde a su orientación con respecto al elipsoide de distorsión interna finita. En el trabajo de Bolaños (*en prep.*) se ha utilizado la cinemática de deformación de las vetas para concluir que los dos componentes de cizalla pura y simple han contribuido a la mayor parte de deformación de los paquetes de roca.

La mineralogía de este grupo de vetas es muy similar a la de la matriz circundante y la mayoría se produce en arreglos escalonados en capas aisladas. Muchas de estas vetas sintectónicas muestran crecimiento sintaxial y antitaxial con morfología de fibras y bloques elongados similares a las descritas por Ramsay (1980). Las fibras y la cinemática de los arreglos escalonados son consistentes con el movimiento y la dirección de transporte de las estructuras mayores por lo tanto la presión de fluidos era relativamente alta de modo que la transferencia de fluidos se daba durante la deformación (Passchier & Trouw, 1996).

Vetas tardías (V4)

Este último grupo representa vetas sub-verticales con rumbo NW-SE que se encuentran cortando a todas las estructuras previas (pliegues, vetas y fallas). A diferencia de los tres grupos anteriores, tienen una textura caótica, pero en algunos casos se puede distinguir una textura de cresta de gallo con cristales de calcita incolora y escalenoédrica (Figura 3.4D). Presentan una longitud de varios metros (generalmente 2-3 m), lo que permite que puedan ser seguidas a través de las diferentes capas. Son interpretadas como vetas posteriores al evento de acortamiento principal en un evento extensivo y representan los fluidos más tardíos que circularon a través de las rocas.

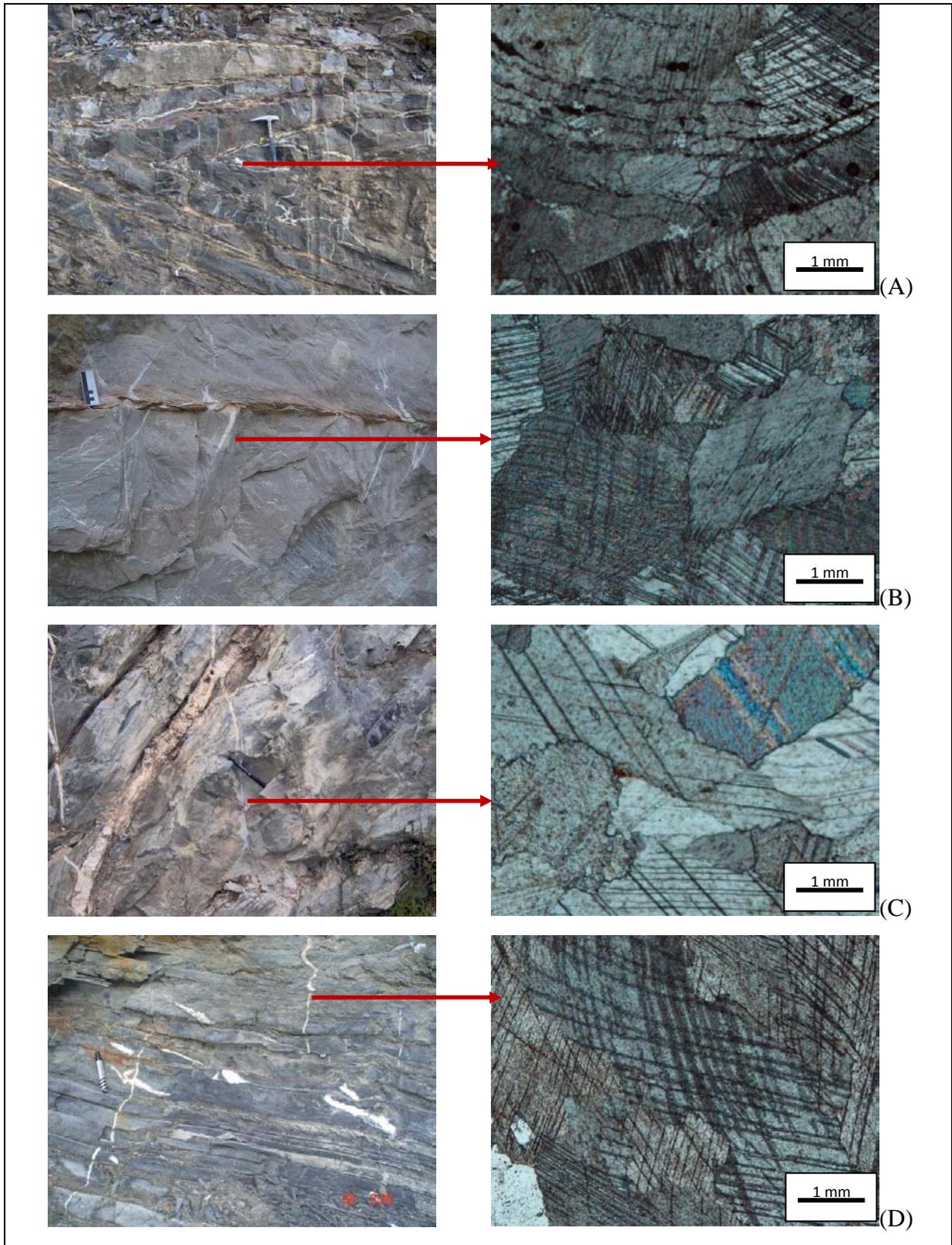


Figura 3.4 Foto de afloramiento y fotomicrografía de las diferentes generaciones de vetas; en las fotomicrografías se puede observar el hábito fibroso de las vetas. A: Veta V1, Formación Tamaulipas en la Cuenca Zimapán. B: Veta V2, Formación El Doctor en el Banco del Doctor. C: V3, Formación Tamaulipas en la Cuenca Zimapán. D: V4, Formación Trancas en la Cuenca Zimapán.

4. GEOQUÍMICA

En este capítulo se presentan y discuten los resultados de los análisis de elementos mayores y traza obtenidos para las diferentes rocas y vetas presentes en el área de estudio.

Los elementos mayores se utilizaron como apoyo para determinar la composición química de algunas rocas representativas de los elementos paleogeográficos del CPCM. Por otra parte, las concentraciones de los elementos traza proporcionan información sobre la procedencia de las rocas, composición química del fluido y el estado de oxidación que se presenta durante la interacción roca-fluido.

4.1. Elementos Mayores y Traza por fluorescencia de rayos X

4.1.1. Resultados elementos mayores

Los análisis químicos de los elementos mayores se encuentran expresados en porcentaje de óxido del elemento (Tabla 3).

Los contenidos en las muestras de óxido de calcio (CaO) varían entre 46.8% y 55.4 y el SiO₂ registra una variación significativa entre 0,28 % y 13%. Los otros elementos medidos (Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Na, K, P) se encuentran en cantidades menores y sus valores no llegan al 1%.

Las pérdidas por calcinación (*PxC*) que representan los volátiles tales como CO₂ y H₂O, presentan valores entre 37% y 43%, lo cual reflejan el predominio de carbonatos.

Los datos de elementos mayores indican que las rocas son de origen químico y corresponden principalmente a calizas, ya que la mayoría de las muestras presentan valores por pérdida de calcinación mayores al 40%.

Las variaciones de Si, probablemente se asocian al hecho de que las muestras contienen cantidades variables de terrígenos. En el caso particular de las muestras *VT-1* y *VT-3* corresponden a rocas híbridas calcareo-volcanoclasticas, y el bajo contenido de Si sugiere que el volcanismo fue probablemente máfico-intermedio.

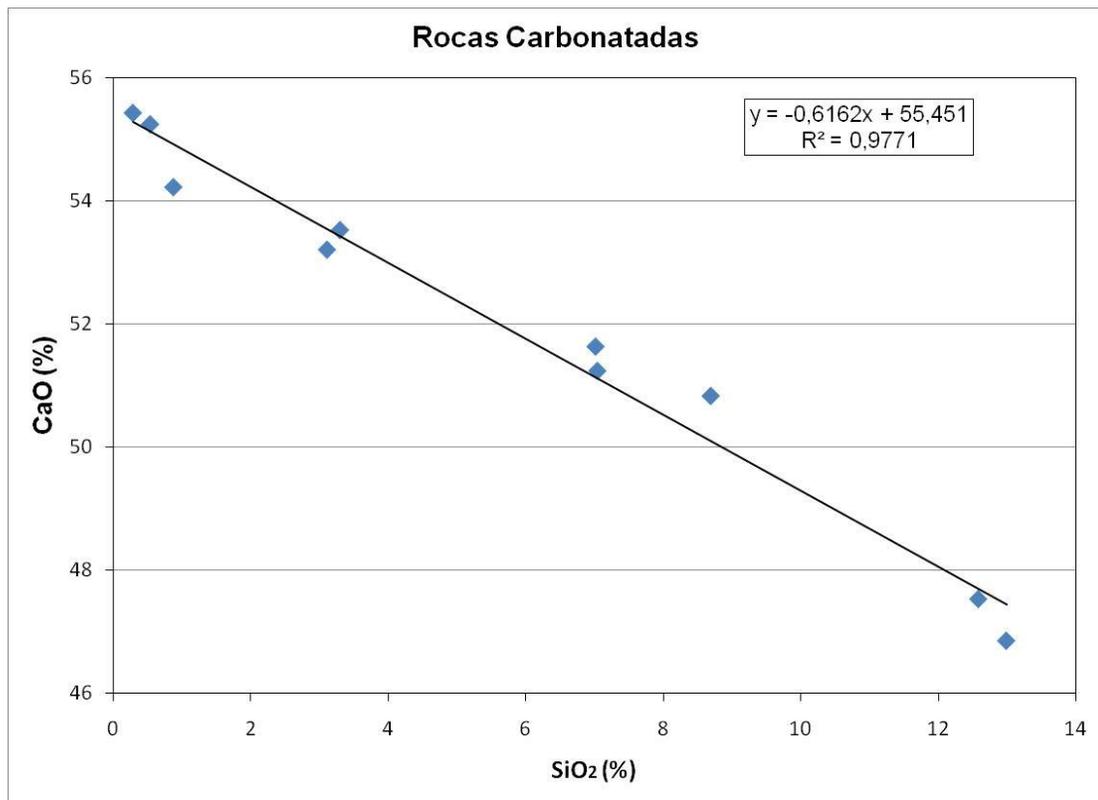


Figura 4.1 Relación entre SiO₂ y el CaO para las diferentes rocas muestreadas. Se observa una correlación negativa entre Si en comparación con el CaO evidenciando dos fuentes: siliciclástica y carbonatada para las rocas del CPCM.

En la figura 4.1, se observa que estos dos elementos están inversamente relacionados entre sí, como lo muestra la correlación negativa ($r=-0.9848$); evidenciando diferentes parámetros de su origen. Las fuentes principales de aporte son una fuente siliciclástica en menor proporción y la cual solo está presente en a las rocas de la Formación San Juan de la Rosa, Trancas y Soyatal; y la otra, una fuente de origen químico asociado a la precipitación de carbonatos del agua de mar y a los componentes biogénicos para las muestras que se colectaron de las sucesiones carbonatadas de la Cuenca Zimapán y Tampico Misantla, Banco El Doctor y Plataforma Valles San Luis.

En el caso de las muestras de calizas (ej. VT-22) que presentan un porcentaje alto de Si, puede asociarse a la presencia de nódulos de pedernal o vetillas de cuarzo.

4.2. Elementos Traza

Las concentraciones de los elementos traza se muestran en la Tabla 4 y han sido usadas para determinar el grado de alteración diagénética de las rocas carbonatadas en la zona de estudio.

Teniendo en cuenta que los eventos diagenéticos y metamórficos producen un aumento en el contenido de Mn y una pérdida en el Sr (Melezhik *et al.*, 2001), las relaciones Mn/Sr y permiten determinar el grado e importancia de los procesos secundarios que afectaron a los carbonatos.

Jacobsen y Kaufman (1999) sugieren que durante la diagénesis (marina y meteórica) de la caliza, los valores de Mn aumentan mientras que los valores de Sr disminuyen, por consiguiente la proporción de Mn/Sr es considerada como un probable indicador del grado de alteración. Si las rocas presentan una relación de $Mn/Sr < 2-3$ y concentraciones de Sr entre 150-2500 ppm, significa que las rocas muestran una firma elemental inalterada.

En este estudio, todas las rocas analizadas por fluorescencia de Rayos X muestran valores de Mn/Sr menores a 2, concentraciones de Sr entre 201 y 783 ppm y de Mn entre 30 y 278 ppm; a excepción de la muestra VT-1, la cual presenta una relación de $Mn/Sr < 3$ y concentraciones de $Sr= 94$ y $Mn= 371$ ppm, como se observa en la figura 4.2.

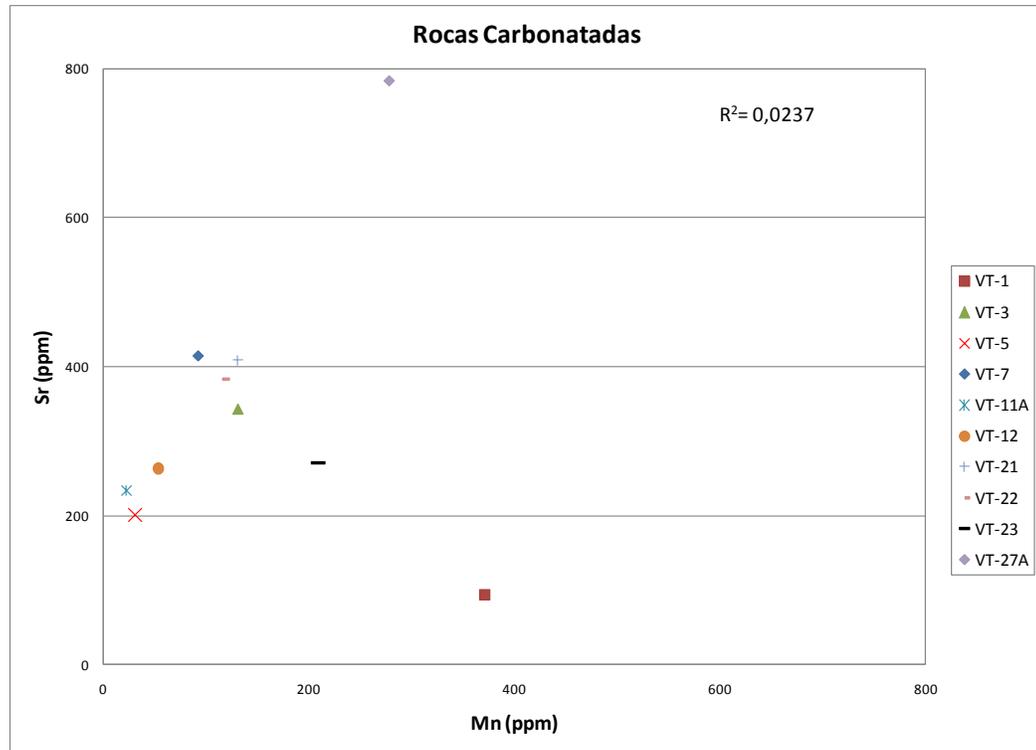


Figura 4.2 Relación entre Mn y Sr para las diferentes rocas muestreadas en el CPCM. No se observa que las concentraciones de Sr disminuyan y las Mn aumenten, por lo tanto no hubo una alteración diagénética.

Por lo tanto, es probable que las calizas analizadas correspondientes a los elementos paleogeográficos de la zona (CZ, BD, VSLP y CTM) no presenten alteraciones diagénéticas y retienen su firma geoquímica primaria de agua marina depositada durante el Jurásico Tardío-Cretácico. La muestra *VT-1* tiene valores diferentes debido a que es una roca volcánico-clástica perteneciente a la Secuencia Tolimán.

El contenido en Fe y Mn de los carbonatos está directamente relacionado con las condiciones redox del sistema (Lohmann, 1988; Barnaby & Rimstidt, 1989; Woo *et al.*, 1993). En condiciones oxidantes el Fe y el Mn no están presentes en las aguas diagénéticas, de forma que aun siendo liberados a la solución por procesos de alteración mineral, son rápidamente precipitados y retirados en forma de óxidos e hidróxidos insolubles. En las muestras analizadas, podemos decir que los bajos contenidos de Mn y Fe indican que no hay fuentes externas de estos elementos y los cuales precipitaron en condiciones oxidantes.

Los elementos con alto potencial iónico (HFSE) tales como el Zirconio, Ytrio, Hafnio y Torio debido a su relativa inmovilidad son resistentes a los procesos meteóricos y de alteración diagenética (Taylor & McLennan, 1985, Feng & Kerrich, 1990). El contenido de Zr en las diez muestras de roca varía entre 11 y 69 ppm, del Th alrededor de 3 ppm y el Y entre 0,7 y 5 ppm. Las concentraciones de estos elementos son relativamente bajas, indicando que las rocas no están alteradas y la mayoría de las rocas presentan una ausencia de material terrígeno, lo cual es consistente con la petrografía.

4.3. Elementos Tierras Raras (REE) por ICP-MS

4.3.1. Resultados

Los resultados de las concentraciones se muestran en la Tabla 5. Las muestras analizadas corresponden a los diferentes sistemas de roca-veta y están distribuidas de la siguiente forma: 22 análisis de roca encajonante, 3 para vetas de la primera generación (V1), 17 para vetas de la segunda generación (V2), 3 para vetas de la tercera generación (V3) y por último, 6 muestras de vetas de la 4 generación (V4).

Las muestras fueron normalizadas con el estándar de lutita promedio *Post Archaean Australian Shales-PAAS* (Taylor & McLennan, 1985).

Primero se discutirán los resultados para las rocas carbonatadas y luego se hablará de los resultados para los sistemas roca-veta.

4.3.1.1. Rocas Carbonatadas

Los patrones de REY (REE+Y) se ilustran en la Figura 4.3. Se observa una marcada variación en los contenidos de \sum REE para cada uno de los elementos paleogeográficos del área de estudio (ST: ~12 – 26 ppm; CZ: ~2,7 – 60 ppm; BD: ~1 – 1,6 ppm; CTM: ~2 – 40 y VSLP: ~5 – 24 ppm).

Las muestras que registran los valores más altos de \sum REE (VT-27, VT-10, VT-1, VT-3 y VT-22) pertenecen las Formaciones compuestas por sedimentos clásticos mientras que las demás muestras registran concentraciones de REE relativamente bajas, lo cual es común en rocas carbonatadas (Piper, 1974).

