



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**MINERALOGÍA Y GEOCRONOLOGÍA DE FILOSILICATOS ASOCIADOS A ZONAS DE
FALLA EN EL CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS
MEXICANO (ESTADOS DE QUERÉTARO Y GUANAJUATO)**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

PRESENTA

DIANA ELIZABETH GARDUÑO MARTÍNEZ

**TUTOR: DRA. TERESA PI PUIG
INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

MÉXICO D.F., OCTUBRE DE 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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 proyecto CONACyT de Ciencia Básica subvención número 167514 dirigido por la Dr. Teresa Pi Puig, cuyo apoyo fue indispensable para la realización de este trabajo.

A la beca otorgada por el Instituto de Geología para la conclusión de esta tesis.

A la Dra. Teresa Pi Puig, por haberme dirigido en este trabajo y por haberme compartido parte de su conocimiento. Gracias por su aprecio y por todo el apoyo que me ha brindado, tanto académico como personal.

Al Dr. Michelangelo Martini, por todas las atenciones y asesorías ofrecidas. Gracias por tu apoyo, tu amistad y tú interés en este trabajo.

Al Dr. Jesús Solé, gracias por todas las asesorías y sugerencias brindadas, y sobre todo gracias por su amistad.

Al biólogo René Alcalá, gracias por todas las asesorías ofrecidas en el comienzo de este trabajo.

Al Dr. Silva que me apoyó durante toda mi vida académica y profesional y siempre estaré agradecida por su amistad.

Al jurado examinador: Dra. Teresa Pi Puig, Dr. Angel F. Nieto Samaniego, Dra. Margarita López Martínez, Dr. Michelangelo Martini y al Dr. Peter Schaaf por sus acertados comentarios que mejoraron este trabajo.

A Margarita Reyes Salas y a Patricia Girón por sus aportaciones en este trabajo.

Gracias a mis amigos que me apoyaron y contribuyeron a realizar y concluir este trabajo de tesis: Juan Manuel León, Yoalli Hernández, Griselda Abascal y Priscila Medina.

“MINERALOGÍA Y GEOCROLOGÍA DE FILOSILICATOS ASOCIADOS A ZONAS DE FALLA EN EL CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS MEXICANO (ESTADOS DE QUERÉTARO Y GUANAJUATO)”

RESUMEN

La historia tectónica del Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras (CPCM), el cual se encuentra expuesto en la Sierra Madre Oriental, puede ser reconstruida con mayor precisión mediante la datación del movimiento a lo largo de las principales estructuras de acortamiento.

Este trabajo se centra en la caracterización mineralógica y geocronológica detallada de dos fallas con rumbos generales NNW-SSE ubicadas en la parte occidental del CPCM (estados de Querétaro y de Guanajuato) y que alcanzaron la facies de subesquistoso verde durante su periodo de mayor actividad.

Se incluye un análisis estructural de la deformación a diferentes escalas; la separación por tamaño de grano (muy gruesa=2-4 μm , gruesa=0.5-2 μm , media=0.05-0.5 μm y fina=<0.05 μm) dentro de la fracción de arcilla; la caracterización mineralógica mediante Difracción de Rayos X (DRX) y las dataciones sistemáticas mediante el método K-Ar de los minerales sintectónicos (ilita-mica).

La primera estructura, denominada Cabalgadura El Doctor, de escala kilométrica y con vergencia hacia el NE, se encuentra localizada en la parte centro-occidental del CPCM (Edo. de Querétaro). En el análisis estructural de la misma, se identifican al menos 4 grupos de estructuras sobrepuestas, que definen las deformaciones D1 a D4. El rango de edades para la fracción muy gruesa en la zona de cizalla va de 89.7 ± 1.3 a 70.5 ± 1.4 Ma, para la gruesa se encuentra entre 80.2 ± 1 y 71.8 ± 1 Ma, para la media va de 70.9 ± 1 Ma a 66.1 ± 0.9 Ma y para la fracción fina es de 49.9 ± 0.9 Ma