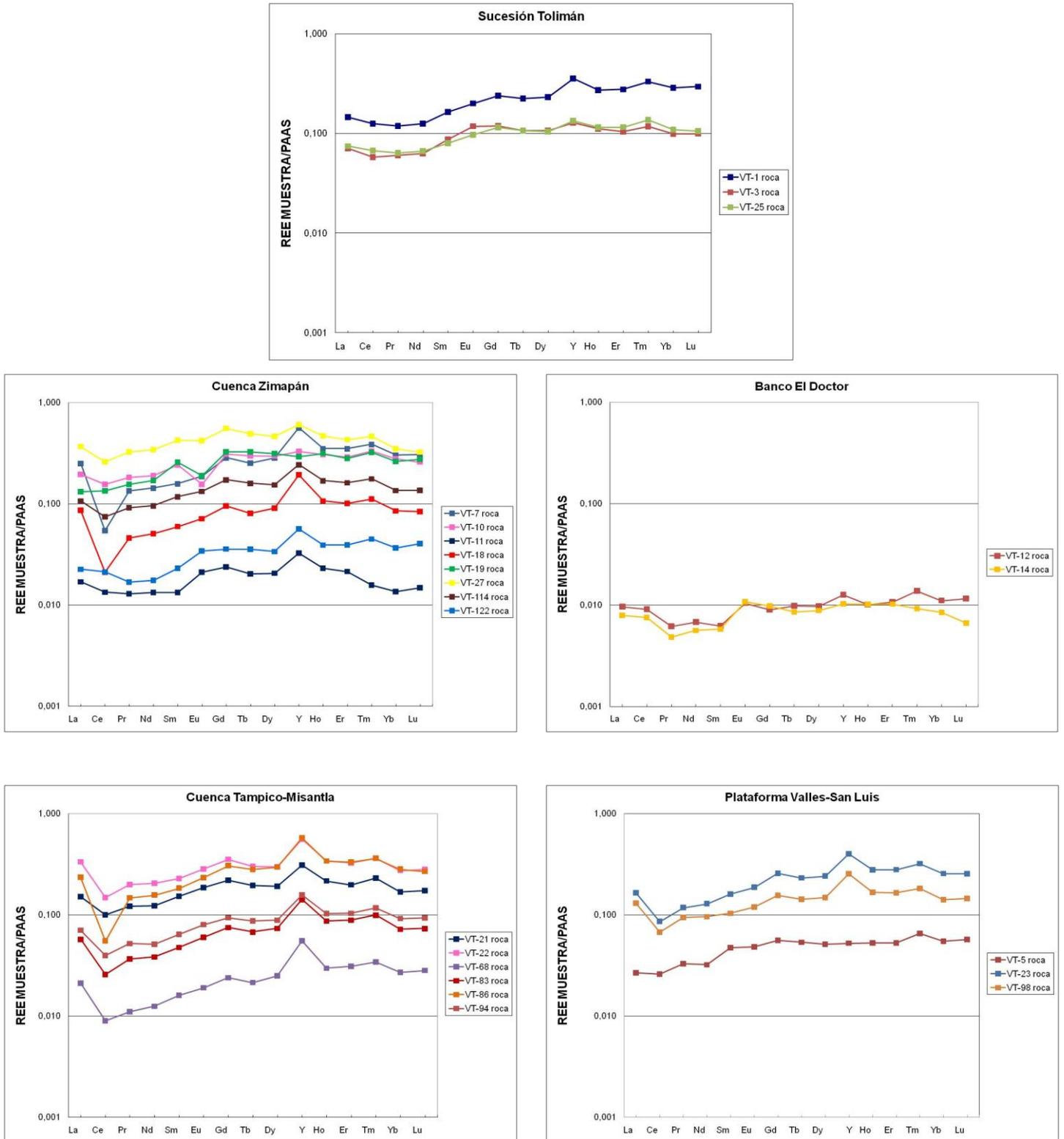


Figura 4.3 Patrones de REY para las rocas analizadas en cada uno de los elementos paleogeográficos del CPCM; en la mayoría de las muestras se observan anomalías negativas de Ce y positivas en La, Gd e Y como un ligero enriquecimiento de HREE, comunes de ambientes marinos.

En general, la mayoría de las muestras de la CZ, CT y VSLP se caracterizan por presentar un ligero enriquecimiento en tierras raras pesadas (HREE) con respecto a las tierras ligeras (LREE), anomalía negativa de Ce ($Ce/Ce^* = \sim 0,29$ a $0,9$), y anomalías positivas de La, Gd y Y. Por otro lado, se observa que los patrones de REY en las muestras del Banco El Doctor y una muestra de la Cuenca Zimapán (VT-112) no retienen su firma original de calizas y presentan anomalías positivas de Eu y Ce. (Tabla 3).

En el caso de las muestras de la Sucesión Tolimán, y de las rocas VT-11 y VT-5, también presentan anomalías positivas de Ce y las anomalías de La, Gd y Y son débiles o no están presentes.

En la tabla 5 también se puede observar que las concentraciones de Sr varían entre ~ 131 y 2574 ppm y las muestras registran bajas concentraciones de Rb, Cs y Th, a excepción de un par de muestras (VT-10 y VT-27) las cuales presentan concentraciones mayores a $0,8$ ppm.

Fuente de REE

Los patrones de REY indican que el agua de mar es la principal fuente de REE en la mayoría de las rocas debido a que presentan negativas de Ce y positivas de La, Gd y Y. En los casos en donde no se ven estas características típicas del agua de mar (VT-12, 14 y 122) se debe a una posible contaminación o una diferente fuente de aporte.

La influencia de materiales terrígenos presentes en las muestras de calizas pueden ser determinadas por las abundancias relativas de Al Zr , Y, Hf y Th (McLenna & Taylor, 1985). y correlacionados con los valores de Ce/Ce^* . Los valores de Ce/Ce^* para estas muestras ($Ce/Ce^* = 1,15$; $1,18$ y $1,07$) son correlacionables con Th y Zr ($r = 0,98$ y $0,97$, respectivamente), lo que indica una presencia de materiales terrígenos en las muestras del Banco El Doctor.

Las muestras de Sucesión Tolimán, Formación Trancas y Formación Soyatal presentan un comportamiento de REY diferente debido a que estas rocas están influenciadas por una fuente siliciclástica.

El incremento de contenido REE en algunas muestras confirma que la variación litológica juega un papel importante en la incorporación de REE.

4.3.1.2. Sistema Roca-Vetas

Se obtienen las concentraciones de elementos traza incluyendo REE e Y (REY) para las diferentes generaciones de vetas de calcita y su correspondiente roca encajonante.

La comparación de los patrones de REY de las vetas de calcita con la de su respectiva roca encajonante revelan características similares para los sistemas roca-vetas del grupo V1, V2 y V3 (Figura 4.4). Se observa en la mayoría de los casos un empobrecimiento similar de todos los lantánidos excepto para el Eu el cual presenta una anomalía positiva en las vetas.

En general, los patrones normalizados de REY de estas tres generaciones de vetas de calcita son muy similares a los de las rocas en la mayoría de los casos indicando que la proporción de REY entre las vetas y su encajonante son constantes (*VT-27b y c, VT-11b, VT- 25a y b, VT-18a, b y c; VT-19a,b,c; VT-114b; VT-122b, VT-83b, VT-98b; VT-68;VT-86*), otras muestras de vetas presentan un ligero enriquecimiento en LREE con respecto a los HREE (*VT-10b, VT-12b*).

También se observa que las abundancias de Rb, Cs, Sr y Th son bajas en las vetas de calcita (<0,5ppm) que en su respectiva roca huésped (Tabla 5). Todas las vetas presentan anomalías positivas de Eu mientras que las rocas presentan anomalía negativa de dicho elemento en casi todos los casos.

Respecto a los patrones de REE para las vetas de la cuarta generación se observa patrones diferentes de REE+Y con respecto a su roca huésped y los otros grupos de vetas; la mayoría presentan un enriquecimiento en las concentraciones de REY (*VT-14d, VT-27d*), a excepción de la muestra *VT-19d*, en donde se observa concentraciones muy bajas. Las muestras *VT-18 d1* y *d2*, presentan patrones de LREE similares a su roca encajonante y demás generaciones de vetas con un marcado empobrecimiento de HREE.

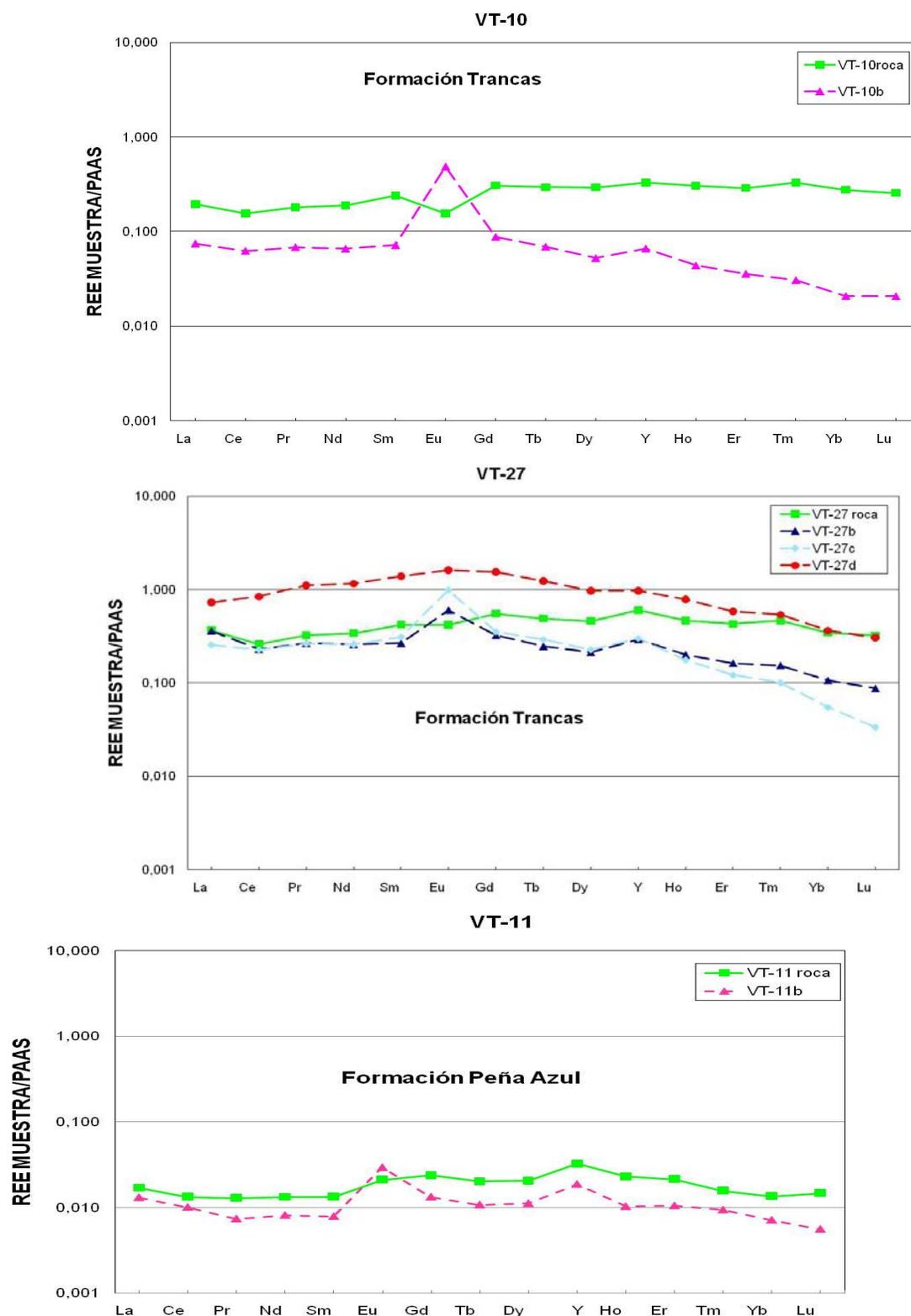


Figura 4.4 Patrones de REY en las diferentes generaciones de vetas con su respectiva roca encajonante de las diferentes Formaciones presentes en el CPCM, en donde "a" corresponde a las vetas V1, "b": vetas V2, "c": vetas V3 y "d": vetas V4.

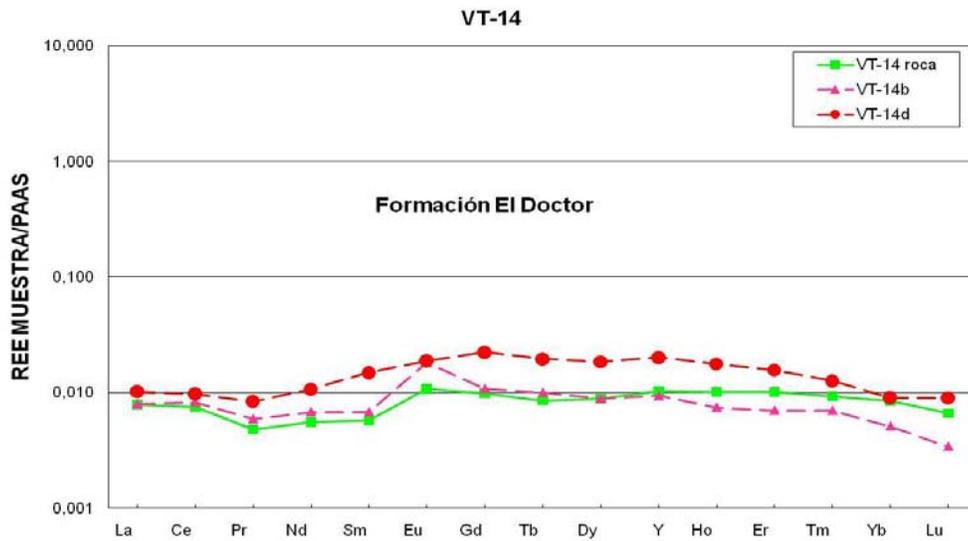
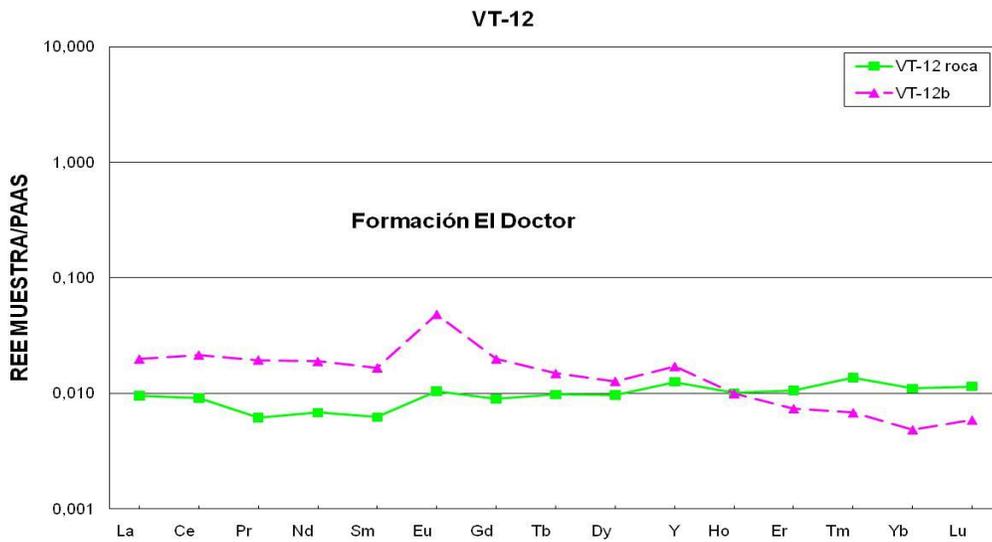
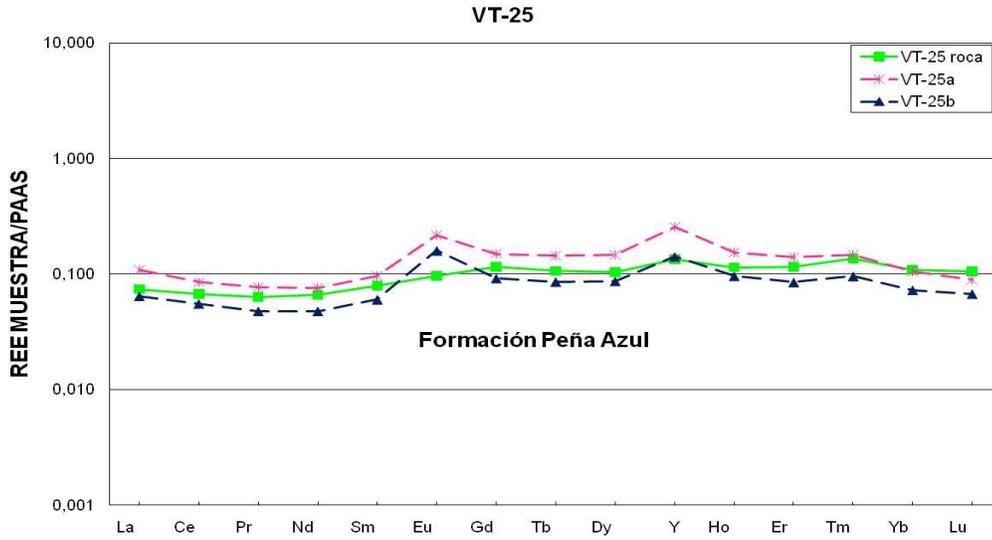


Figura 4.4 Continuación.