La segunda estructura, denominada en este estudio Falla Chupadero, presenta vergencia hacia el SW, y es considerada una de las estructuras más representativas del sistema de cabalgaduras de la Sierra de los Cuarzos (Estados de Querétaro y Guanajuato). En el análisis estructural de la misma se identificaron 3 grupos de estructuras que definen las deformaciones D1, D2 y D3. El rango de edades para la fracción gruesa se encuentra entre 82.6 ± 1.1 y 71.3 ± 1.0 Ma, para la fracción media va de 75.7 ± 1.0 a 69.4 ± 1.0 Ma, y para la fracción fina esta entre 47.6 ± 0.8 y 35.0 ± 1.7 Ma.

Con base en los datos mineralógicos, para ambas fallas se interpreta que la edad de la fracción gruesa documenta el primer episodio de deformación (D1) y la edad de la fracción fina nos indica el último movimiento deformativo relacionado con la actividad de la cuña orogénica en esta zona y/o con procesos diagenéticos.

Las edades obtenidas en las dos localidades del CPCM, muestran que ambas fallas tienen un rango de edades similares en cada una de las fracciones, lo cual sugiere que estas estructuras fueron formadas en un mismo evento orogénico, que es geocronológicamente concordante con la edad de la orogenia "Laramide" sensu lato (Cenomaniano-Eoceno).

"GEOCHRONOLOGY AND MINERALOGY OF PHYLLOSILICATES ASSOCIATED TO FAULT ZONES IN THE MEXICAN FOLD-THRUST BELT (QUERETARO AND GUANAJUATO STATES)"

ABSTRACT

The tectonic history of the Mexican Fold-Thrust Belt (MFTB), exposed in the Sierra Madre Oriental, can be estimated accurately by dating the movement along the main shortening structures (faults and shear zones).

This study is focused in a detailed mineralogical and geochronological characterization of two structures, striking generally NNW-SSE, and located in the western portion of the MFTB (Queretaro and Guanajuato States), which reached the sub-greenschist facies during its main activity period. It includes a structural analysis of the deformation at different scales. The separation of grain size (very coarse=2-4 μm , coarse=0.5-2 μm , medium=0.05-0.5 μm and fine=<0.05 μm) within the clay fraction, the mineralogical characterization with X-ray diffraction (XRD), and the systematic dating using the K-Ar method of the syn-tectonic minerals (illite-mica).

The first structure, named El Doctor Thrust, with a kilometer scale and a NE vergence, is located in the central-western side of the MFTB (Queretaro State). The detailed structural analysis of the El Doctor fault zone allows the identification of at least four superposed groups of structures, which we identify as D1 to D4. The age interval for the very coarse fraction in the shear zone is between 89.7 ± 1.3 and 70.5 ± 1.4 Ma, for the coarse fraction is between 80.2 ± 1 and 71.8 ± 1 Ma, for the medium fraction is between 70.9 ± 1 Ma and 66.1 ± 0.9 Ma and the fine fraction shows an age of 49.9 ± 0.9 Ma.

The second structure, with a SW vergence was named in this work Chupadero fault, and is considered as one of the most representative structures of the *Sierra de los Cuarzos* thrust system (Queretaro and Guanajuato States). The structural analysis identifies at least 3 groups of superposed structures, defined as D1, D2 y D3. The age interval for the very coarse fraction in the shear zone is between 82.6 ± 1.1 and 71.3 ± 1.0 Ma, for the medium fraction is between 75.7 ± 1.0 and 69.4 ± 1.0 Ma, and for the fine fraction is between 47.6 ± 0.8 and 35.0 ± 1.7 Ma.

Based on mineralogical data, the age obtained from coarse fractions at the fault zones document the first and most important fault movement (D1) and the ages for the finest

fractions are interpreted as the last tectonic event related to the orogenic wedge in these areas and/or diagenetic processes.

The age data obtained in the two locations of the MFTB, show that both faults have similar intervals ages in each of the fractions, suggesting that these structures were formed during the same orogenic event, which is in geochronological concordance with the Laramide orogeny *sensu lato* (Cenomanian-Eocene).

“MINERALOGÍA Y GEOCROLOGÍA DE FILOSILICATOS ASOCIADOS A ZONAS DE FALLA EN EL CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS MEXICANO (ESTADOS DE QUERÉTARO Y GUANAJUATO)”

Índice

RESUMEN	i
ABSTRACT.....	iii
CAPÍTULO 1: Generalidades	1
1.1 Introducción.	1
1.2 Objetivos.....	2
1.3 Localización geográfica, geológica y fisiográfica del área de estudio.	2
CAPÍTULO 2: Marco Geológico	4
2.1 El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano.....	4
2.2 Estratigrafía Regional de la zona de Falla El Doctor.....	6
2.3 Estratigrafía Regional de la zona de Falla Chupadero.....	12
CAPÍTULO 3: Metodología	16
3.1 Toma de muestras en campo y caracterización estructural	18
3.2 Análisis Petrográfico-Estructural	21
3.3 Separación Granulométrica <2µm	23
3.4 Caracterización Mineralógica de roca total por DRX.....	31
3.5 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB).....	42
3.6 Fechamiento K-Ar.....	43
CAPÍTULO 4: Resultados	46
4.1 Falla El Doctor	46
4.2 Falla Chupadero.....	72
CAPÍTULO 5: Discusión	93
5.1 Introducción	93
5.2 Mecanismos de formación de illita	94
5.3 Caracterización mineralógica	98
5.4 Datación K-Ar de la illita en fallas	102
5.5 Implicaciones Tectónicas.....	115
CAPÍTULO 6: Conclusiones	119
REFERENCIAS	122

Lista de figuras

Figura 1.1 Localización de la Falla El Doctor y la Falla Chupadero.....	3
Figura 2.1 Mapa tectónico de la localización de las áreas de estudio.....	6
Figura 2.2 Columna de la estratigrafía del área de estudio de la Falla El Doctor.....	8
Figura 2.3 Columna de la estratigrafía del área de estudio de la Falla Chupadero.....	14
Figura 3.1 Metodología aplicada para la Falla El Doctor y la Falla Chupadero.....	18
Figura 3.2 Mapa geológico que muestra la localización de la Falla El Doctor.....	20
Figura 3.3 Mapa geológico que muestra la localización de la Falla Chupadero.....	21
Figura 3.4 Clasificación morfológica de foliaciones.....	23
Figura 3.5 Esquema de la metodología aplicada para la separación < 2 μm	24
Figura 3.6 Proceso de floculación.....	29
Figura 3.7 Diagrama del tubo de centrifuga.....	30
Figura 3.8 Difractómetro Shimadzu X-Ray 6000.....	34
Figura 3.9 Agitador utilizado para la saturación de muestras.....	36
Figura 3.10 Medición del Índice de Kübler.....	39
Figura 3.14 Procedimiento empleado para la medición de politipos.....	40
Figura 3.12 Difractogramas de politipos de ilita.....	41
Figura 3.13 Modelado de intensidades de los politipos de la ilita.....	41
Figura 3.14 Procedimiento empleado para la medición de politipos.....	42
Figura 3.15 Ejemplo de descomposición de patrones de DRX de fases iliticas.....	43
Figura 4.1 Ubicación de zona de cizalla de la cabalgadura El Doctor.....	47
Figura 4.2 Fotografías de estructuras y texturas de la cabalgadura El Doctor.....	49
Figura 4.3 Proyecciones estereográficas.....	50
Figura 4.4 Indicadores cinemáticos.....	51
Figura 4.5 Patrones de DRX de la mineralogía de roca total asociada con la Falla El Doctor.....	54
Figura 4.6 Patrones de DRX de la mineralogía total de la roca huésped.....	55
Figura 4.7 Patrones de DRX de las posiciones de las reflexiones 00l en tres agregados orientados diferentes.....	56
Figura 4.8 Patrones de difracción de la fracción < 2 μm de la Falla El Doctor.....	57
Figura 4.9 Patrones de difracción de la fracción < 2 μm de la roca huésped.....	58
Figura 4.10 Relación entre los picos de las reflexiones basales 002 y 003.....	59
Figura 4.11 Gráfico que muestra la relación entre el índice de Kübler (IK) y el tamaño de cristalito (CS).....	63
Figura 4.12 a. Cuantificación de politipos en la muestra CD1 mediante WILDFIRE.....	65
Figura 4.13 a. Grafico entre el %2M1* y el %2M1 modelado en WILDFIRE.....	65
Figura 4.14 a. Ejemplo de la descomposición de la primera reflexión de la ilita.....	66
Figura 4.15 a. Relación entre el % de WCI y el IK.....	67
Figura 4.16 Imágenes del Microscopio electrónico de barrido de la Falla El Doctor.....	68
Figura 4.17 a. Gráfico de la relación entre el % de K y el índice de Kübler.....	71
Figura 4.18 Tendencia entre el porcentaje de 2M1 y la edad K-Ar.....	71