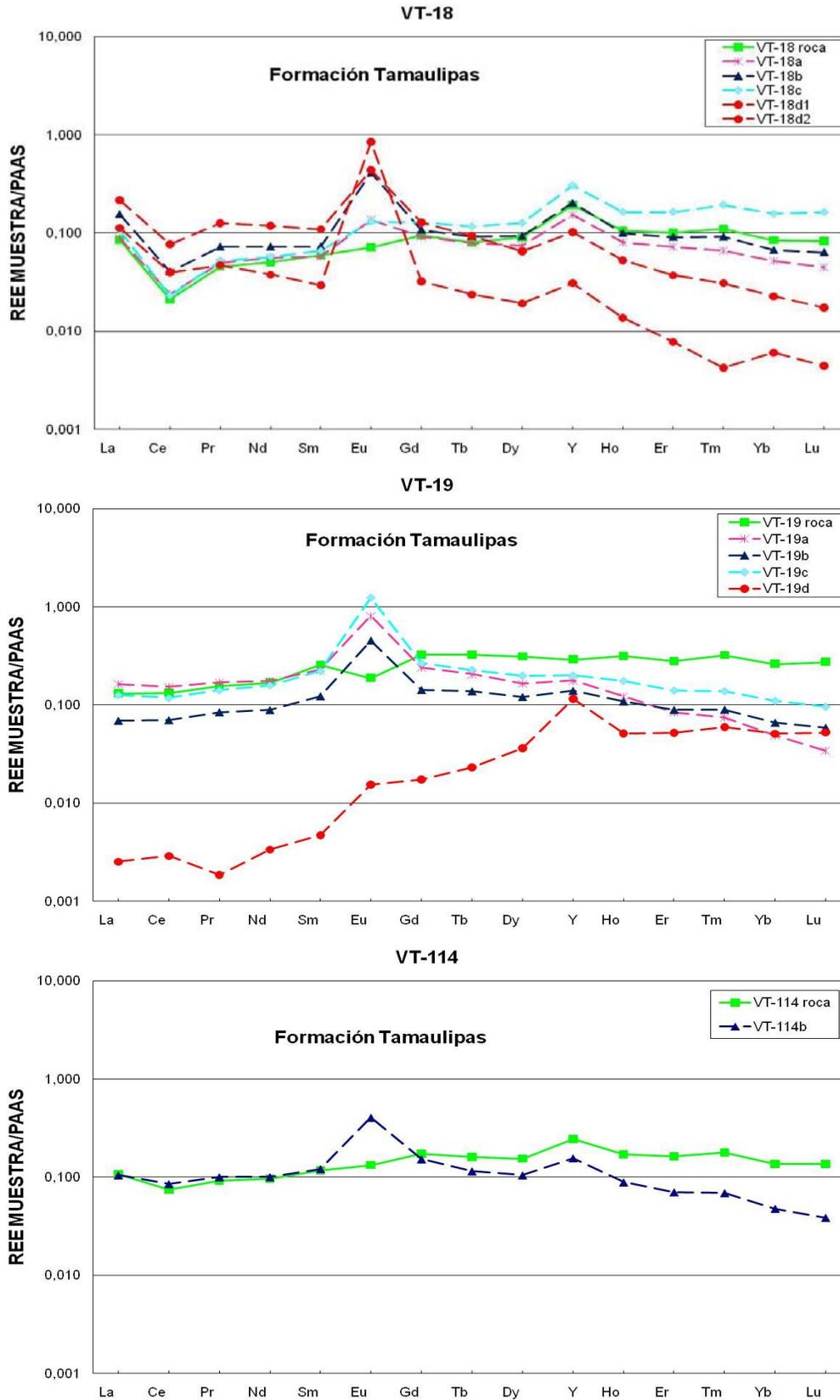


Figura 4.4 Continuación

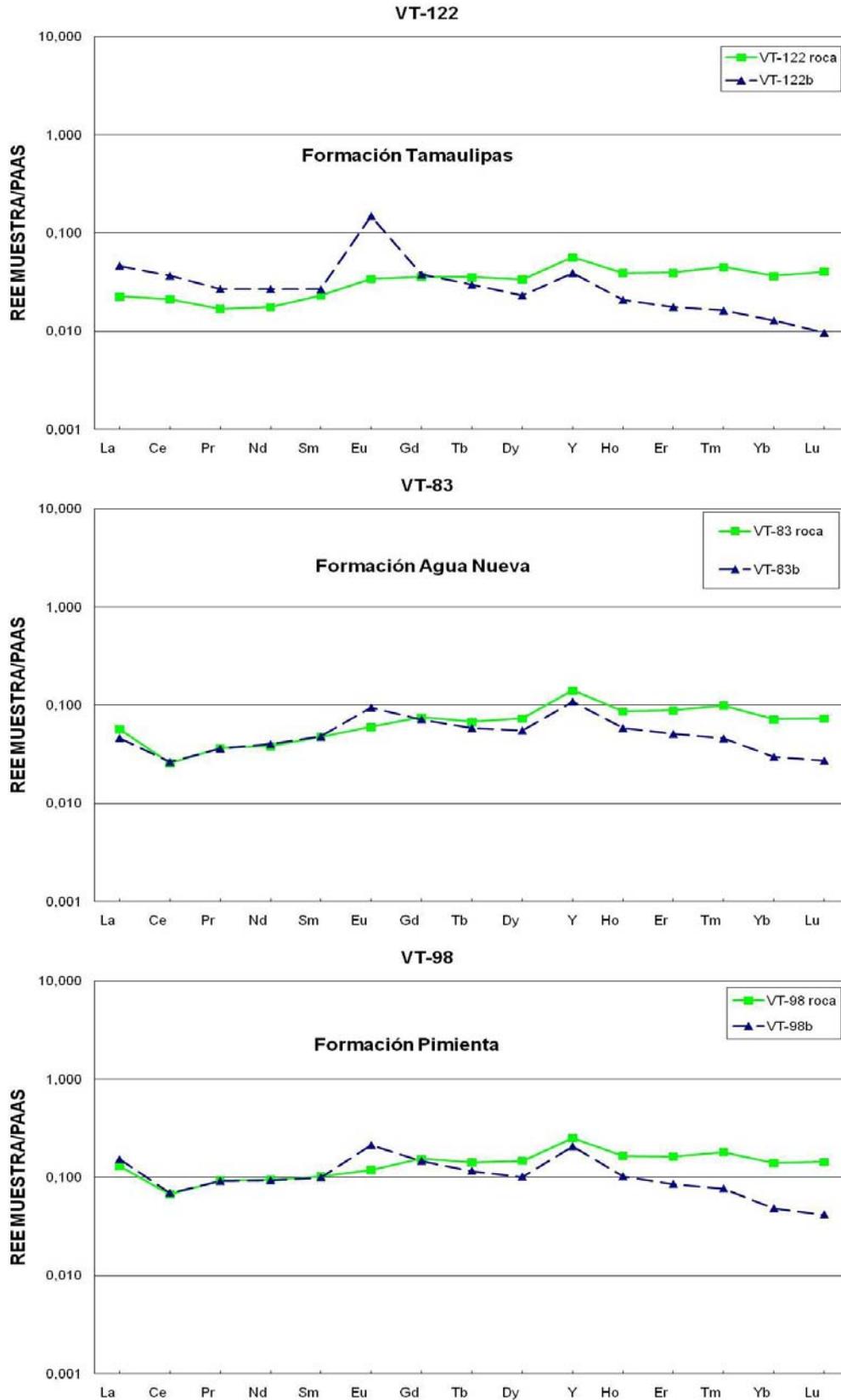


Figura 4.4 Continuación

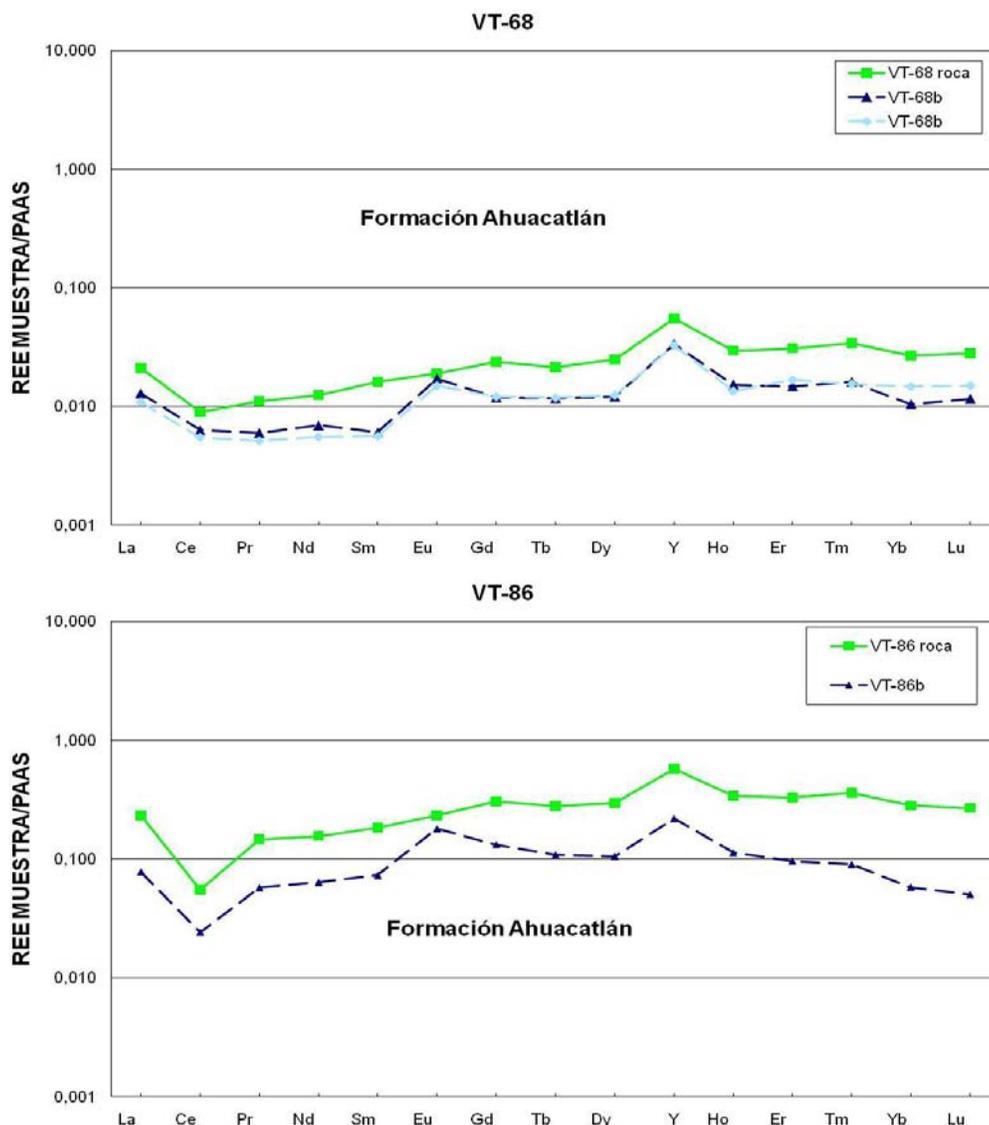


Figura 4.4 Patrones de REY en las diferentes generaciones de vetas con su respectiva roca encajonante de las diferentes Formaciones presentes en el CPCM, en donde “a” corresponde a las vetas V1, “b”: vetas V2, “c”: vetas V3 y “d”: vetas V4.

4.3.1.3. Anomalías de Europio en vetas

En general, los REE y el Y (referido como REY) de los fluidos se diferencian de los de su roca huésped en la abundancia, el patrón de tendencia de distribución y, en algunos casos, por el comportamiento de las anomalías de Ce, Eu e Y (Möller *et al.*, 2003).

Las anomalías de Ce y Eu se producen porque estos elementos pueden presentarse en distintos estados de oxidación (el europio se reduce de Eu^{+3} o Eu^{+2} y el cerio se oxida de Ce^{+3} a Ce^{+4}) y ello implica que cuando alguno de estos elementos no se encuentran en el estado trivalente, valencia común al resto de tierras raras, se producen fraccionamientos relativos o anomalías, las cuales sirven como indicadores de las condiciones redox del fluido porque señalan las condiciones de fugacidad del oxígeno ($f\text{O}_2$) del medio fluido del cual precipitó el mineral.

Las anomalías de Eu probablemente están controladas por el contenido de Eu en la roca encajonante con los fluidos con los que están reaccionando, así como el estado de oxidación del fluido. Cuando $f\text{O}_2$ es baja (reduciendo del ambiente), se presenta una anomalía positiva de Eu y el Eu^{+2} sustituye más fácil al Ca (Sr) que el Eu^{+3} en los minerales, determinando anomalías positivas de Eu.

Las variaciones de Eu/Eu^* en la precipitación de calcita de vetas de un fluido será dependiente de la localización y grado de interacción roca-fluido, como también el estado de oxidación del fluido (Barker, *et al.*, 2006). Ya que la anomalía de Eu en la roca encajonante pasa a positiva en la veta, suponemos que el enriquecimiento relativo de éste elemento puede relacionarse con un cambio importante en las condiciones redox del fluido. Por lo tanto, en la formación de las vetas el Eu^{+3} pasa a Eu^{+2} indicando que el fluido se encontraba en condiciones reductoras al momento de la precipitación de la veta. Algunos autores sugieren que las anomalías positivas de Eu se originan de fluidos que han experimentado temperaturas por arriba de 250°C (Bau y Möller, 1992), ascendiendo de fuentes externas a gran profundidad. Para las vetas de los grupos V1, V2 y V3 es imposible este principio debido a que presentan un patrón de bajo de REY y su temperatura de formación es de baja a media ($120\text{-}150^\circ\text{C}$). Por lo tanto, el cálculo termodinámico de las condiciones de formación para las anomalías de Eu propuesto por Sverjensky (1984) indica que si el Eu en el fluido esta como Eu^{+2} (poco soluble) y entra al mineral causa una anomalía positiva en la vetas y determinará la formación de anomalías negativas de Eu en la solución.

5. ISÓTOPOS ESTABLES

En este capítulo, se presentarán y discutirán los datos obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los sistemas monominerales (calcita) de las diferentes generaciones de vetas y roca encajonante, con el fin de caracterizar la interacción fluido/roca que ocurre en los carbonatos durante el flujo de fluidos de los 4 elementos paleogeográficos presentes en la zona de estudio.

En primer lugar, se mostrarán las composiciones isotópicas de las rocas analizadas, las cuales servirán como punto de partida para examinar el potencial de las trayectorias de los fluidos y así detectar cambios en el intercambio isotópico con los fluidos derivados local o externamente. Para esto, dos modelos son considerados:

1. Si la veta presenta valores isotópicos similares a la roca ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$)_{veta} \approx ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$)_{roca}, se asume equilibrio isotópico entre los dos componentes y consecuentemente se expresa que cualquier mineralización secundaria de este fluido será isotópicamente indistinguible de la roca, siempre y cuando la temperatura de disolución y cristalización sean idénticos (Burkhard & Kerrich, 1988). Estos pueden algunas veces

ser distinguidos por el conocimiento del valor isotópico precursor de rocas similares no afectadas por el equilibrio isotópico con un fluido (Valley, 1986).

- En cambio, si la veta presenta composiciones isotópicas diferentes a la roca ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$)_{veta} \neq ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$)_{roca}, se establece que no existió un equilibrio isotópico entre la roca y veta y por lo tanto es consistente pensar que el fluido de la veta fue originado de rocas o regiones con diferente composición o de la misma roca a diferentes temperaturas y presiones.

5.1. Resultados

Los resultados de las mediciones de isótopos de estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ tanto de vetas como de roca encajonante se muestran en la figura 5.1 y tabla 6.

En general, todos los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían entre -14,89‰ y -2,9‰ mientras que los de $\delta^{13}\text{C}$ varían entre -5,38‰ y 3,97‰, todos los datos se reportan en VPDB.

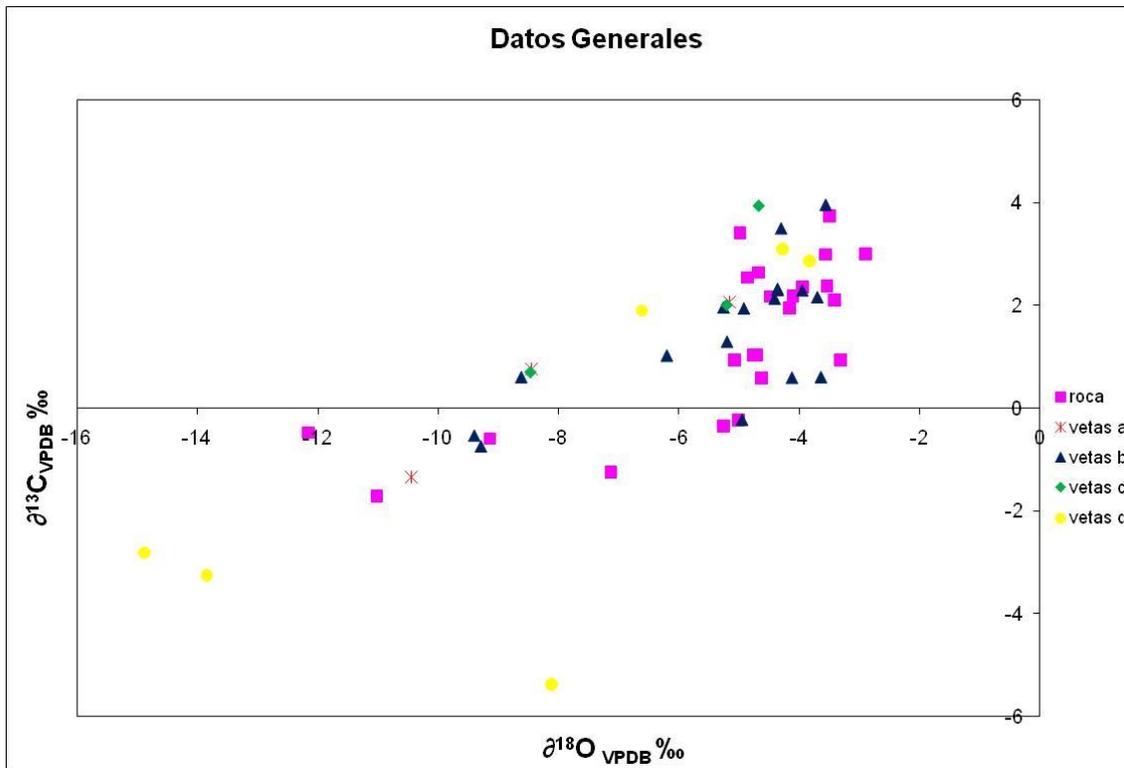


Figura 5.1 Diagrama de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las vetas de calcita y roca encajonante, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían entre -14,89‰ y -2,9‰ y los de $\delta^{13}\text{C}$ entre -5,38‰ y 3,97‰ VPDB.

Para clasificar mejor las muestras y conocer un poco más sobre su procedencia se utilizó la ecuación propuesta por Keith y Weber (1964), donde:

$$Z = a(\delta^{13}\text{C} + 50) + b(\delta^{18}\text{O} + 50); \quad a = 2.048 \text{ y } b = 0.498$$

Las calizas con valores de $Z > 120$ son consideradas de origen marino, mientras que los valores de $Z < 120$ son clasificadas como calizas de agua dulce o influenciadas por aguas meteóricas.

5.1.1. Rocas Encajonantes

Se tomó un total de 22 análisis de roca encajonante. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se encuentran en el rango de -12,16‰ a -2,9‰ VPDB y para $\delta^{13}\text{C}$ entre -1,71 y 3,97‰ VPDB. Estos valores isotópicos corresponden al rango establecido para carbonatos marinos de edad Jurásica y Cretácica (Veizer & Hoefs, 1976) y también, como se observa en la figura 5.2, caen dentro del rango de los carbonatos marinos establecido por Hudson (1977) y Veizer (1983).

Todas las rocas presentan valores de Z mayores a 120 lo que indica que preservan su firma isotópica marina original.

El promedio para los valores de las composiciones isotópicas de las rocas es de $-5,23 \pm 1,5$ (1 σ) para $\delta^{18}\text{O}$ y de $1,36 \pm 2,35$ (1 σ) para $\delta^{13}\text{C}$, estos datos son consistentes con los valores isotópicos promedios reportados por Keith & Weber (1964) para rocas carbonatadas. ($\delta^{18}\text{O} \approx -5.25\text{‰}$ y $\delta^{13}\text{C} \approx 0,56$).

5.1.2. Sistemas Roca-Veta

Se realizaron 29 mediciones de isótopos estables (C y O) para los diferentes grupos de vetas, distribuidos de la siguiente forma: 3 análisis para vetas de la primera generación (V1), 17 para vetas de la segunda generación (V2), 3 para vetas de la tercera generación (V3) y por último, 6 análisis para la 4 generación (V4).

El rango de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ para los 4 grupos de vetas se presentan continuación:

Grupo	Rango $\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Rango $\delta^{13}\text{C}$ (‰)
V1	-10,44 a -5,15	-1,34 a 2,07
V2	-9,40 a -3,56	-0,53 a 3,97
V3	-8,46 a -4,11	0,7 a 3,94
V4	-14,29 a -3,82	-5,38 a 3,11

Tabla 1. Rango de valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ para vetas de calcita

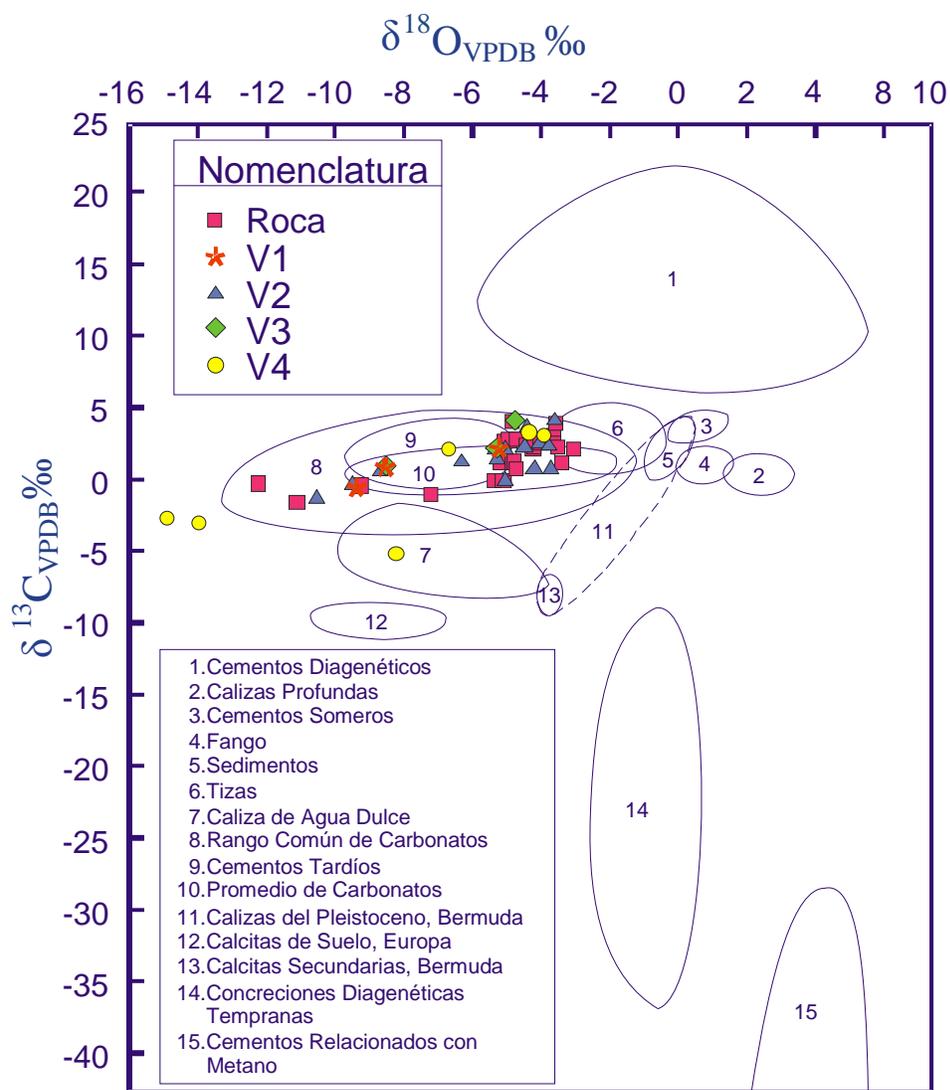


Figura 5.2 Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ para las rocas y vetas del CPCM. Se observa que la mayoría de las muestras cae en el rango de carbonatos sedimentarios (Hudson, 1977)

En general, los grupos de vetas V1, V2 y V3 no muestran una diferencia significativa en los valores isotópicos con respecto a su roca huésped, observándose un pequeño grado de variabilidad no superior al 0,95 ‰ en la mayoría de los sistema roca-veta (ver ΔC y ΔO , Tabla 6). Lo contrario sucede con las vetas posteriores a la deformación (V4), las cuales reportan valores diferentes de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ respecto a la roca. Las variaciones isotópicas de los diferentes sistemas roca-vetas se presentan en la figura 5.3

Los valores de Z en todos los grupos de vetas son superiores a 120, excepto para tres muestras (VT-14d, 19d y 113d) que registran $Z < 120$ y las cuales corresponden al grupo V4, indicando así que la composición del fluido que las formó puede tener un componente de agua dulce o meteórica (Madhavaraju *et al.* 2004)

Todas las vetas V1, V2 y V3 caen dentro del campo de rango común y promedio de carbonatos (Figura 5.2). Pero las muestras del grupo V4 registran variaciones significativas entre ellas; así las vetas VT-18d1 y 18d2 caen en el rango común de carbonatos; VT-27d en el campo de cementos tardíos; VT-19d en las calizas de agua dulce y las vetas VT-14d y 113d no caen dentro de ningún rango.