Figura 4.19 Gráfico de la relación entre el tamaño de partícula de la illita (μm) y la edad obtenida por el Método de K-Ar.....	72
Figura 4.20 a. Detalle de afloramiento de la zona de cizalla.....	74
Figura 4.21 Proyecciones estereográficas de la Falla Chupadero.....	75
Figura 4.22 Indicadores cinemáticos de la Falla Chupadero.....	76
Figura 4.23 Patrones de DRX de la mineralogía de roca total asociada con la Falla Chupadero en el afloramiento 1.....	79
Figura 4.24 Patrones de DRX de la mineralogía de roca total de la Falla Chupadero en el afloramiento 2.....	80
Figura 4.25 Patrón de DRX de la mineralogía de la roca huésped.....	81
Figura 4.26 Patrones de DRX de las posiciones de las reflexiones 001 de la muestra M-1 en tres agregados orientados diferentes.....	82
Figura 4.27 Patrones de difracción de la fracción $< 2 \mu\text{m}$ de la Falla Chupadero, afloramiento 1.....	83
Figura 4.28 Patrones de difracción de la fracción $< 2 \mu\text{m}$ de la Falla Chupadero, afloramiento 2.....	84
Figura 4.29 Gráfico de la relación entre el índice de Kübler (IK) y el tamaño de cristalito (CS).....	88
Figura 4.30 Relación entre el % de WCI y el IK correspondiente en cada una de las fracciones.....	89
Figura 4.31 Correlación del IK de los componentes WCI y PCI.....	89
Figura 4.32 Imágenes del MEB de la zona de Falla Chupadero.....	91
Figura 4.33 a. Gráfico de la relación entre el % de K y el índice de Kübler.....	93
Figura 4.34 Gráfico de la relación entre tamaño de partícula de la illita (μm) y la edad obtenida por el método de K-Ar.....	93
Figura 5.1 Imágenes del MEB de los diferentes procesos de ilitización.....	96
Figura 5.2 Esquema idealizado del proceso de ilitización.....	97
Figura 5.3 Diferentes mecanismos de formación de illita.....	99
Figura 5.4 Modelo sinóptico que muestra la sección esquemática a través de una zona de falla.....	102
Figura 5.5 Modelo conceptual para la interpretación de edades K-Ar vs tamaño de grano.....	106
Figura 5.6 Gráfico de la relación entre el radio promedio de illita (μm) y la edad obtenida por el Método de K-Ar.....	111
Figura 5.7 Modelo conceptual para la interpretación de la edad K-Ar en comparación con las fracciones obtenidas en la Falla El Doctor.....	112
Figura 5.8 Gráfico de la relación entre el radio promedio de illita (micras) y la edad obtenida por el método de K-Ar.....	114
Figura 5.9 Modelo conceptual para la interpretación de la edad K-Ar en comparación con las fracciones obtenidas en la Falla Chupadero.....	116
Figura 5.10 Gráfico de la relación entre el tamaño de grano (μm) y la edad obtenida por el Método de K-Ar de la Falla El Doctor y Chupadero.....	117

Figura 5.11 Cuadro esquemático que muestra las localizaciones de algunos rangos de deformación de diversas estructuras dentro del CPCM.....	118
Figura 5.12 Esquema de cuña crítica.....	119

Lista de tablas

Tabla 3.1 Tiempo de caída de partículas de 2 μm	28
Tabla 3.2 Tiempos de separación de diferentes subfracciones.....	31
Tabla 3.3 Características instrumentales del difractómetro Shimadzu XRD-6000.....	34
Tabla 3.4 Ventajas y desventajas de los métodos K-Ar y Ar-Ar.....	45
Tabla 4.1 Mineralogía de Roca Total de la Falla El Doctor	53
Tabla 4.2 Mineralogía de la fracción menor a dos micras de la Falla El Doctor.....	60
Tabla 4.3 Edades K-Ar de la Falla El Doctor	70
Tabla 4.4 Mineralogía de Roca Total de la Falla Chupadero.....	78
Tabla 4.5 Mineralogía de la fracción arcilla de la Falla Chupadero.....	85
Tabla 4.6 Edades K-Ar de la Falla Chupadero.....	92
Tabla 5.1 Temperatura de cierre ($^{\circ}\text{C}$).....	108

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

CAPÍTULO 1: Generalidades	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Objetivos.....	2
1.3 Localización geográfica, geológica y fisiográfica del área de estudio.....	2

CAPÍTULO 1: Generalidades

1.1 Introducción.

La formación de minerales arcillo-micáceos (ilita-mica) autigénicos y sintectónicos es una característica muy común en las zonas de falla. El fechamiento de estos minerales ha sido usado en los últimos 15 años por diferentes autores (Lyons y Snellenburg, 1971; Clauer et al., 1997; Vrolijk y Van der Pluijm, 1999; Zwingmann y Mancktelow, 2004; Solum et al., 2005; Schleicher et al., 2006; Van der Pluijm et al., 2006; Siebel et al., 2010; Duvall et al., 2011; Zwingmann et al., 2010a, 2010b, 2011; Verdel et al., 2011a, 2011b, Surace et al., 2011; Tagami, 2012; Viola et al., 2013; Clauer, 2013) para constreñir el tiempo de los episodios del fallamiento y así reconstruir la evolución tectónica a escala regional.

La premisa fundamental en la datación isotópica en zonas de fallas es que la formación de la roca de falla es el resultado de varios procesos tanto físicos como químicos, relacionados a la circulación de fluidos, presión y condiciones de latemperatura durante la deformación. Por lo tanto, entender el régimen de temperatura en las zonas de cizalla, por medio de un análisis textural y mineralógico, es crucial para la interpretación termocronológica de edades de ilita-mica.

Aunque la datación K-Ar de fracciones de minerales ílíticos en zonas de falla ha sido usado por diversos autores, la interpretación de estos datos es frecuentemente difícil debido a los diferentes mecanismos de crecimiento de la ilita (p.ej., Środon et al., 2002).

Si bien en la corteza continental superior de México existen una gran cantidad de fallas mayores, las cuales jugaron un papel muy importante en la evolución tectónica del país (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005; Chávez-Cabello et al., 2007), la datación isotópica de fallas relacionadas con minerales arcillo-micáceos ha sido aplicada en contadas ocasiones en México (p.ej., Gray et al., 2001; Fitz-Díaz et al., 2014). Esto conlleva a una reconstrucción incompleta de la evolución tectónica de México.

En este trabajo se presenta un estudio detallado que incluye una caracterización mineralógica, análisis estructural de la deformación y dataciones sistemáticas por K-Ar de minerales sintectónicos (ilita-mica), de dos estructuras ubicadas en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), uno de los rasgos más importantes de la geología mesozoica de México (Suter, 1987; Salinas-Prieto, 1994; Fitz-Díaz, 2010; Fitz-Díaz et al., 2011). Este cinturón, tiene una orientación NW-SE a E-W (Fries, 1960; Campa-Uranga et al., 1976; Suter, 1984) y se encuentra limitado al oeste por el Terreno Guerrero (TG). Debido a la

yuxtaposición de el TG al oeste del CPCM y a la teoría de la cuña orogénica (Davis et al., 1983), muchos autores han propuesto una posible relación entre la acreción del TG y el acortamiento del Cretácico Tardío-Paleógeno del interior continental de México (Campa y Coney, 1983; Campa-Uranga, 1985; Salinas-Prieto et al., 2000; Keppie, 2004; Talavera-Mendoza et al., 2007).