Las muestras VT-14 y 19d registran un significativo empobrecimiento de $\delta^{13}\text{C}$ con respecto a su roca encajonante.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ cercanos a 0 en las muestras VT-12b, 14b, 11b, 19 a, 19b, 19c, 122b y 25a, indican que el carbono es derivado del poro de agua inicial y no es derivado de material orgánica. También, en algunos casos podemos ver que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en las vetas VT-11b, 18c, 18d1, 18d2, 19a, 19b, 19c, 68b, 68c, 98b, 114b y 122b muestran un aumento (generalmente insignificante) con respecto a su roca encajonante, y esto se relaciona con la incorporación de materia orgánica en las vetas, mientras que en otros casos donde hay una disminución de $\delta^{13}\text{C}$ (VT-12b, 14b, 14d, 18a, 18b, 25a, 27b, 27c y 27d) y se relaciona con la descomposición de materia orgánica (Deines *et al.*, 1974; Hudson, 1977).

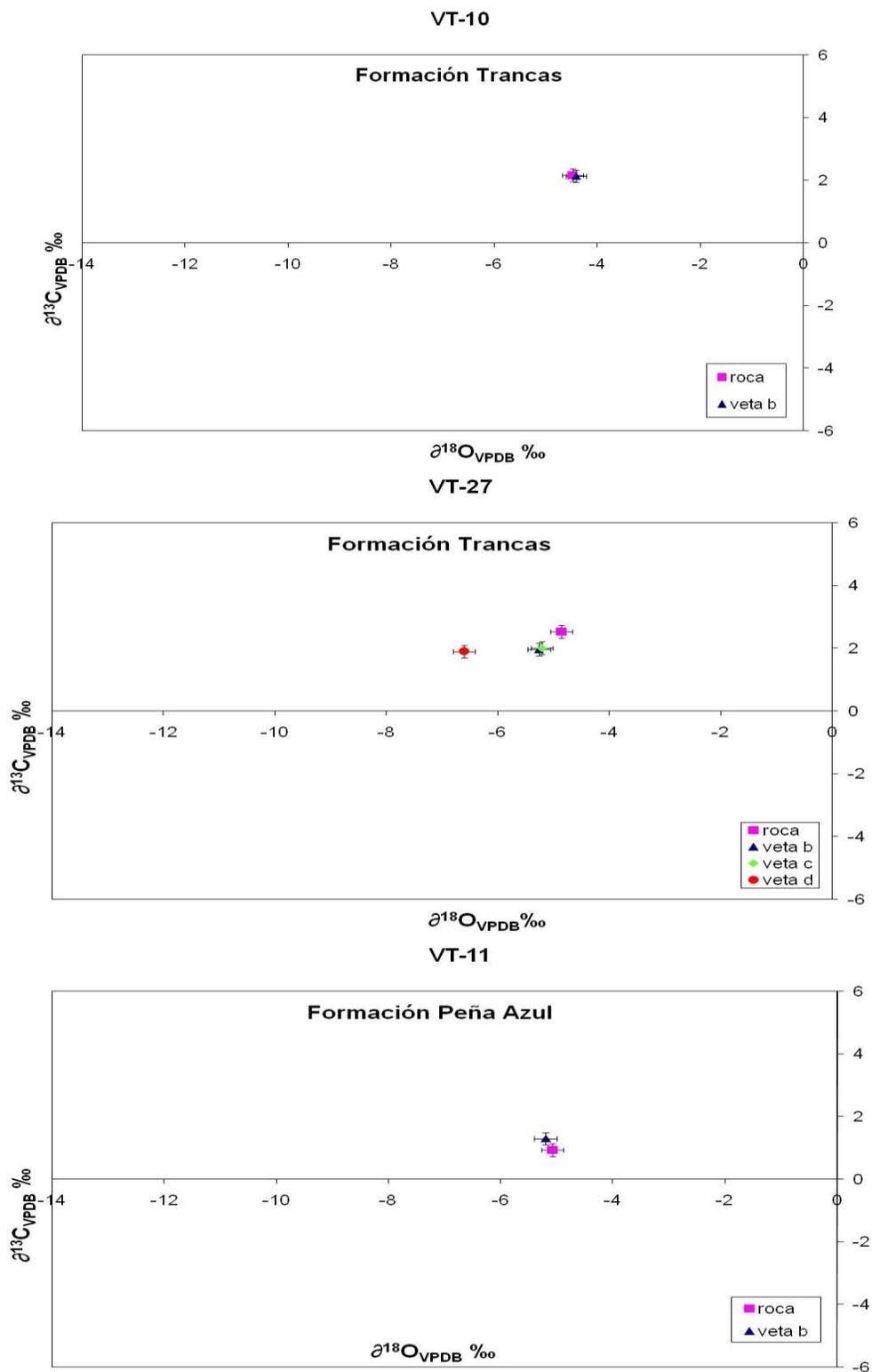


Figura 5.3 Comparación de los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las vetas de calcita con su respectiva roca encajonante en distintos afloramientos de la zona, se observa similitud en los valores obtenidos. (V1 se muestran como asterisco, V2 en triángulo, V3 en rombo y V4 como círculo)

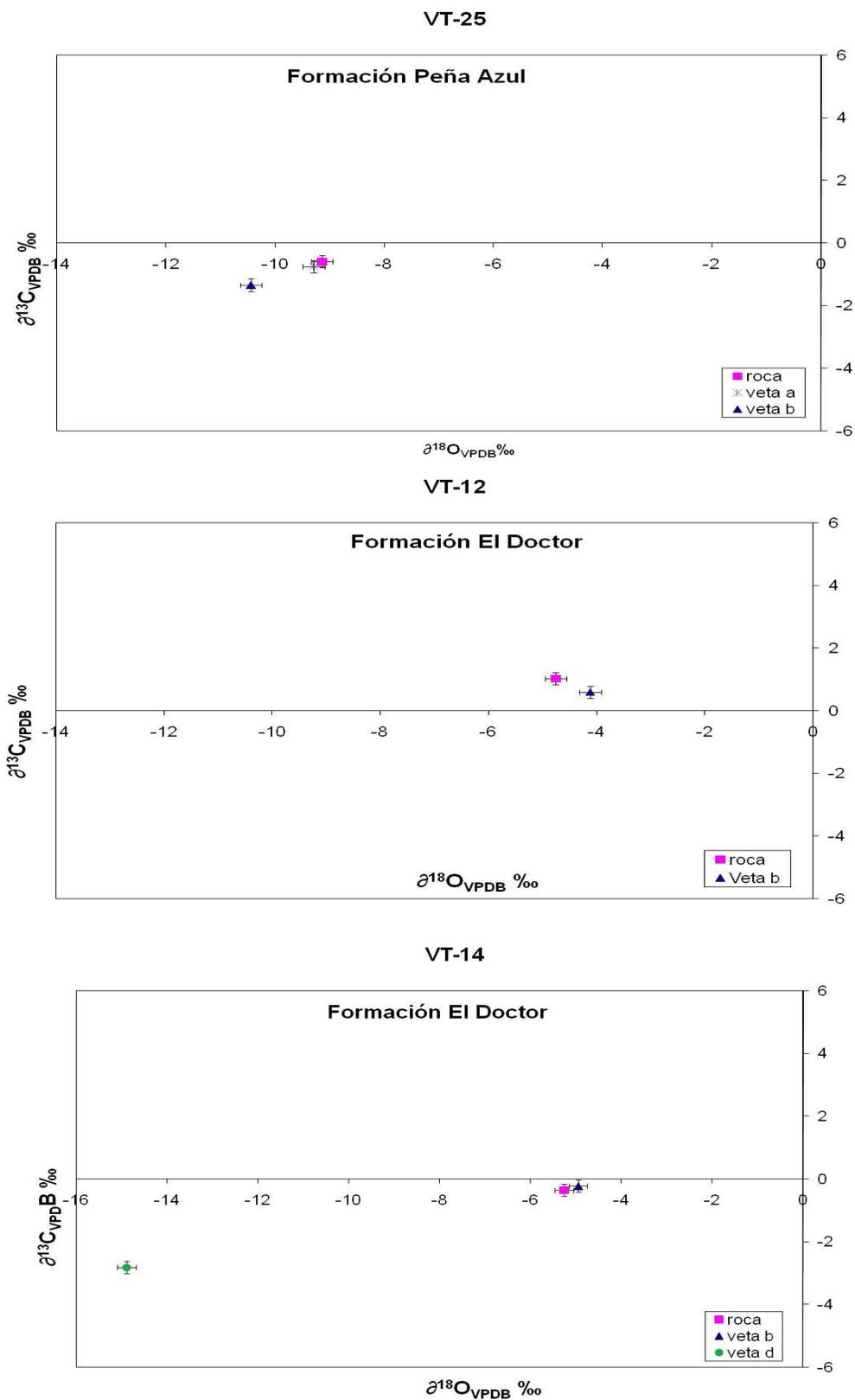


Figura 5.3 Continuación.

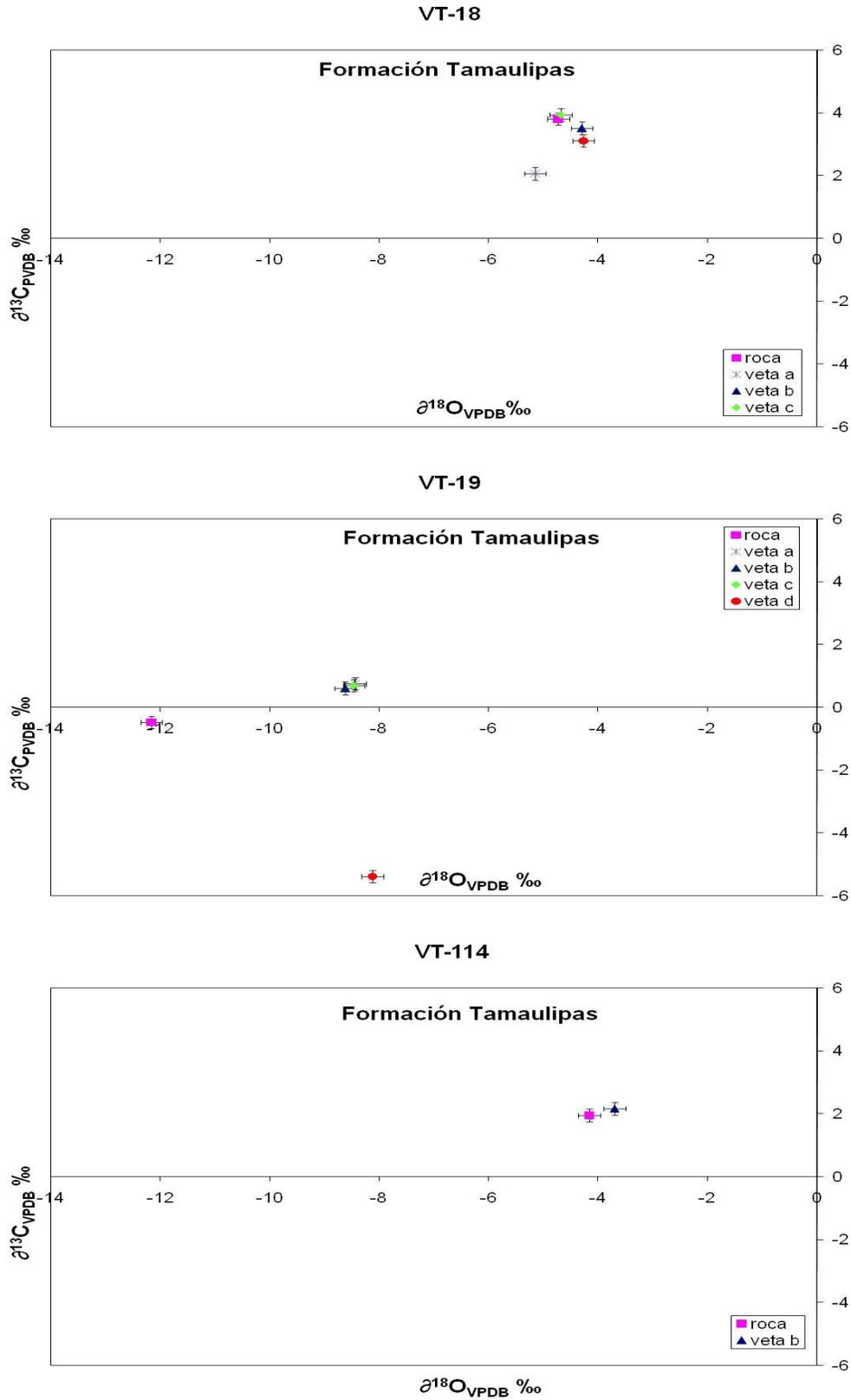


Figura 5.3 Continuación

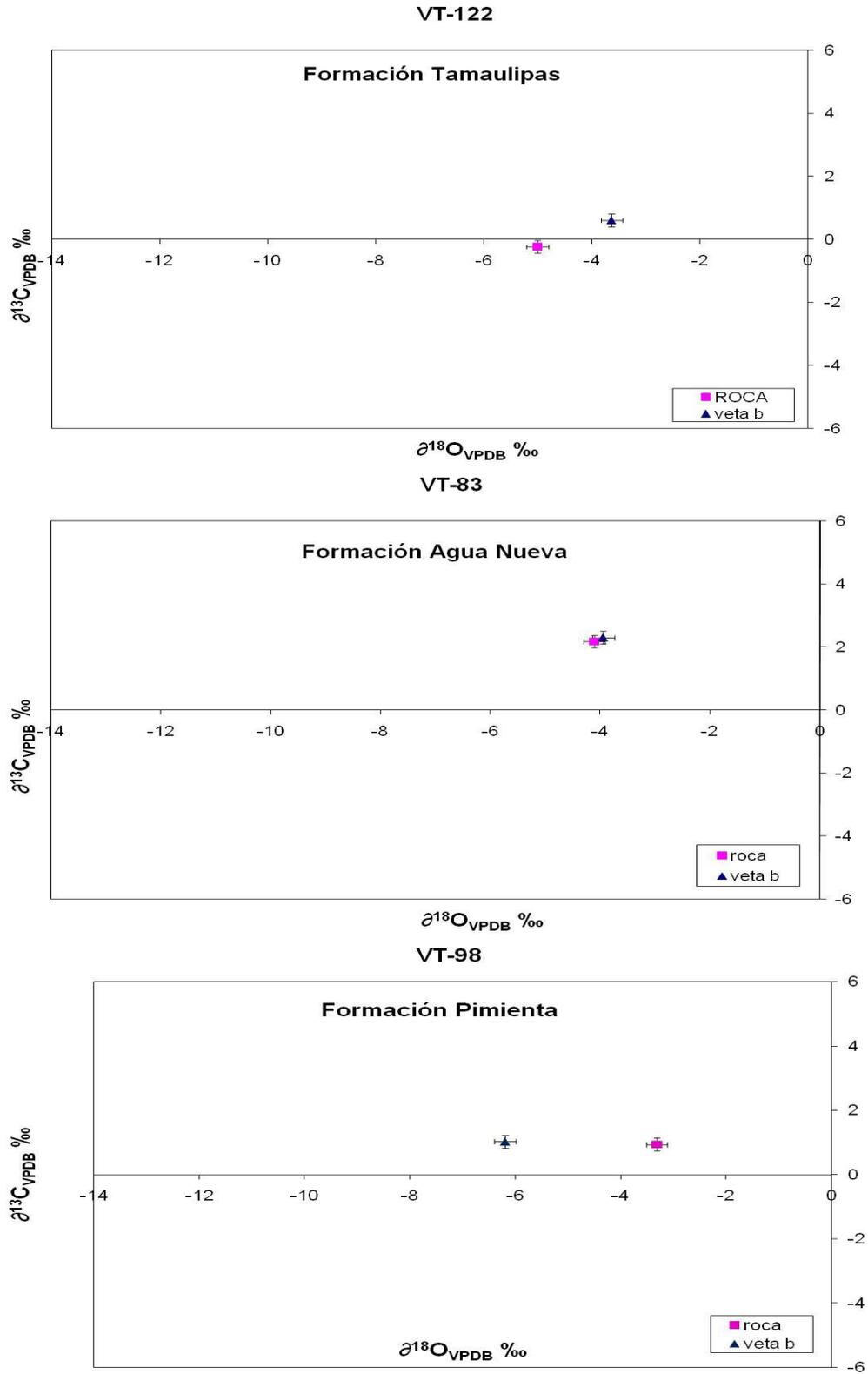


Figura 5.3 Continuación

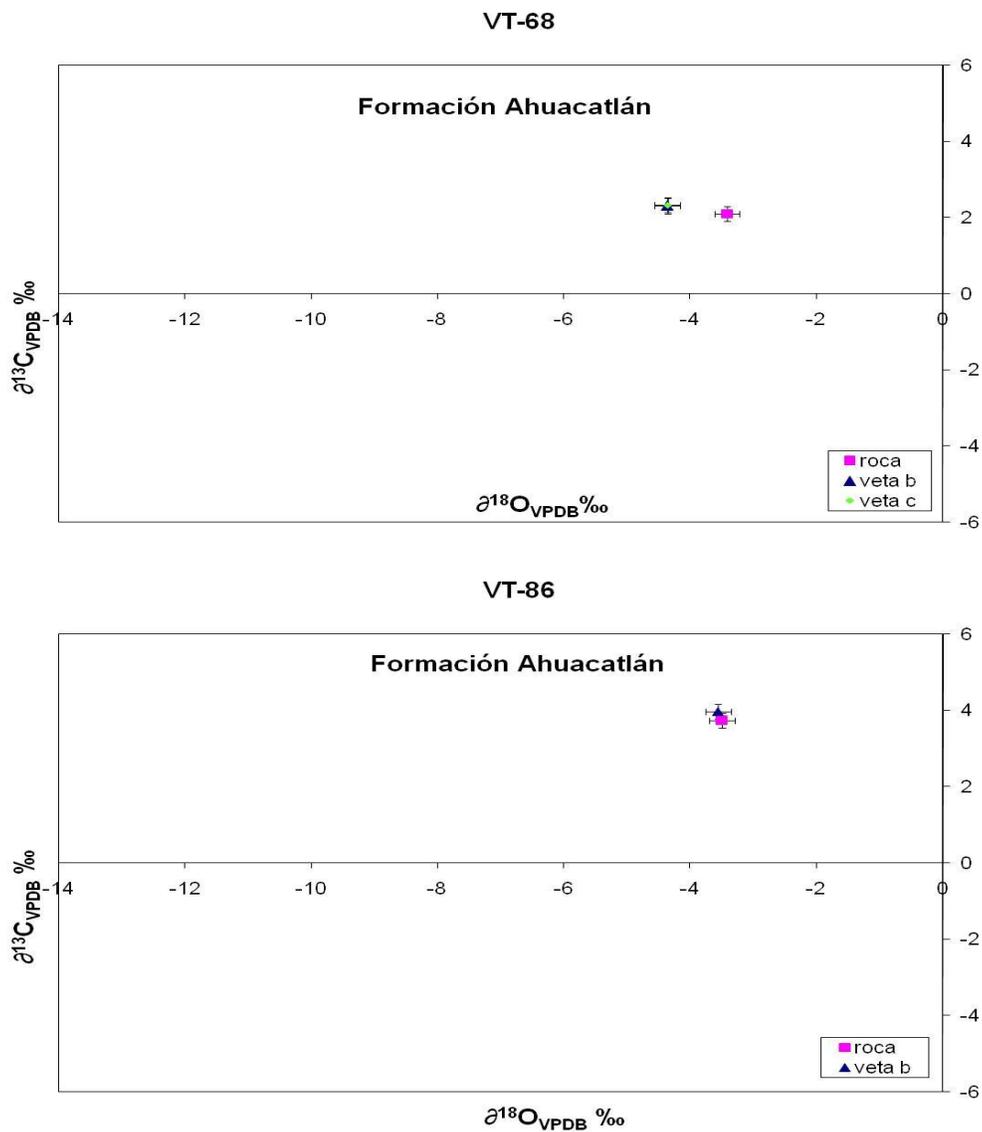


Figura 5.3 Comparación de los datos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ de las vetas de calcita con su respectiva roca encajonante en distintos afloramientos de la zona, se observa similitud en los valores obtenidos. (V1 se muestran como asterisco, V2 en triángulo, V3 en rombo y V4 como círculo)

6. ISÓTOPOS DE ESTRONCIO (Sr)

El uso de los isótopos de Sr en este trabajo, proporciona información acerca de la química de la fuente del fluido y/o cambio isotópico a lo largo de las trayectorias del fluido durante la formación de las diferentes generaciones de vetas de calcita a lo largo del CPCM. Así, comparando la composición isotópica de Sr de las vetas y de las rocas encajonantes nos permite evaluar si es posible que las vetas de calcita se hallan formado a partir de material local (sistemas cerrados), o si se formaron por fluidos provenientes de fuentes externas (sistemas abiertos, McCaig *et al.*, 1995). También, podremos establecer una edad aproximada para las rocas comparando los valores obtenidos de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con la curva de variación del Sr marino con el tiempo (Burke *et al.*, 1982).