Las estructuras estudiadas en la presente investigación se localizan en la parte occidental del CPCM, en los estados de Querétaro y de Guanajuato; tienen rumbos generales NNW-SSE. La primera, denominada Falla El Doctor (Fig.1.1), es una estructura que aflora a lo largo de 36 km con vergencia hacia el NE y acomodó acortamientos importantes durante el Cretácico Tardío-Paleógeno, de acuerdo a la estratigrafía de la región. La segunda, que hemos denominado Falla Chupadero, está ubicada en la parte más occidental del CPCM y es una estructura con vergencia hacia el WSW.

La correlación de la historia tectónica de ambas localidades nos permitirá examinar las conexiones espacio-temporales en la evolución del CPCM.

1.2 Objetivos.

1. Metodológico: Poner a punto en el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México una metodología que nos permita utilizar la caracterización mineralógica y geocronológica de los filosilicatos (ilita-mica) para descifrar la historia de deformación en zonas cizalla.

2. Geológico: Aplicar dicha metodología en las zonas de cizalla El Doctor y El Chupadero, para intentar descifrar las conexiones espacio-temporales de ambas estructuras en la evolución del CPCM.

1.3 Localización geográfica, geológica y fisiográfica del área de estudio.

Las áreas de estudio se ubican en los estados de Querétaro y Guanajuato. El afloramiento de la Falla El Doctor está ubicada en la parte noreste de Querétaro, con coordenadas UTM 14Q 438716 mE y 2306465 mN (Fig.1.1), mientras que el afloramiento de la Falla Chupadero está localizada al suroeste de Guanajuato, con coordenadas UTM 14Q 347923 mE y 2313802 mN (Fig. 1.1). De acuerdo al INEGI (2010) las áreas de estudio están localizadas en la porción sur de la provincia geográfica de Sierra Madre Oriental. Con respecto a las provincias geológicas de México, las dos áreas están ubicadas dentro del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (Ortega-Gutiérrez et. al., 1992).

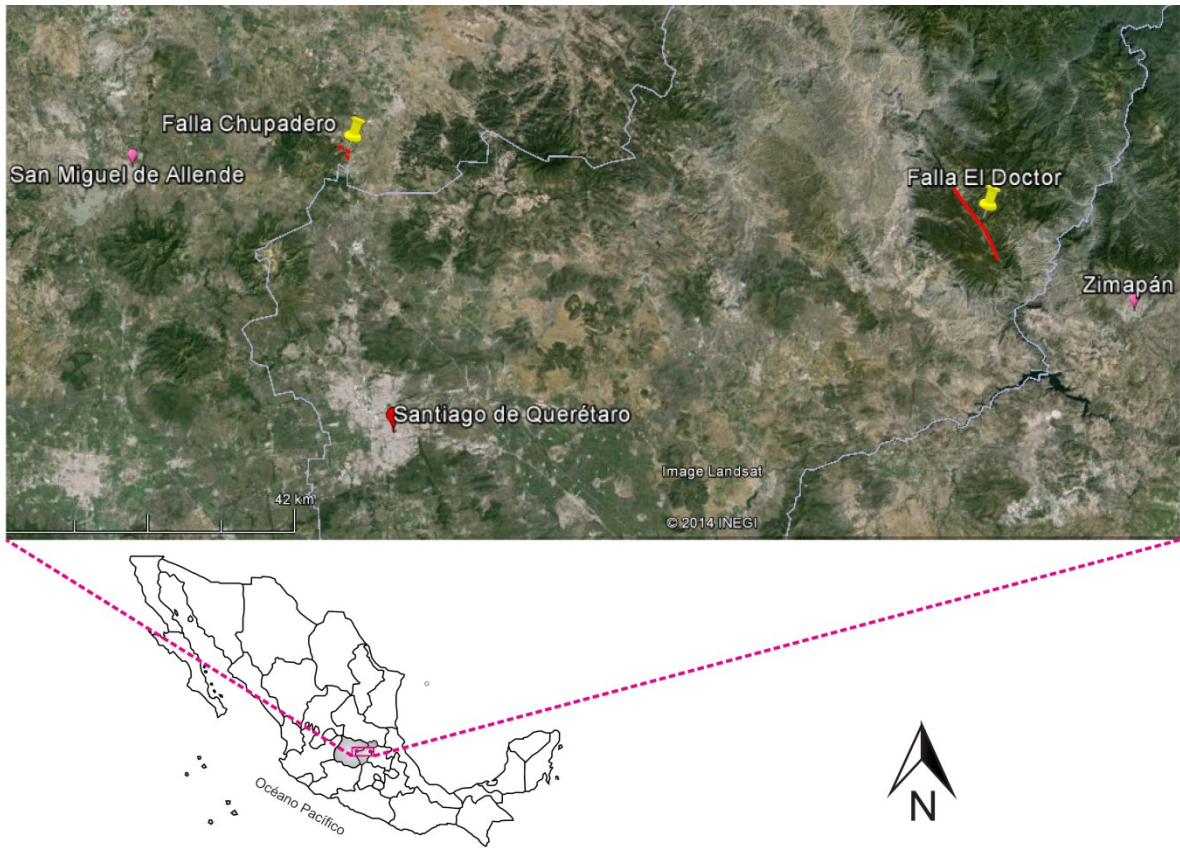


Figura 1.1 Localización de la Falla El Doctor y la Falla Chupadero.

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO

CAPÍTULO 2: Marco Geológico	4
2.1 El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano.....	4
2.2 Estratigrafía Regional de la zona de Falla El Doctor.....	6
2.2.1 Formación Las Trancas.....	8
2.2.2 Formación El Doctor.....	8
2.2.3 Formación Soyatal.....	9
2.2.4 Rocas Ígneas Intrusivas.....	10
2.2.5 Rocas Ígneas Extrusivas.....	11
2.2.6 Aluvión.....	11
2.3 Estratigrafía Regional de la zona de Falla Chupadero.....	12
2.3.1 Formación Sierra de los Cuarzos.....	12
2.3.2 Formación Pelones.....	14
2.3.3 Formación Española.....	14
2.3.4 Rocas Ígneas Cenozoicas.....	15
2.3.5 Aluvión.....	15

CAPÍTULO 2: Marco Geológico

2.1 El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano

Las áreas de estudio están localizadas al occidente del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) o Sierra Madre Oriental, el cual está orientado NW-SE a E-W (Fig. 2.1) (Fries, 1960; Campa-Uranga et al., 1976; Suter, 1984). El CPCM está conformado por rocas sedimentarias heterogéneas cuya edad va desde el Jurásico hasta el Paleógeno. Este cinturón es interpretado como una cuña orogénica del Cretácico tardío-Paleógeno temprano que se formó por un considerable acortamiento del interior continental de México (Suter, 1984; Suter, 1987; Fitz -Díaz 2010; Fitz -Díaz et al, 2011a), y además es interpretado por muchos autores como la continuación de la las Montañas Rocallosas de América del Norte (De Cserna, 1956; Humphrey, 1956; Tardy, 1980; Charleston, 1981; Smith, 1981; Padilla y Sánchez, 1982; Suter, 1984; Campa- Uranga, 1985; Padilla y Sánchez, 1986; Suter, 1987; Aranda García, 1991; Ye, 1997; Eguiluz et al., 2000).

El CPCM cuenta con una extensión de 100 a 250 km de ancho (Campa-Uranga, 1985 y Eguiluz et al., 2000) y consiste en una cadena de pliegues elongados, con flancos de verticales a subverticales, con fallas y cabalgaduras en su mayoría con transporte tectónico hacia el antepaís, aunque en ocasiones se presentan vergencias opuestas (Padilla y Sánchez, 1985). Al norte de México presenta una orientación NW-SE y estructuras de deformación de "piel-gruesa" que afectan a la cobertura y al basamento, cortadas por estructuras de "piel-delgada" que afectan solo la cobertura sedimentaria (Chávez-Cabello et al., 2007; Fitz-Díaz et al., 2011a). Hacia el centro de México, el estilo de deformación es predominantemente de piel-delgada. En su extremo sur, el CPCM se estrecha y la orientación cambia a NS.