6.1. Resultados

Doce muestras correspondientes a la Cuenca Zimapán, Banco El Doctor y la Cuenca Tampico-Misantla fueron analizadas para obtener su composición isotópica de Sr. Las muestras

incluyen resultados de 5 muestras de roca total, 5 muestras de vetas de la segunda generación (V2), 1 muestra de veta de tercera generación (V3) y 1 muestra de veta de 4 generación (V4).

Los resultados de las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, se muestran en la Tabla 2. y varían entre 0.707367 y 0.707749. El rango de estos valores es consistente con la relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el agua marina del Cretácico: 0.7073-0.7078 (DePaolo & Ingram, 1985; Jones *et al.*, 1994; McArthur, 2001), como se observa en la figura 6.2.

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para roca encajonante varían entre 0.707367 y 0.707558; para las vetas tipo V2 entre 0.707433 y 0.707562; para la muestra de V3 el valor corresponde a 0.707485 y por último, para la veta tipo V4 es de 0.707749.

Estructura	Muestra	Tipo	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$1\sigma_{\text{abs}}$	2 SE	Edad (Ma) ¹
Cuenca Zimapán	VT-11	Roca	0,707423	± 38	10	130.05 +3.23/-3.32
	VT-11b	V2	0,707491	± 37	10	
Banco El Doctor	VT-12	Roca	0,707469	± 37	10	123.91 +2.98/-2.68
	VT-12b	V2	0,707495	± 35	9	
	VT-14	Roca	0,707558	± 39	10	76.89 +2.47/-1.86
	VT-14b	V2	0,707562	± 37	10	
	VT-14d	V4	0,707749	± 38	10	
Cuenca Tampico-Misantla	VT-68	Roca	0,707388	± 37	11	119.03 +2.23/-1.67
	VT-68b	V2	0,707448	± 37	10	
	VT-68c	V3	0,707485	± 39	11	
	VT-86	Roca	0,707367	± 39	11	118.21 +1.66/-1.65
	VT-86b	V2	0,707433	± 33	9	

Tabla 2. Valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las distintas vetas de calcita y roca encajonante (caliza). Los valores ($1sd = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $2 SE(M) = 2\sigma_{\text{abs}}/\text{raiz } n$. ¹Edad calculada por “Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3” McArthur *et al.*, 2001.

En todos los sistemas roca-vetas sintectónicas se observa que aunque las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las vetas son ligeramente más altas o radiogénicas que su roca encajonante, los valores no muestran una diferencia significativa entre sí. A excepción de la muestra *VT-14d*, la cual corresponde a una veta tardía (V4), y ésta presenta un valor sustancialmente más alto que su roca huésped (Figura 6.1y 6.2).

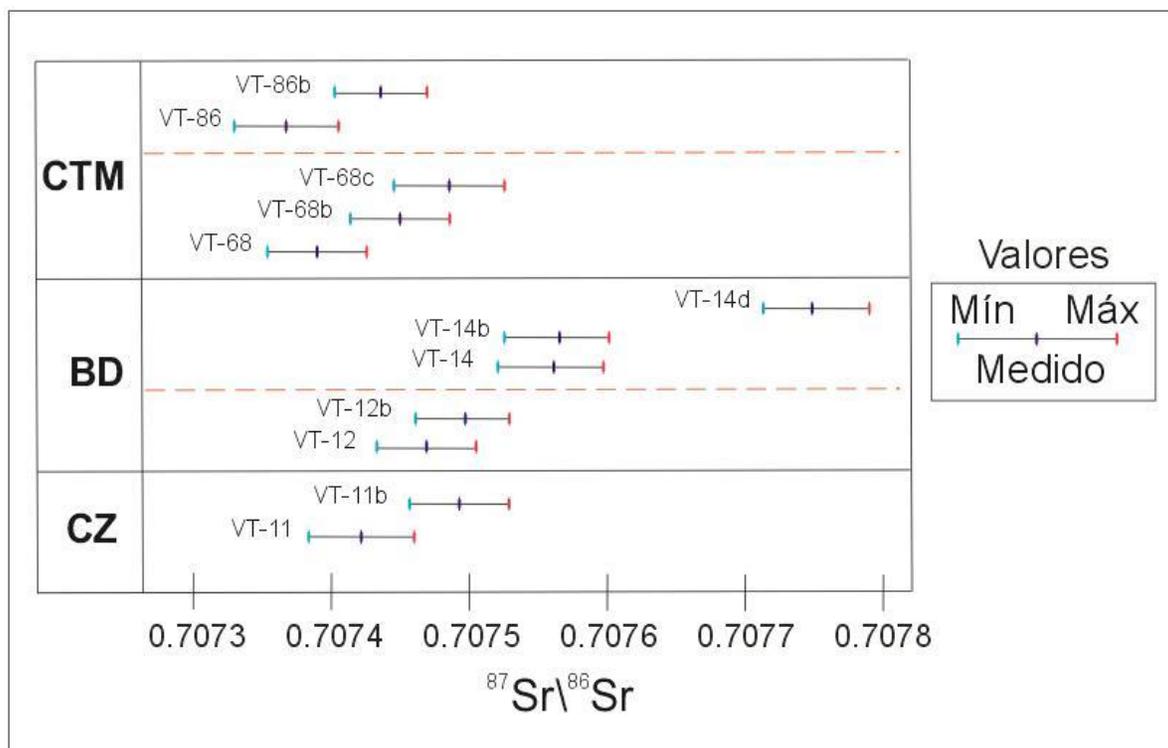


Figura 6.1. Relación de los valores obtenidos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para cada muestra en el LUGIS con su correspondiente error analítico. CZ: Cuenca Zimapán, BD: Banco El Doctor y CTM: Cuenca Tampico Misantla.

Respecto a las edades calculadas, la mayoría de los datos de rocas son consistentes con la estratigrafía como se puede ver en la figura 6.2. Para el cálculo de edades se usó la base de datos “*Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3*” construida por McArthur *et al.*, 2001.

Para la muestra correspondiente a la Cuenca Zimapán se obtuvo una edad de 130.1 Ma para la Formación Trancas, la cual, de acuerdo a la literatura, registra una edad del Kimmeridgiano-Barremiano.

Para el Banco el Doctor, las muestras analizadas corresponden a la Formación el Doctor. La edad obtenida para la muestra VT-12 es de 123.9 Ma, la cual cae en el rango de edad Aptiano-Cenomaniano registrada para dicha formación; mientras que para la muestra VT-14 se obtiene una edad de 76.9 Ma correspondiente al Campaniano. Sin embargo, este dato no concuerda con el estudio estratigráfico de la Formación El Doctor que confirma una edad mínima del Cenomaniano. Ésto nos induce a pensar que la muestra se vio afectada por procesos

Isótopos de Estroncio

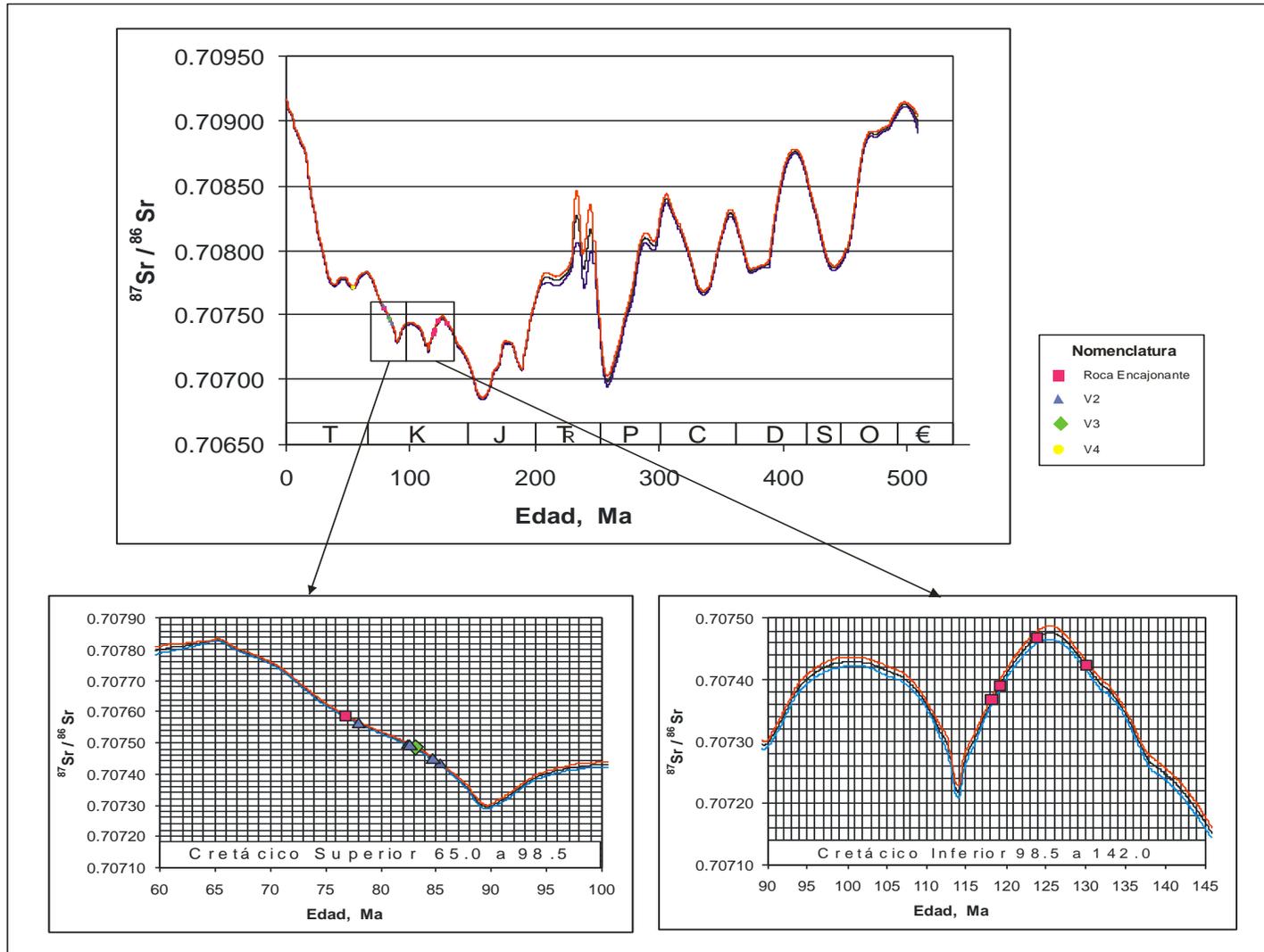


Figura 6.2. Ubicación de las distintas vetas de calcita y roca encajonante en la Curva de variación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua de mar para el Cretácico superior e inferior. Gráficas modificadas de McArthur, 2001

diagenéticos tardíos o influencia de material detrítico en esta zona del CPCM por su elevado valor isotópico de Sr, esta hipótesis se soporta con los datos obtenidos de REY (Capítulo 4).

Las muestras de la Cuenca Tampico-Misantla alcanzan una edad de 119.0 Ma para la muestra VT-68 y 118.2 Ma para VT-86, las cuales son consistentes con la edad de la Formación Ahuacatlán (Aptiano- Cenomaniano).

7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

7.1. Origen y naturaleza de fluidos

Las concentraciones de elementos mayores y traza, los patrones de REE + Y y las composiciones isotópicas de C, O y Sr sugieren que la mayoría de las rocas encajonantes analizadas en el área de estudio, se formaron en ambientes marinos (Piper, 1974; Elderfield, 1988) y han preservado su composición isotópica inicial desde el tiempo de su deposición y diagénesis (Hudson, 1977, Jones *et al.*, 1994) sin verse afectadas por los procesos de erosión y karstificación durante las últimas etapas de la Orogenia Laramide en el Cretácico Tardío e inicios del Terciario. A excepción de algunas muestras del Banco El Doctor, en las cuales su distribución de REY muestra parámetros de agua marina con influencia de material detrítico y por lo tanto no presentan las señales de calizas puras.

Los patrones de REY en los grupos de vetas V1, V2 y V3 muestran una firma de elementos traza muy similar a su roca encajonante, lo que nos lleva a sugerir que el fluido del cual precipitaron estos grupos de vetas estuvo dominado por una fuente carbonatada marina que

proviene en este caso de la misma roca encajonante o de la formación a la cual pertenecen. En las muestras *VT-10b*, *27b* y *27c*, se observan patrones de LREE similares a la roca encajonante pero algunas variaciones en HREE; por lo tanto estas vetas pueden derivarse de la roca encajonante pero presentando una cantidad sustancial de material félsico.

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las vetas de calcita V1, V2 y V3 son muy similares a los reportados para la calcita precipitada del agua marina del Cretácico (Jones *et al.*, 1994); así, la mineralización de la fuente de fluido estuvo siempre controlada por la relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua del Cretácico y por lo tanto se puede decir que la calcita de las vetas precipitó de un fluido procedente del carbonato del Cretácico. Se observa que las vetas V2 y V3 presentan relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ligeramente más altas que las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la calcita contenida en la roca encajonante, por lo tanto, es admisible pensar que el fluido de las vetas *VT-12b* y *14b* se derivó de la fracción de calcita de la roca, especialmente de las paredes de la roca (Elburg *et al.*, 2002; Hilgers & Sindern, 2005) mientras que el fluido de las vetas sintectónicas *VT-11b*, *68b*, *68c* y *86b*, fue probablemente el agua atrapada en los intersticios de las calizas del Cretácico derivada del agua marina o agua en equilibrio con sedimentos calcáreos, mostrando que existió una interacción muy limitada con fluidos radiogénicos (externos).

Los patrones de REY y los valores isotópicos del grupo de vetas V4 sugieren que estas muestras presentan variaciones significativas entre ellas, indicando que la fuente de fluido de la cual precipitaron puede variar significativamente.

Así, en las vetas *VT-14d*, *19d* y *27d* se observan patrones de REY y valores isotópicos de C, O y Sr diferentes al de la roca encajonante, lo que indica que los fluidos de estas vetas presentan una composición química diferente a los fluidos del cual se formaron los otros grupos de vetas presentes en la misma roca y por lo tanto precipitaron de una fuente de fluido externa. En el caso de las muestras *VT-18 d1* y *d2*, que presentan una composición isotópica de C–O y patrones de LREE mas o menos similares a la roca y demás vetas, sugiere que el fluido de estas vetas puede ser el mismo que las anteriores (ej.: Fuente de cuenca) pero afectado por una mezcla de fluidos con una temperatura de precipitación mayor.

Aunque es difícil precisar el origen del fluido para las vetas V4, se pueden relacionar con 4 tipos (Janssen *et al.*, 1998 y 2005): (1) Infiltración de agua meteórica, (2) mezcla de fluidos sedimentarios (agua de mar), (3) fluidos metamórficos asociados con reacciones de deshidratación y (4) disolución de componentes mágnaticos o rocas detríticas; en este caso, por los resultados obtenidos en las relaciones isotópicas de C-O nos inclinamos por el tipo de fluido (1) para las muestras VT-14d y 19d; y por el tipo (2) para las vetas VT-18d1, 18d2 y 27d que podría ser una mezcla de fluido que proviene de la disolución de componentes detríticos con rocas de otras unidades estratigráficas más viejas o jóvenes.

7.2. Grado de interacción fluido/roca

La similitud de las composiciones isotópicas entre los sistemas de vetas (V1, V2 y V3) y sus rocas encajonantes sugieren que en la mayoría de los casos los fluidos estuvieron cerca al intercambio de equilibrio entre los REY de la solución y la roca encajonante. Las concentraciones bajas de Rb, Th y Cs en las vetas comparadas con las de las calizas se deben a la disolución parcial de la roca encajonante y la ausencia de aluminosilicatos detríticos en las vetas de calcita. (Janssen *et al.*, 1998).

Las composiciones isotópicas entre los sistemas de vetas (V1, V2 y V3) y sus rocas encajonantes, sugieren que el grado de equilibrio en estos sistemas fue similar en todas las proporciones. En la mayoría de los casos, la calcita precipitó de un fluido cuya composición isotópica era amortiguada por la roca huésped (*Rock-buffering*) (Gray *et al.*, 1991; Muchez *et al.*, 1995; Kirschner *et al.*, 1995). Este amortiguamiento isotópico significa que la composición isotópica del fluido está controlada por el intercambio con la masa de la roca. En los sistemas de amortiguamiento, el carbonato de calcio rellena las fracturas, que en gran parte se originan a partir de la disolución por presión de la roca huésped (Hudson, 1977; Ramsay, 1980). En los casos, donde los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para las vetas (ej. VT-19) son ligeramente más altos que las rocas, se debe a una importante interacción del fluido con las rocas huéspedes (Kenis *et al.*, 2000).

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de estos grupos de vetas (V2-V3) y su roca encajonante también indican que el fluido se encontraba en equilibrio isotópico con la roca.

En las vetas V4, los sistemas no se encuentran en equilibrio químico/isotópico y por lo tanto el grado de interacción varía con respecto a la naturaleza del reservorio de los fluidos externos formadores de estas vetas. Por ejemplo, el fluido de la muestra *VT-14d* no se encuentra en equilibrio isotópico con su roca encajonante porque la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la veta (0.707749 ± 38) presenta un valor significativamente más alto (más radiogénico) que su roca (0.707558 ± 39). Esto significa que el fluido de la veta proviene de una fuente externa enriquecida en ^{87}Sr .

7.3. Tipo de sistema (cerrado vs. abierto)

Las características de la fuente de fluido y el grado de interacción fluido/roca permiten asumir que las vetas confinadas (V1, V2 y V3) se comportan como sistemas cerrados debido a que se encuentran en equilibrio químico/isotópico con su roca encajonante (Burkhard & Kerrich, 1988), presentando las vetas valores similares con respecto a la roca de REY, C, O y Sr.

Dado que algunas de las rocas pueden poseer un pequeño grado de variabilidad en su composición isotópica, las pequeñas diferencias entre las vetas y sus matrices no son necesariamente significativas en comparación con los sistemas abiertos (Oliver, 1996). Por lo tanto, las vetas de calcita de las tres primeras generaciones (V1, V2 y V3) se formaron cerca al equilibrio isotópico con su roca encajonante bajo condiciones de sistema cerrado (Burkhard & Kerrich, 1988)

En cambio, las vetas no confinadas (grupo V4) se comportan como sistemas abiertos porque no existe un equilibrio químico entre las vetas y las rocas encajonantes, y no muestran una relación entre sí. Por otro lado, las variaciones isotópicas del grupo de vetas V4 con respecto a su roca, indican que el fluido no estaba en equilibrio con las rocas, comportándose así como sistemas abiertos. Esto corresponde a las observaciones de campo que indican vetas no confinadas

7.4. Trayectoria del Fluido

La formación de las diferentes generaciones de vetas en el CPCM se originó por el mecanismo de disolución por presión de la roca huésped. (Ramsay, 1980), siendo el carbonato de calcio el principal material de relleno en las vetas.

El transporte de masa en las vetas V1, V2 y V3 ocurre a escala local y por lo tanto el mecanismo de transporte del material se da por difusión. El movimiento del material es relativamente lento y viaja distancias cortas (cm-dm), por tal motivo es típicamente asociado con sistemas cerrados de crecimiento de vetas y con la porosidad y/o gradientes de presión de la roca encajonante.

Por otro lado, las vetas tardías (V4) precipitaron de un fluido con una composición diferente al fluido presente en la roca huésped; indicando que en la interacción fluido-roca no se presentó un equilibrio químico y por lo tanto hubo cambios en la trayectoria del fluido durante la deformación (Barker *et al.*, 2006), estos cambios se pueden asociar con las cabalgaduras principales del CPCM, las cuales sirvieron como conductos de fluidos a gran escala y tal vez estas vetas pueden relacionarse con el mecanismo de transporte por advección, debido a que el material es transportado rápidamente a través de distancias largas (de m a km) y a velocidades altas.

7.5. Conclusiones

- Las vetas que se observan en el sector central del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) entre las ciudades de Vizarrón-San Joaquín-Tamazunchale, están asociadas a la deformación Laramide, con excepción de la última generación, asociadas a un evento post orogénico.
- Las similitudes geoquímicas entre la roca encajonante y las tres generaciones de vetas (sin orogénicas) se manifiestan en elementos trazas, elementos de tierras raras (REE) e isótopos de C, O y Sr. Esta similitud demuestra un origen local para fluidos asociados a la deformación, lo cual es apoyado por datos geológicos como la naturaleza confinadas de las vetas así como la evidencia petrográfica de los procesos de disolución por presión/reprecipitación; indicando que no importa que tan evolucionados se encuentren los pliegues laramidicos estos siguen registrando su historia primordial de deformación.

- Por otra parte, las vetas subvetriales no confinadas de la última generación exhiben claras diferencias tanto geoquímicas como isotópicas por lo que sugieren un origen externo de los fluidos quizás asociado a la infiltración de agua meteórica y/o mezcla de fluidos sedimentarios (agua de mar).

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Anderson, T. H. & Schmidt, V.A., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America Bulletin*, vol.94, no.8, pp.941-966.

Anderson, T. H. & Silver, L., 2005. The Mojave-Sonora Megashear; field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis. *Geological Society of America, Special Paper*, vol.393, pp. 1-50.

Armstrong, R.L., 1968. Sevier orogenic belt in Nevada-Utah. *Bulletin Geological Society America*. 79, pp. 429.

Badertscher, N.PP.; Abart, R.; Burkhard, M.; McCaig, A.M., 2002. Fluid flow pathways along the Glarus overthrust derived from stable and Sr-isotope patterns, *American Journal of Science*, 302, pp.517-547

Banner, J. L., and Hanson G.N., 1990, Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, pp. 3123

Barker Shaun L.L., Cox S.F., Eggins S.M., Gagan M. K., 2006. Microchemical evidence for episodic growth antitaxial veins during fracture-controlled fluid flow. *Earth and Planetary Science Lett.*250, pp. 331-344

Barnaby, R.J. and J.D. Rimstidt., 1989. Redox conditions of calcite cementation interpreted from Mn and Fe contents of authigenic calcites. *Bulletin Geological Society America* 101, pp.795-804

Bau M. and Möller PP., 1992. Rare earth element fractionation in metamorphic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Mineral. Petrol.* 45, pp.231-246

Bau, M. and Dulski, PP., 1995. Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, pp.213-223.

Bau, M., 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123, pp. 323-333.

Behrmann, J., 1991. Conditions for hydrofracture and the fluid permeability of accretionary wedges. *Earth and Planetary Science Lett.*107, pp. 550-558.

Bons PP. and Jessell M.W., 1997. Experimental simulation of the formation of fibrous veins by localized dissolution-precipitation creep. *Mineralogical Magazine*. 61, pp.53-63

Bons PP., 2000. The formation of veins and their microstructures: *Journal of the Virtual Explorer*. Vol. 2. January-2006. <http://virtualexplorer.com.au/2000/volume2/www/contribs/bons/index.html>

Bons, P.D.2001. Development of crystal morphology during unitaxial growth in a progressive widening vein. The numerical model. *Journal of Structural Geology*, Vol. 23, pp. 865-872

Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F. and Otto, J.E., 1982. Variation of seawater Sr^{87}/Sr^{86} throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10, pp. 516-519.

Burkhard, M., Kerrich, R., 1988. Fluid regimes in the deformation of the Helvetic nappes, Switzerland, as inferred from stable isotope data. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, pp.416-429.

Burkhard, M., Kerrich, R., Maas, R., Fyfe, W.S., 1992. Stable and Sr-isotope evidence for fluid advection during thrusting of the Glarus nappe (Swiss Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.* 112, pp. 293-311.

Referencias Bibliográficas

- Burkhard, M., Kerrich, R., 1990. Fluid–rock interactions during thrusting of the Glaurus nappe — evidence from geochemical and stable isotope data. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, pp.77–82.
- Campa Uranga, Maria Fernanda, 1985. The tectonostratigraphic terranes and the thrust belt in Mexican territory. In: Howell, David G; Jones, David L; Cox, Allan; Nur, Amos M. (eds.) *Stanford University Publications, Geological Sciences*, 18, pp.44-46.
- Campa, Maria Fernanda; Coney, Peter J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.20, no.6, pp.1040-1051.
- Cantú-Chapa, A., 1971. La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro-Este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3, pp. 17-40.
- Caron M., 1985. Cretaceous planktic foraminifera, in Bolli, H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K., eds., *Plankton stratigraphy*: Cambridge University Press, p. 17-86
- Carpenter S. J., Lohmann K. C, Holden P., Walter L. M., Huston T., and Halliday A. N., 1991. $\delta^{18}\text{O}$ values, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Sr/Mg ratios of Late Devonian abiogenic marine calcite: implications for composition of ancient seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, pp. 1991-2010
- Carrillo-Bravo, J., 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 12(5-6), pp.1–73.
- Carrillo-M, Miguel; Valencia I, Juan Jose; Vazquez, Mario E., 2001. Geology of the southwestern Sierra Madre Oriental fold-and-thrust belt, east-central Mexico; a review: *AAPG Memoir*, vol.75, pp.145-158.
- Carrillo-Martínez, M., 1989, Structural analysis of two juxtaposed Jurassic lithostratigraphic assemblages in the Sierra Madre Oriental fold belt of central Mexico, *Geofísica Internacional*, vol. 28-5, pp. 1007- 1028.
- Carrillo-Martínez, M., 1990, Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental entre Peñamiller y Jalpan, Estado de Querétaro, UNAM, *Revista del Instituto de Geología*, vol. 8, pp. 62-70.
- Carrillo-Martínez, Miguel., 1998. Hoja Zimapán 14Q-e(7); resumen de la geología de la hoja Zimapán, estados de Hidalgo y Querétaro. Hoja Zimapán 14Q-e(7); Resumen de la geología de la hoja Zimapán, Estados Hidalgo and Querétaro: *Carta Geológica de México, Serie de 1: 100,000*, vol.24, 32 pp.
- Carrillo-Martínez, Miguel; Velázquez-G, Graciela; Cepeda-Dávila, Leovigildo., 1986. Contribución al estudio petrográfico y químico de areniscas del Jurásico superior, Estados de Querétaro e Hidalgo: *Revista Instituto de Geología*, vol.6, no.2, pp.269-271
- Cartwright I., Buick IS., 2000. Fluid generation, vein formation and the degree of fluid-rock interaction during decompression of high pressure terranes: the Schistes Lustrés, Alpine Corsica, France. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 607-24,
- Cartwright, I., Valley, J.M., Hazelwood, A.M., 1993. Resetting of oxybarometers and oxygen isotope ratios in granulite facies orthogneisses, Adirondack Mountains. New York. *Contrib. Mineral. Petrol.* 113, pp. 208-225.
- Cerling, T.E., 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth and Planetary Science Lett.* 71 pp. 229–240.
- Chow, N., Morad, S., and Al-Aasm, I.S., 1996. Origin or authigenic carbonates in Eocene to Quaternary sediments from the Arctic Ocean and Norwegian-Greenland Sea. In Thiede, J., Myhre, A.M., Firth, J.V., Johnson, G.L., and Ruddiman, W.F. (Eds.), *Proc. ODP, Scientific Results*, 151: College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 415–435.

Cosgrove, J. W., 1993. The interplay between fluids, folds and thrusts during the deformation of a sedimentary succession. *Journal of Structural Geology* 15, pp.491-500.

Craig H, Gordon L.I., 1965. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. *In* E Tongiorgi, ed, *Proceedings of a Conference on Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Spoleto, Italy, pp. 9-130

Craig, H., 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen correction factors for mass spectrometric analysis for carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12, pp. 133-149.

Davis, H G. & Reynolds, J. S., 1996. *Structural Geology of rocks and regions*. John Wiley and sons, EUA, 779 pp.

De Cserna, Z., 1971, Development and structure of the Sierra Madre Oriental of Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 3(6), pp. 377-378.

Deines, PP., Langmuir, D., and Harmon, R.S., 1974. Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, pp. 1147-1164.

DePaolo, D.J., Ingram, B.L., 1985. High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science* 227, pp.938-941.

DeRos, L.F., Morad, S., AlAasm, I. S., 1997. Diagenesis of siliciclastic and volcanoclastic sediments in the Cretaceous and Miocene sequences of the NW African margin. *Sedimentary Geology*. 112, pp. 137-156

Dietrich, D., McKenzie, J.A. and Song, H., 1983. Origin of calcite in syntectonic veins as determined from carbon isotope ratios. *Geology*, 11, pp. 547-551.

Durney D. W., Ramsay J., 1973. *Incremental strains measured by syntectonic crystal growths, Gravity and Tectonics*, Wiley, New York

Durney, D. W., 1972. Solution-transfer, an important geological deformation mechanism. *Nature* 235, pp. 315-317.

Durney, D. W., 1976. Pressure-solution and crystallization deformation: *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 283, pp. 229-240.

Eggins, S.M., Woodhead, J.D., Kinsley, L.P.P.J., Mortimer, G.E., Sylvester, PP., McCulloch, M.T., Hergt, J.M. Handler, M.R., 1998, A simple method for the precise determination of more than 40 trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardization. *Chemical Geology*, v. 134(4), pp. 311-326.

Eguiluz, S., Aranda-Gómez, M. y Marret, R., 2000, *Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. LIII, ppp. 1-26. Ez, V., 2000. When shearing is a cause of folding, *Earth-Science Review*, Vol. 55, pp. 155-172.

Elburg M., Bons PP. , Foden J., Passchier C., 2002. The origin of fibrous veins: constraints from geochemistry, in: S. De Meer, M. Drury, J. De Bresser, G. Pennock (Eds.), *Deformation mechanisms, rheology and tectonics: Current status and future perspectives*, Geological Society Special publications, London, vol. 200, pp. 103–118.

Elderfield, H., 1988. The oceanic chemistry of the rare-earth elements. *Philos. Trans. R. Soc. London A*, 325, pp.105–126.

Eppel H., Abart R. , 1997. Grain-scale stable isotope disequilibrium during fluid-rock interaction; 2, An example from the Penninic-Austroalpine tectonic contact in eastern Switzerland *American Journal of Science*, vol. 297, pp.707-728

- Erben, H.K., 1956, El Jurásico Temprano de México, Cong. Geol. Internat. 20. Monogr. pp. 393, México, D.F.
- Faure G., Powell J. 1972, Strontium Isotope Geology, Springer, New York.
- Faure, G., 1986. Principles of Isotope Geochemistry. Wiley. New York.
- Feng, R. & Kerrich, R., 1990. Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, pp. 1061-1081.
- Fisher, D. M. & Brantley, S. L., 1992. Models of quartz overgrowth and vein formation: deformation and episodic fluid flow in an ancient subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 97-B13, 20,043- 20,061.
- Fournier, R.O., 1985. Carbonate transport and deposition in the epithermal environment: Geology and geochemistry of epithermal systems: Review in *Economic Geology* (eds: B.R. Berger & P.P.M Bethke), pp. 63-72.
- Fries, C. Jr., Rincón-Orta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronometría: *Boletín del Instituto de Geología*, 73, pp. 57-133.
- Fyfe, W., Kerrich, R., 1985. Fluids and thrusting. *Chemical Geology*. 49, pp. 353–362.
- Goldschmidt, V. M., 1937. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. *Journal Chemical Society*. 655.
- Gray DR, Gregory RT, Durney DW., 1991. Rock-buffered fluid–rock interaction in deformed quartz-rich turbidite sequences, Eastern Australia. *Journal of Geophysical Research*, 96, pp.19681–19704
- Gray, Gary G; Pottorf, Robert J; Yurewicz, Donald A; Mahon, Keith I; Pevear, David R; Chuchla, Richard J., 2001. Thermal and chronological record of syn-to post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico: *AAPG Memoir*, vol.75, pp.159-181.
- Gross, M., Engelder, T., Poulson, S., 1992. Veins in the Lockport dolostones: evidence for an Acadian fluid circulation system. *Geology* 20, pp.971–974.
- Hageman, H.J., H.L. Louwerse, and W.J. Mijs. 1970. The photoreactions of some diaryl ethers. *Tetrahedron* 26, pp.2045–2052.
- Hernández-Jáuregui, R., Valencia Islas, J. J. y González Casildo, V., 2000. Facies turbidíticas relacionadas a movimientos orogénicos en el centro oriente del Estado de Querétaro, México. *Geos*, 20, 156.
- Hess, J., Bender, M., Shilling, J., 1986. Evolution of the ratio of strontium-87 to strontium-86 in seawater from Cretaceous to present. *Science* 231, pp. 979–984.
- Hilgers, C. 2000. Vein Growth in Fractures - Experimental, Numerical and Real Rock Studies. PhD thesis, Aachen University.
- Hilgers, C., Sindern, S. 2005. Textural and isotopic evidence on the fluid source and transport mechanism of antitaxial fibrous microstructures from the Alps and the Appalachians. *Geofluids*, 5, pp.239-250.
- Hoefs, J. 1997. Stable Isotope Geochemistry. Springer, Berlin, Germany.
- Howson M. R., Pethybridge A. D., and House W. A. (1987) Synthesis and distribution coefficient of low-magnesium calcites. *Chemical Geology*. 64, pp. 79–87.

- Hudson, J. D. 1977. Stable isotopes and limestones lithification. *Journal Geological Society London*. 133, pp.637-660
- Imlay, Ralph Willard, 1944, Correlations of the Cretaceous Formations of the Greater Antillas, Central America, and Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol.55. pp.1005-1046.
- Irwin, H. 1980. Early diagenetic carbonate precipitation and pore fluid migration in the Kimmeridge Clay of Dorset, England. *Sedimentology*, 27, pp. 577-591.
- Ishikawa, M., and Ichikuni, M., 1984. Uptake of sodium and potassium by calcite. *Chemical Geology*, v. 42, pp. 137-146.
- Jacobsen, S.B. and Kaufman, A.J., 1999: The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater, *Chemical Geology* 161, pp. 37-57.
- James, N.P.P., and Choquette, P.P.W. 1984, Diagenesis 9. Limestones--the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, v. 11, pp. 161-194.
- Jamtveit, B. and Yardley, B. W. D. (eds) 1997. *Fluid Flow and Transport in Rocks - Mechanisms and Effects*. Chapman & Hall, London.
- Janssen C., Laube N, Bau M, Gray DR., 1998. Fluid regime in faulting deformation of the Waratah Fault Zone, Australia, as inferred from major and minor element analyses and stable isotopic signatures. *Tectonophysics* 294, pp.109–130
- Janssen C., Romer R. L., Hoffmann-Rothe A., Mingram B., Dulski P., Möller P., Al-Zubi H., 2005. The role of fluids in faulting deformation: a case study from the Dead Sea Transform (Jordan). *International Journal Earth Science (Geol Rundsch)*. 94, pp. 243–255
- Janssen, C., Michel, G.W., Bau, M., Lüders, V., Mühle, K., 1997. The North Anatolian Fault Zone and the role of fluids in seismogenic deformation. *Journal of the Geology*. 105, pp. 387–403.
- Jones, C. E., Jenkyns, H. C., Coe, A. L. & Hesselbo, S. PP. 1994. Strontium isotopic variations in Jurassic and Cretaceous seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, pp. 3061–3074.
- Keith, M. L. and Weber, J. N., 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 28, pp. 1787–1816.
- Kenis, I., Muchez, Ph., Sintubin, M., Mansy, J. L., and 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 (Betrechies, northern France), *Journal of Structural Geology*, Vol. 22, pp. 589-602.
- Kiipli, T., Batchelor, R. A., Bernal, J. P., Cowing, Ch., Hagel-Brunnström. M., Ingham, M. N., Johnson, D., Kivisilla, J., Knaack, Ch., Kump, P., Lozano, R., Michiels, D., Orlova, K., Pirrus, E. et. al. 2000. Seven sedimentary rock reference samples from Estonia. *Teaduste Akadeemia Kirjastus, Tallinn. Oil Shale Vol.7(3)*, pp. 215-223.
- Kirschner, David L; Sharp, Zachary D; Masson, Henri., 1995. Oxygen isotope thermometry of quartz calcite veins; unraveling the thermal-tectonic history of the subgreenschist facies Morcles Nappe (Swiss Alps). *Geological Society of America Bulletin*, vol.107, no.10, pp.1145-1156.
- Koehn, D, Bons PP. & Passchier, C. W., 2003. Development of antitaxial strain fringes during non-coaxial deformation: an experimental. *Journal of Structural Geology*, Vol. 25-2, pp. 263-27.

- Larson, S.A. and Tullborg, E.L., 1984. Stable isotopes of fissure-filling calcite from Finnsion, Uppland, Sweden. *Lithos*, 17, pp. 117-125.
- Lawlor, P J; Ortega Gutierrez, F; Cameron, K L; Ochoa Camarillo, H; Lopez, R; Sampson, D E, 1999, U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of eastern Mexico, *Precambrian Research*, vol.94, no.1-2, pp.73-99.
- Lee, Y.J., Morse, J.W., & Wiltschko, D.V., 1996. An experimentally verified model for calcite precipitation in veins. *Chemical Geology* 130, pp. 203-215.
- Lohmann, K., 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In: *Paleokarst* (James, NJ. and Choquette, P.W., eds.) Springer-Verlag, New York, p. 58-80.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S., Girón, PP., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, 1, pp. 203–208.
- Madhavaraju J., Kolosov I., Buhlak D., Armstrong-Altrin J.S., Ramasamy S., 2004. Carbon and Oxygen isotopic signatures in Albian-Danian limestones of Cauvery Basin, Southeastern India. *Gondwana Research*, V 7, No. 2, pp. 519-529
- Malone, M.J. and Baker, P.A., 1999. Temperature dependence of the strontium distribution coefficient in calcite: an experimental study from 40° to 200°C and application to natural diagenetic calcites. *Journal Sedimentary Research*. 69 (1) pp. 216-223
- Maiorani, A., Funicello, R., Mattei, M., Turi, B., 1992. Stable isotope geochemistry and structural elements of the Sabina region (Central Apennines, Italy). *Terra Nova* 4, pp.484–488.
- McArthur J.M. , Howarth R.J. and Bailey T.R., 2001. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3. Best-fit line to the marine Sr-isotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *Journal of Geology*, 109, pp. 155-169.
- McCaig, A.M., 1997. The geochemistry of volatile fluid flow in shear zones, In: M.B. Holness (ed), *Deformation-enhanced fluid transport in the Earth's crust*, Mineralogical Society Series 8, Mineralogical Society pp.227-266.
- McCaig, A.M., Wayne, J.M., Marshall, J.D., Banks, D., Henderson, I., 1995. Isotopic and fluid inclusion studies of fluid movement along the Gavarnie thrust, Central Pyrenees: Reaction fronts in carbonate mylonites. *American Journal Sciences*. 295, pp. 309-343.
- McCrea, J.M., 1950. The isotopic chemistry of carbonates as a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.* 18, pp. 849.
- McIntire, W. L. , 1963. Trace element partition coefficients—a review of theory and applications to geology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27, pp. 1209–1264.
- McLennan, S.M. & , 1989, Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes, in Lipin, B.R., McKay, G.A. (eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements: Reviews in Mineralogy*, 21, pp. 169-200.
- Means, W.D. & Li, T. 2001. A laboratory simulation of fibrous veins: some first observations. *Journal of Structural Geology*, Vol. 23, pp.857-863.
- Meyers, W.J., Lohmann, K.C., 1985, Isotope geochemistry of regionally extensive cement zones and marine components in Mississippian Limestones, New Mexico, in Schneidermann, N., Harris, P.P.M. (eds.), *Carbonate Cements*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 36, pp. 223.239.

- Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Fallick, A.E. and Gjelle, S., 2001. Strontium and carbon isotope geochemistry applied to dating of carbonate sedimentation: an example from high-grade rocks of the Norwegian Caledonides. *Precambrian Research* 108(3-4): 267-292
- Möller PP., 1989. Minor and trace elements in magnesite. In: Möller P (ed) *Magnesite: Geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg-carbonates*. Monogr Ser Min Dept N ° 28. Bornträger, Berlin, pp 173-195
- Möller PP., 2002. Rare earth elements and yttrium distribution in water-rock interactions: field observations and experiments. In *Hydrology of crystalline rocks* (eds. I. Stober and K. Bucher): pp. 97–123. Kluwer Academic Publ., Dordrecht, The Netherlands.
- Moore, J., Orange, D., Kulm, L., 1990. Interrelationship of fluid venting and structural evolution: Alvin observations from the frontal accretionary prism. *Journal of Geophysical Research*. 95, pp. 8795–8808.
- Morad, S., ed., 1998, *Carbonate Cementation in Sandstones*. International Association of Sedimentologists Special Publication 26, 576 p.
- Morse, J. W. and Bender, M. L., 1990. Partition coefficients in calcite: examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems, *Chemical Geology*, 82, pp. 265–277.
- Muchez, PP., Slobodnik, M., Viaene, W. A., Keppens, E., 1995. Geochemical constraints on the origin and migration of palaeofluids at the northern margin of the Variscan foreland, southern Belgium. *Sedimentary Geology* 96, pp. 191–200.
- Murray, R.W., and Leinen, M., 1993. Chemical transport to the seafloor of the equatorial Pacific Ocean across a latitudinal transect at 135°W: tracking sedimentary major, trace, and rare earth element fluxes at the Equator and the Intertropical Convergence Zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 57, pp.4141-4163.
- Newton, R.C. & Manning, C.E. 2002. Experimental determination of calcite solubility in H₂O-NaCl solutions at deep crust/upper mantle pressures and temperatures: Implications for metasomatic processes in shear zones. *American Mineralogist* 87, pp. 1401-1409.
- Nozaki, Y., Zhang J., and Amakawa H., 1997. The fractionation between Y and Ho in the marine environments. *Earth and Planetary Science Lett.* 148 pp. 329–340.
- O’Neil, J.R., 1987. Preservation of H, C, and O isotopic ratios in the low temperature environments. In: T.K. Kyser (Editor), *Stable Isotope Geochemistry of Low Temperature Processes*. Mineral. Assoc. Can. Short Course Handbk., Vol. 13, pp. 85-128.
- Ochoa-Camarillo, H., 1996. *Geología del anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molando, Estado de Hidalgo*. Tesis Maestría, UNAM. 91 pp.
- Ochoa-Camarillo, H., Buitrón-Sánchez, B., and Silva-Pineda, A., 1999, Red beds of the Huayacocotla Anticlinorium, state of Hidalgo, east-central Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340*, pp. 59–68.
- Oliver NHS, Bons PP. 2001, Mechanisms of fluid flow and fluid–rock interaction in fossil metamorphic hydrothermal systems inferred from vein–wallrock patterns, geometry and microstructure. *Geofluids* 1 (2) pp. 137–162.
- Oliver NHS, Cartwright I, Wall VJ, Golding SD., 1993. The stable isotopic signature of large-scale fracture-hosted metamorphic fluid pathways, Mary Kathleen, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 11, pp.705-20.

- Oliver NHS, Valenta RK, Wall V.J., 1990. The effect of heterogeneous stress and strain on metamorphic fluid flow, Mary Kathleen, Australia, and a model for large-scale fluid circulation. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, pp.311-31
- Oliver, J. 1986. Fluids expelled tectonically from orogenic belts: their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology* 14, pp. 99–102.
- Oliver, NHS., 1996. Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, pp. 477-92.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruíz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia a proterozoic microcontinent accreted to North America during the Late Paleozoic. *Geology*, 23(12), pp. 1127-1130.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1986. Post-paleozoic tectonics of the northeast Mexico and its rule in the Evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, Vol. 25.I, pp. 157-206.
- Passchier C.W., Trouw R.J., 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin.
- Piper, D. Z., 1974. Rare earth elements in the sedimentary cycle: A summary. *Chemical Geology*. 17, pp. 285–301
- Putnis, A., Prieto, M. & Fernández-Díaz, L. 1995. Fluid supersaturation and crystallization in porous media. *Geological Magazine* 132, pp. 1-13.
- Ramsay, G. J., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation: *Nature* 284-13, pp. 135-139.
- Ramsay, J. & Huber, M., 1983. *Techniques of modern structural geology: Strain Analysis*. Acad. Press, London, United Kingdom.
- Robert. F. and Brown A. C., 1986. Archaean gold bearing quartz veins at Sigma mine. Abitibi greenstone belt. Quebec: part II. vein paragenesis and hydrothermal alteration. *Economic Geology*. 81, pp. 593-616.
- Rosales-Lagarde L., Centeno-Garcia E., Dostal J., Sour-Tovar F., Ochoa-Camarillo H., and Quiroz-Barroso S., 2005, The Tuzancoa Formation of Hidalgo State: evidence of a Carboniferous-Permian Submarine Arc Built on Continental Crust in Eastern Mexico. *International Geology Review*, vol. 47, p. 901-91
- Rueda, G. J., 1975. “El estudio de los Constituyentes Orgánicos e Inorgánicos de las Formaciones Huayacocotla (Liásico) y Rosario (Jurásico Medio) del E de México y su Relación con la Tectónica, Generación y Entrampamiento de Hidrocarburos”. Proyecto 3019. IMP.
- Ruíz, J., Patchett, P. J. and Ortega, G.F., 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of México from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*. v.100 pp. 274-281.
- Rye D.M., Bradbury H.J., 1988. Fluid flow in the crust; an example from a Pyrenean thrust ramp. *American Journal of Science*, 288, pp. 197-235.
- Seegerstrom, Kenneth, 1961, *Geology of the Bernal-Jalpan area, Estado de Queretaro, Mexico*. U. S. Geological Survey Bulletin, Report: B 1104-B, pp.19-86.
- Shemesh Aldo, Hagai Ronb, Yigal Erel, Yehoshua Kolodnyd and Amos Nur.,1992. Isotopic composition of vein calcite and its fluid inclusions: Implication to paleohydrological systems, tectonic events and vein formation processes.*Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 94, pp.307-3 14
- Sholkovitz, E.R. and Shen G.T., 1995. The incorporation of rare earth elements in modern coral. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, pp. 2749–2756.

- Silva Pineda A., 1981, *Asterotheca y Plantas Asociadas de la Formación Huizachal (Triásico Superior) del Estado de Hidalgo*, Rev. Mex. de Ciencias Geológicas, vol. 5, No. 1, pp. 47-54
- Stanley, K.O., Faure, G., 1979. Isotopic composition and source of strontium in sandstone cements: The High Sequence of Wyoming and Nebraska. *Journal of Sedimentary Petrology*. 49, pp. 45–54.
- Suter, M., 1980. Tectonic of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust and fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luís Potosí states). UNAM, *Revista del Instituto de Geología*, Vol. 4, pp. 19-31.
- Suter, M., 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles- San Luís Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental thrust and fold belt, east-central Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 95, pp. 1387-1397.
- Suter, M., 1987. Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central México. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 98, pp. 249-264.
- Suter, M., 1990. Hoja Tamazunchale 14Q-(5), con geología de la hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro y San Luís Potosí, UNAM, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie 1:100,000, 56 pp.
- Sverjensky, D.A., 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol.67, pp.70-78.
- Taylor, B. E. and Bucher-Nurminen, K., 1986. Oxygen and carbon isotope and cation geochemistry of metasomatic carbonates and fluids-Bergell aureole, Northern Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 50, pp. 1267-1279
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
- Tobin, H.J., Moore, J.C., MacKay, M.E., Orange, D.L. and Kulm, L.D., 1993. Fluid flow along a strike-slip fault at the toe of the Oregon accretionary prism: implications for the geometry of frontal accretion. *Geological Society of America Bulletin*, 105, pp. 569-582.
- Tobin, J.K. and Walker K.J., 1998. Diagenetic calcite from the Chazyan Group (Vermont): an example of aragonite alteration in a greenhouse ocean. *Sedimentary Geology*, 121, pp. 277-288
- Travé A., Labaume PP., Vergés J., 2007. Fluid systems in foreland fold-and-thrust belts : an overview from the Southern Pyrenees. In : *Thrust Belts and Foreland Basins, from fold kinematics to hydrocarbon systems*, Lacombe O., Lavé J., Roure F., Vergés J. (eds.), *Frontiers in Earth Sciences*, Springer, pp.93-115.
- Travé, A., Calvet, F., Sans, M., Vergés, J., Thirlwall, M., 2000. Fluid history related to the Alpine compression at the margin of the south-Pyrenean Foreland basin: the El Guix anticline. *Tectonophysics* 321, pp. 73–102
- Travé, A., Labaume, P., Calvet, F., Soler, A., 1997. Sediment dewatering and pore fluid migration along thrust faults in a foreland basin inferred from isotopic and elemental geochemical analyses (Eocene south-Pyrenees, Spain). *Tectonophysics* 282, pp. 375–398.
- Travé, A., Labaume, PP., Calvet, F., Soler, A., Tritlla, J., Buatier, M., Potdevin, J.L., Séguret, M., Raynaud, S., Briquieu, L., 1998. Fluid migration during Eocene thrust emplacement in the south Pyrenean foreland basin (Spain): an integrated structural, mineralogical and geochemical approach. In: Mascle, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H.PP., Fernández, M. (eds.), *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 134, pp. 163–188.
- Tucker, M., Wright, V.PP. 1990. *Carbonate sedimentology*. Blackwell scientific publications. Oxford. 482 pp.

Twiss, R.J., and E.M. Moores., 1992. *Structural Geology*. New York: W.H. Freeman and Company.

Valley, J. M., 1986. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In: *Stable isotopes in High Temperature Geological Processes* (ed Valley, J.M., Taylor, H.P.P. Jr & O'Neil, J.R.) Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, 16 pp. 445-490.

Veizer, J. 1983. Chemical diagenesis of carbonate rocks: theory and application of trace element technique. In *Stable Isotopes in Sedimentary Geology* (Arthur, M. A., Anden, T. F., Kaplan, I. R., Veizer, J. & Land, L. S., eds), *SEPM Short Course Notes*, 10, III-1-III-100.

Veizer J., Hoefs J., 1976. 'The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks', *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 40, pp. 1387-1395.

Wahab, A.A., 1998. Diagenetic history of Cambrian quartzarenites, Ras Dīb-Zeit Bay area, Gulf of Suez, eastern desert, Egypt. *Sedimentary Geology*, v. 121, pp. 121-140.

Wilson, J. R., & Ward, W. C., 1993, Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico, in Simo, J. A. T., Scott, R. W., & Masse, J.P.P., eds., *Cretaceous carbonate platforms*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 56, pp. 35-50.

Woo, K.S., Anderson, T.F. y Sandberg, P.A. (1993). Diagenesis of skeletal and non skeletal components of mid-Cretaceous limestones: *Journal Sedimentary Petrology*, vol. 63, pp.18-32.

Wiltchko, D.V. and Morse, J.W., 2001, Crystallization pressure versus "crack-seal" as the mechanism for banded veins: *Geology*, v. 29, pp. 79-82.

Yardley B.W.D., 1986. Fluid migration and veining in the Connemara schists, Ireland. In: *Fluid-Rock Interactions during Metamorphism* (eds Walther J.V., Wood B.J.), pp. 110-31. Springer, Berlin, Germany.

Yardley BWD, 1997. The evolution of fluids through the metamorphic cycle. In: *Fluid Flow and Transport in Rocks* (eds Jamtveit B, Yardley BWD), pp. 99-122. Chapman & Hall, London.

9. ANEXO

TABLA 3. ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X PARA ROCAS ENCAJONANTE

TABLA 4. ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X PARA ROCAS ENCAJONANTE

TABLA 5. ANÁLISIS DE LANTANIDOS Y ELEMENTOS TRAZA MEDIANTE ICP-MS

TABLA 6. ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES DE CARBONO Y OXÍGENO

TABLA 7. DATOS CRUDOS DE ISÓTOPOS ESTABLES DE CARBONO Y OXÍGENO
FOTOMICROGRAFIAS DE ALGUNAS VETAS DE CALCITA

Tabla 3. Análisis de elementos mayores y traza por fluorescencia de rayos X para rocas encajonante

Estructura	Formación	Muestra	Tipo	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PxC	Suma
ST	San Juan de la Rosa	VT-1	VC	3,3	0,026	0,703	0,129	0,048	0,259	53,53	0,03	0,153	0,35	41,3	99,83
	Peña Azul	VT-3	FEC	8,696	0,021	0,339	0,251	0,017	0,517	50,83	0,03	0,038	0,046	38,8	99,59
BD	El Doctor	VT-5	Clz	0,876	0,012	0,109	0,115	0,004	1,582	54,22	0,03	0,036	0,012	43,2	100,2
CZ	Trancas	VT-7	Lta/clz	7,046	0,031	0,494	0,259	0,012	0,354	51,24	0,09	0,075	0,18	40,7	100,5
	Peña Azul	VT-11	FEC	0,538	0,01	0,207	0,097	0,003	0,572	55,24	0,04	0,023	0,026	43,7	100,4
	Tamaulipas	VT-12	Clz	0,286	0,008	0,049	0,107	0,007	0,533	55,43	0,01	0,009	0,013	43,8	100,2
VSL	Tamabra	VT-21	Clz	7,019	0,013	0,423	0,319	0,017	0,521	51,63	0,04	0,078	0,046	39,6	99,77
	Soyatal	VT-22	Clz	12,59	0,04	0,626	0,504	0,015	0,532	47,53	0,04	0,119	0,096	37,3	99,48
CTM	Tamán	VT-23	Clz	3,111	0,016	0,251	0,202	0,027	0,677	53,20	0,02	0,051	0,037	42,2	99,83
		VT-27	Clz	12,99	0,046	1,558	0,583	0,036	0,679	46,85	0,38	0,21	0,034	37,1	100,4

Tabla 4. Análisis de elementos traza para roca encajonante por fluorescencia de rayos-X.

Estructura	Formación	Muestra	Tipo Roca	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb	Mn/Sr
ST	San Juan de la Rosa	VT-1	VC	6	94	35	3	11	0.7	12	<2	6	5	<1	8	<3	<5	3,95
	Peña Azul	VT-3	FEC	4	343	45	1	27	<0.7	22	<2	9	6	2	5	<3	<5	0,38
BD	El Doctor	VT-12	Clz	4	263	<11	1	18	<0.7	5	<2	8	4	<1	1	<3	<5	0,20
CZ	Trancas	VT-27	lt/clz	8	783	38	5	69	<0.7	9	<2	8	5	2	4	<3	<5	0,35
	Peña Azul	VT-11	FEC	4	233	<11	<0.7	16	<0.7	<5	<2	6	3	<1	<1	<3	<5	0,09
	Tamaulipas	VT-7	Clz	4	414	<11	5	35	<0.7	60	17	7	10	1	24	<3	<5	0,22
VSL	Tamabra	VT-23	Clz	4	271	<11	3	20	<0.7	<5	<2	6	2	<1	2	<3	<5	0,77
	Soyatal	VT-5	Clz	4	201	<11	1	16	<0.7	<5	<2	6	3	<1	<1	<3	<5	0,15
CTM	Tamán	VT-21	Clz	5	408	<11	2	31	<0.7	24	<2	8	5	<1	<1	<3	<5	0,32
		VT-22	Clz	7	383	27	5	34	<0.7	75	<2	10	29	5	89	<3	<5	0,30

Las concentraciones de los elementos se presentan en ppm. ST: Sucesión Tolimán; BD: Banco El Doctor, CZ: Cuenca Zimapán; VSL: Plataforma Valles San Luis Potosí; CTM: Cuenca Tampico Misantla. VC: Volcaniclastica; FEC: Flujo de escombros carbonatados; lt: Lutita y Clz: Caliza

Anexo

Estructura	Formación	Muestra	Tipo	Rb	Sr	Zr	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Th	U	ΣREE	La _N /Sm _N	La _N /Yb _N	Nd _N /Yb _N	Ce/Ce*	Eu/Eu*	
Plataforma El Doctor	El Doctor	VT-12b	V2	0,09	467,7	2,86	0,08	0,76	1,71	0,17	0,64	0,09	0,05	0,09	0,01	0,06	0,46	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	13,79	0,01	0,08	3,62	1,19	4,07	3,88	1,09	2,64	
		VT-12	Roca	0,41	241,9	2,82	0,00	0,37	0,73	0,05	0,23	0,03	0,01	0,04	0,01	0,05	0,34	0,01	0,03	0,01	0,03	0,00	1,12	0,03	0,26	1,6	1,54	0,87	0,62	1,16	1,37	
		VT-14b	V2	0,06	216,0	2,25	0,19	0,30	0,66	0,05	0,23	0,04	0,02	0,05	0,01	0,04	0,25	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,17	0,01	0,14	1,44	1,17	1,55	1,33	1,19	2,07	
		VT-14d	V4	0,42	219,1	2,12	0,08	0,39	0,78	0,07	0,36	0,08	0,02	0,10	0,02	0,09	0,55	0,02	0,05	0,01	0,03	0,00	9,26	0,03	2,83	2,02	0,68	1,12	1,18	1,05	1,01	
		VT-14	Roca	0,62	135,5	3,75	0,02	0,30	0,60	0,04	0,19	0,03	0,01	0,05	0,01	0,04	0,28	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,70	0,01	0,83	1,33	1,37	0,93	0,66	1,18	1,38	
Cuenca de Zimapán	Trancas	VT-10b	V2	0,10	513,0	2,53	0,03	2,87	5,00	0,61	2,25	0,40	0,53	0,41	0,05	0,25	1,80	0,04	0,10	0,01	0,06	0,01	0,51	0,03	0,06	12,59	0,89	4,26	4,46	0,92	4,94	
		VT-10	Roca	10,38	556,0	12,39	1,06	7,44	12,38	1,61	6,41	1,34	0,17	1,45	0,23	1,39	8,92	0,30	0,83	0,13	0,78	0,11	2,68	0,81	1,35	34,57	0,80	0,70	0,68	0,83	0,56	
		VT-16b	V2	0,18	1641,4	1,33	0,11	28,06	55,01	6,89	26,24	5,18	1,44	5,21	0,80	4,53	28,06	0,93	2,37	0,38	1,99	0,27	0,22	0,25	0,04	139,3	0,79	1,04	1,10	0,91	1,30	
		VT-27b	V2	0,55	869,9	1,59	0,18	13,90	18,32	2,37	8,80	1,48	0,66	1,52	0,19	1,01	7,96	0,20	0,47	0,06	0,30	0,04	0,53	0,19	0,06	49,32	1,36	3,42	2,44	0,73	2,05	
		VT-27c	V3	0,14	1056,8	1,41	0,14	9,82	18,20	2,34	8,77	1,74	1,07	1,66	0,23	1,07	8,15	0,18	0,35	0,04	0,15	0,01	0,27	0,02	0,03	45,63	0,82	4,68	4,71	0,88	2,98	
		VT-27d	V4	0,10	1046,4	1,68	0,16	28,27	67,77	9,92	39,57	7,79	1,77	7,28	0,96	4,57	26,49	0,79	1,68	0,22	1,03	0,13	0,16	0,02	0,04	171,75	0,53	2,02	3,18	0,91	1,10	
		VT-27	Roca	13,67	1281,6	19,89	1,14	14,08	20,69	2,89	11,64	2,36	0,45	2,60	0,38	2,18	16,41	0,47	1,23	0,19	0,98	0,14	2,97	1,02	1,33	60,28	0,87	1,06	0,98	0,75	0,85	
	Peña Azul	VT-11b	V2	0,05	292,0	2,07	0,00	0,50	0,80	0,07	0,28	0,04	0,03	0,06	0,01	0,05	0,51	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,12	0,00	0,08	1,9	1,66	1,84	1,14	0,98	2,77	
		VT-11	Roca	0,24	188,1	2,84	0,00	0,65	1,06	0,11	0,45	0,07	0,02	0,11	0,02	0,10	0,88	0,02	0,06	0,01	0,04	0,01	0,51	0,02	0,74	2,73	1,27	1,25	0,98	0,90	1,14	
		VT-18a	V1	0,05	335,5	2,56	0,01	3,47	1,91	0,45	1,91	0,32	0,15	0,43	0,06	0,35	4,18	0,08	0,21	0,03	0,15	0,02	0,14	0,01	0,37	9,54	1,56	1,73	1,07	0,34	1,83	
		VT-18b	V2	0,05	626,5	1,49	0,02	6,00	3,24	0,64	2,47	0,41	0,45	0,50	0,07	0,44	5,53	0,10	0,26	0,04	0,19	0,03	0,09	0,01	0,11	14,84	2,13	2,33	1,08	0,35	4,59	
		VT-18c	V3	0,12	484,4	8,69	0,00	4,10	1,83	0,46	1,94	0,37	0,14	0,60	0,09	0,60	8,32	0,16	0,47	0,08	0,45	0,07	1,51	0,06	0,25	11,36	1,62	0,68	0,36	0,29	1,35	
		VT-18d1	V4	0,04	376,2	2,11	0,00	4,33	3,17	0,42	1,28	0,16	0,92	0,15	0,02	0,09	0,84	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,11	0,00	0,11	10,59	3,83	18,75	6,27	0,50	27,68	
		VT-18d2	V4	0,04	492,2	1,80	0,01	8,35	6,13	1,12	4,05	0,61	0,48	0,60	0,07	0,31	2,77	0,05	0,11	0,01	0,06	0,01	0,10	0,00	0,10	21,96	1,99	9,62	5,26	0,45	3,71	
		VT-18	Roca	0,18	388,1	4,22	0,01	3,28	1,68	0,40	1,71	0,33	0,08	0,44	0,06	0,42	5,21	0,11	0,29	0,05	0,24	0,04	1,38	0,04	0,28	9,13	1,44	1,01	0,60	0,32	0,92	
		VT-19a	V1	0,16	1870,2	1,45	0,14	6,24	12,12	1,50	5,91	1,27	0,88	1,12	0,16	0,77	4,78	0,12	0,24	0,03	0,14	0,01	0,36	0,03	0,03	30,51	0,72	3,36	3,58	0,91	3,46	
		VT-19b	V2	0,44	1537,8	2,14	0,14	2,66	5,61	0,75	3,02	0,68	0,49	0,67	0,11	0,57	3,78	0,11	0,26	0,04	0,19	0,03	0,48	0,03	0,05	15,19	0,56	1,05	1,34	0,91	3,41	
		VT-19c	V3	0,68	2421,1	2,37	0,30	4,84	9,42	1,26	5,39	1,23	1,34	1,24	0,18	0,93	5,42	0,17	0,40	0,06	0,31	0,04	0,91	0,06	0,05	26,81	0,57	1,15	1,44	0,88	5,08	
		VT-19d	V4	0,08	160,4	4,29	0,01	0,10	0,23	0,02	0,11	0,03	0,02	0,08	0,02	0,17	3,11	0,05	0,15	0,02	0,14	0,02	0,30	0,00	0,11	1,16	0,54	0,05	0,07	1,32	1,39	
		VT-19	Roca	6,20	244,4	11,89	0,55	5,02	10,65	1,38	5,77	1,43	0,20	1,52	0,25	1,46	7,86	0,31	0,80	0,13	0,74	0,12	4,12	0,55	0,54	29,78	0,51	0,50	0,65	0,93	0,65	
		VT-122b	V2	0,03	946,1	1,44	0,00	1,78	2,94	0,24	0,92	0,15	0,16	0,18	0,02	0,11	1,06	0,02	0,05	0,01	0,04	0,00	0,08	0,01	2,69	6,62	1,74	3,62	2,10	1,00	4,63	
		VT-122	Roca	0,30	200,5	5,14	0,02	0,86	1,69	0,15	0,60	0,13	0,04	0,17	0,03	0,16	1,53	0,04	0,11	0,02	0,10	0,02	0,88	0,05	5,65	4,12	0,98	0,62	0,48	1,08	1,16	
		VT-7	Roca	2,30	532,2	6,34	0,27	9,56	4,30	1,18	4,83	0,87	0,20	1,33	0,20	1,33	15,19	0,35	1,00	0,16	0,85	0,13	2,11	0,21	1,59	26,29	1,59	0,83	0,47	0,28	0,84	
		VT-114b	V2	0,07	1335,1	1,85	0,07	4,01	6,80	0,89	3,41	0,67	0,44	0,71	0,09	0,49	4,23	0,09	0,20	0,03	0,14	0,02	0,11	0,01	0,07	17,99	0,86	2,19	2,10	0,83	2,96	
		VT-114	Roca	1,21	927,2	15,46	0,11	4,09	5,94	0,81	3,25	0,65	0,14	0,80	0,12	0,72	6,59	0,17	0,46	0,07	0,38	0,06	0,99	0,14	2,06	17,66	0,91	0,79	0,71	0,75	0,92	
Plataforma Valles San Luis Potosí	Pimienta	VT-98b	V2	0,13	786,2	1,61	0,01	5,84	5,55	0,81	3,17	0,56	0,23	0,69	0,09	0,48	5,61	0,10	0,24	0,03	0,14	0,02	7,57	0,02	0,12	17,95	1,53	3,16	1,93	0,57	1,73	
		VT-98	Roca	5,42	215,9	14,62	0,58	4,96	5,36	0,83	3,24	0,57	0,13	0,73	0,11	0,69	6,86	0,17	0,47	0,07	0,40	0,06	1,38	0,35	0,76	17,79	1,26	0,92	0,68	0,60	0,92	
	Tamabra	VT-23	Roca	1,86	447,75	2,98	0,17	6,30	6,82	1,04	4,35	0,89	0,20	1,20	0,18	1,13	10,83	0,28	0,80	0,13	0,72	0,11	0,46	0,16	0,38	24,15	1,03	0,65	0,50	0,61	0,90	
		Soyatal	VT-113b	V2	0,09	2363,8	2,06	0,00	0,78	1,31	0,16	0,69	0,16	0,11	0,21	0,03	0,21	1,82	0,05	0,12	0,02	0,10	0,01	0,16	0,02	0,05	3,96	0,70	0,56	0,56	0,85	2,87
			VT-113d	V3	0,04	2574,9	2,22	0,01	3,51	4,24	0,52	2,00	0,42	0,12	0,55	0,10	0,67	7,03	0,16	0,44	0,07	0,37	0,06	0,12	0,01	0,06	13,23	1,23	0,71	0,45	0,71	1,15
Cuenca Tampico - Misantla	Tamán	VT-5	Roca	0,85	254,2	3,48	0,10	1,03	2,07	0,29	1,09	0,26	0,05	0,26	0,04	0,24	1,41	0,05	0,15	0,03	0,15	0,02	0,55	0,05	1,50	5,73	0,57	0,49	0,59	0,87	0,93	
		VT-21	Roca	4,37	683,7	6,90	0,24	5,80	7,98	1,08	4,19	0,85	0,20	1,03	0,15	0,90	8,39	0,21	0,57	0,09	0,48	0,08	1,43	0,24	2,48	23,61	0,99	0,90	0,73	0,73	1,00	
	Ahuacatlán	VT-22	Roca	8,16	597,7	12,36	0,59	12,76	11,81	1,77	6,96	1,27	0,31	1,65	0,23	1,40	15,12	0,34	0,93	0,15	0,77	0,12	5,82	0,69	11,49	40,47	1,46	1,22	0,75	0,56	0,98	
		VT-68b	V2	0,05	860,4	1,81	-0,01	0,50	0,51	0,05	0,24	0,03	0,02	0,06	0,01	0,06	0,92	0,02														

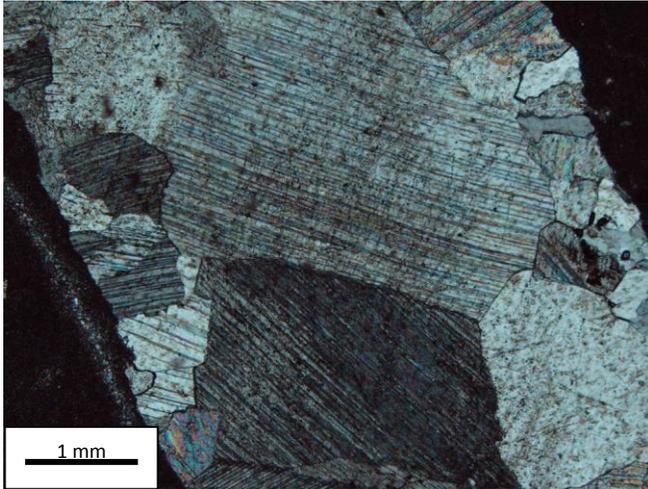
Estructura	Formación	Muestra	Tipo	$\delta^{13}C_{VPDB}$	$\delta^{18}O_{VPDB}$	ΔC	ΔO	Z
Plataforma El Doctor	El Doctor	VT-12b	V2	0,6	-4,12	0,43	0,64	126,47
		VT-12	Roca	1,03	-4,76			127,04
		VT-14b	V2	-0,22	-4,95	0,13	0,31	124,38
		VT-14d	V4	-2,81	-14,89	2,46	9,63	114,12
		VT-14	Roca	-0,35	-5,26			123,96
Cuenca de Zimapán	Trancas	VT-10b	V2	2,14	-4,41	0,03	0,07	129,48
		VT-10	Roca	2,17	-4,48			129,51
		VT-16b	V2	1,95	-4,92			128,84
		VT-27b	V2	1,97	-5,26	0,57	0,4	128,71
		VT-27c	V3	2,01	-5,21	0,53	0,35	128,82
		VT-27d	V4	1,91	-6,61	0,63	1,75	127,91
		VT-27	Roca	2,54	-4,86			130,08
	Peña Azul	VT-11b	V2	0,85	-5,09	0,9	0,01	126,50
		VT-11	Roca	0,94	-5,08			126,69
	Tamaulipas	VT-18a	V1	2,07	-5,15	1,33	0,58	128,97
		VT-18b	V2	3,51	-4,3	0,11	0,69	132,34
		VT-18c	V3	3,94	-4,68	0,54	0,31	133,03
		VT-18d1	V4	3,11	-4,27	0,29	0,72	131,54
		VT-18d2	V4	2,87	-3,82	0,53	1,17	131,27
		VT-18	Roca	3,4	-4,99			131,77
		VT-19a	V1	0,76	-8,44	0,29	3,72	124,65
		VT-19b	V2	0,61	-8,62	0,14	3,54	124,25
		VT-19c	V3	0,7	-8,46	0,23	3,7	124,52
		VT-19d	V4	-5,38	-8,12	4,91	4,04	112,23
		VT-19	Roca	-0,47	-12,16			120,28
		VT-122b	V2	0,61	-3,64	0,38	1,37	124,33
		VT-122	Roca	-0,23	-5,01			126,73
		VT-7	Roca	2,99	-3,57			131,64
		VT-114b	V2	2,17	-3,7	0,22	0,46	129,90
		VT-114	Roca	1,95	-4,16			129,22
	Plataforma Valles San Luis Potosí	Pimienta	VT-98b	V2	1,03	-6,2	0,09	2,88
VT-98			Roca	0,94	-3,32			127,57
Tamabra		VT-23	Roca	3	-2,9			131,99
Soyatal		VT-113b	V2	-0,53	-9,40			121,53
		VT-113d	V4	-3,25	-13,85			113,74
Cuenca Tampico – Misantla	Tamán	VT-21	Roca	0,59	-4,63			126,20
		VT-22	Roca	1,04	-4,71			127,08
	Ahuacatlán	VT-68b	V2	2,31	-4,36	0,21	0,94	129,85
		VT-68b	V2	2,33	-4,36	0,23	0,94	129,90
		VT-68	Roca	2,1	-3,42			129,89
		VT-86b	V2	3,97	-3,56	0,23	0,06	133,21
		VT-86	Roca	3,74	-3,5			133,65
		VT-94	Roca	2,37	-3,54			130,39
	Agua Nueva	VT-83b	V2	2,3	-3,95	0,12	0,16	130,04
		VT-83	Roca	2,18	-4,11			129,71
	Secuencia Tolimán	Santa Rosa	VT-1	Roca	-1,71	-11,02		
Peña Azul		VT-25a	V1	-0,74	-9,29	0,15	0,15	121,15
		VT-25b	V2	-1,34	-10,44	0,75	1,3	119,35
		VT-25	Roca	-0,59	-9,14			121,54
		VT-3	Roca	-1,24	-7,13			121,20

Tabla 6. Valores isotópicos de C y O para roca encajonante y vetas. La columna Z muestra si son calizas marinas cuando $Z > 120$ o calizas de agua dulce o influenciada por aguas meteóricas $Z < 120$. ΔC y ΔO indican la diferencia entre los valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ de las vetas con su roca

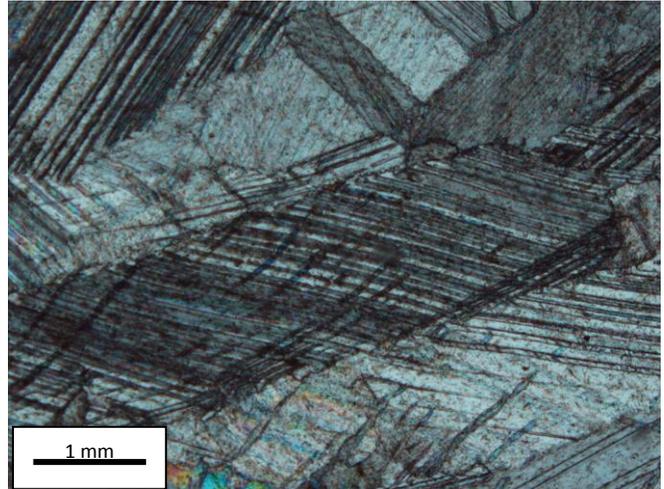
TABLA 7. DATOS CRUDOS DE ISÓTOPOS ESTABLES DE CARBONO Y OXÍGENO EN EL LUGIS

Clave Lab	Clave Muestra	C _{VPDB}	O _{VPDB}	O _{VSMOW}
GTJ1	VT-1	-1,71	-11,02	19,55
GTJ2	VT-3	-1,24	-7,13	23,56
GTJ3	VT-5	2,36	-3,95	29,84
GTJ4	VT-7	2,99	-3,57	27,23
GTJ5	VT-11a	0,85	-5,09	25,66
GTJ6	VT-12	2,52	-5,3	25,45
GTJ7	VT-18b	3,51	-4,3	26,47
GTJ8	VT-21	0,59	-4,63	26,13
GTJ9	VT-22	1,04	-4,71	26,05
GTJ10	VT-23	3	-2,9	27,92
GTJ11	VT-27a	2,54	-4,86	25,9
GTJ12	VT-94	2,37	-3,54	27,26
GTJ13	VT-101	2,5	-1,29	29,58
GTJ14	VT-68a	2,31	-4,36	26,42
GTJ15	VT-68b	2,33	-4,36	26,42
GTJ16	VT-68c	2,1	-3,42	27,38
GTJ17	VT-83a	2,3	-3,95	26,84
GTJ18	VT-83b	2,18	-4,11	26,68
GTJ19	VT-86a	3,74	-3,5	27,3
GTJ20	VT-86b	3,97	-3,56	27,24
GTJ21	VT-98a	1,03	-6,2	24,52
GTJ22	VT-98b	0,94	-3,32	27,49
GTJ23	VT-113a	2,3	-3,95	26,84
GTJ24	VT-113b	2,18	-4,11	26,68
GTJ25	VT-114a	2,17	-3,7	27,1
GTJ26	VT-114b	1,95	-4,16	26,63
GTJ27	VT-122a	-0,23	-5,01	25,75
GTJ28	VT-122b	0,61	-3,64	27,15
GTJ29	VT-154	2,64	-4,68	26,09
GTJ30	VT-10b	2,14	-4,41	26,36
GTJ31	VT-10a	2,06	-4,76	26
GTJ32	VT-10b roca	2,17	-4,48	26,29
GTJ33	VT-11b	1,3	-5,2	25,55
GTJ34	VT-11b roca	0,94	-5,08	25,68
GTJ35	VT-12 b	0,6	-4,12	26,66
GTJ36	VT-12b roca	1,03	-4,76	26,01
GTJ37	VT-14a	-0,22	-4,95	25,81
GTJ38	VT-14b	-2,81	-14,89	15,56
GTJ39	VT-14 roca	-0,35	-5,26	25,49
GTJ40	VT-16b	1,95	-4,92	25,84
GTJ41	VT-18a	2,07	-5,15	25,6
GTJ42	VT-18a roca	3,4	-4,99	25,77
GTJ43	VT-18c	3,94	-4,68	26,08
GTJ46	VT-18d veta a	3,11	-4,27	26,51
GTJ47	VT-18d veta b	2,87	-3,82	26,97
GTJ48	VT-19a	0,76	-8,44	22,21
GTJ49	VT-19b	0,61	-8,62	22,03
GTJ50	VT-19c	0,7	-8,46	22,18
GTJ51	VT-19d	-5,38	-8,12	22,54
GTJ52	VT-19 roca	-0,47	-12,16	18,38
GTJ53	VT-25a	-1,34	-10,44	20,15
GTJ54	VT-25a roca	-0,59	-9,14	21,49
GTJ55	VT-25b	-0,74	-9,29	21,33
GTJ56	VT-27b	1,97	-5,26	25,49
GTJ57	VT-27c	2,01	-5,21	25,53

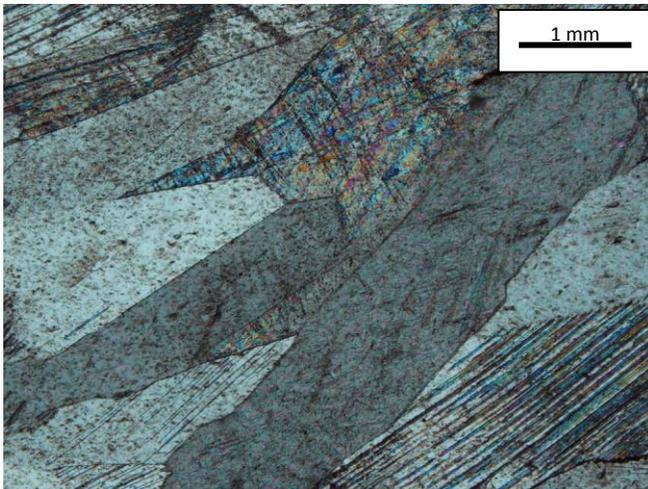
FOTOMICROGRAFIAS DE ALGUNAS VETAS DE CALCITA



VT-83. Veta de calcita con diferentes planos de crecimiento. Se observan subgranos y maclado de deformación.



VT-11. Veta fibrosa de calcita. Hay maclado y exfoliación visible.



VT-113. Veta fibrosa presenta maclado lo cual es evidencia de deformación.