En la zona de la Peña de Bernal - Tamazunchale, el CPCM muestra una forma de cuña y un gradiente de la deformación y de temperatura que disminuye progresivamente hacia el este (Fitz -Díaz et al., 2011a). Según los modelos de cuña orogénica de Dahlen et al. (1984) y Dahlen (1990), estas características indican que el " bulldozer " que produjo tal deformación regional debería de estar localizado al oeste del CPCM, y que el acortamiento debió haber sido propagado progresivamente hacia el este (Fitz -Díaz et al., 2011a). Esto es soportado por datos paleontológicos, que indican que los depósitos sin-orogénicos a través de la sección de Peña

de Bernal - Tamazunchale son progresivamente más jóvenes hacia el este (López- Ramos, 1983; Hernández- Jáuregui, 1997).

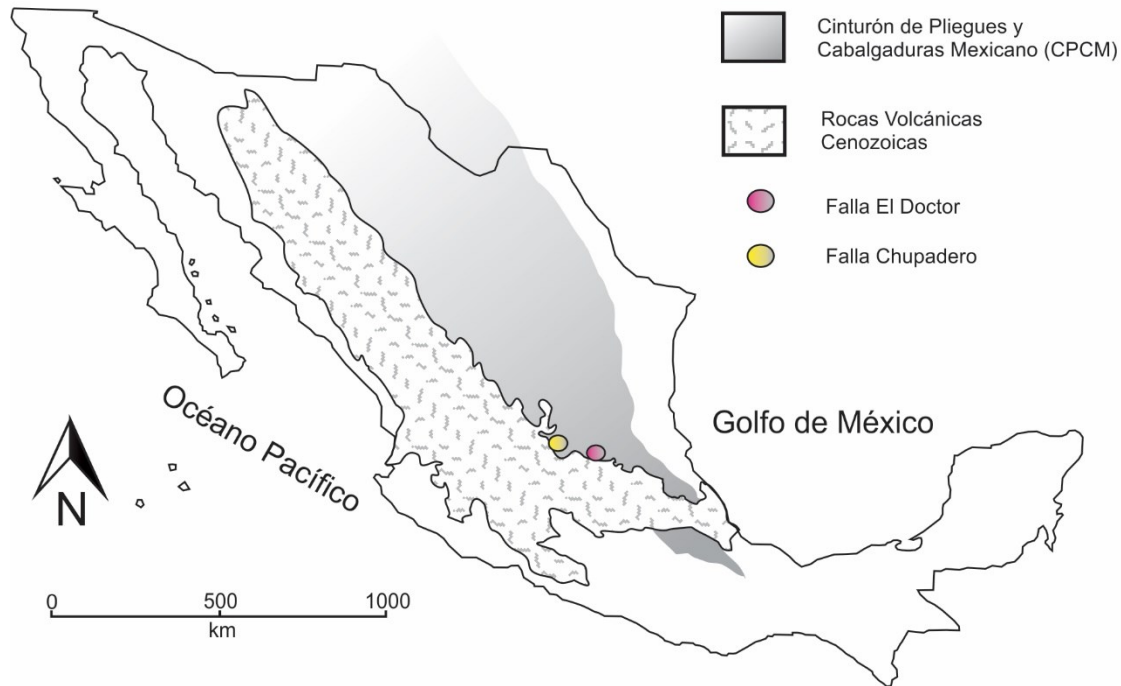


Figura. 2.1 Mapa esquemático de la localización de las áreas de estudio y la extensión del CPCM (Tomado de Martini et. al., 2012).

Por lo menos dos fases distintas de acortamiento se han documentado en el CPCM (Fitz -Díaz et al., 2012). D1 es considerado el principal evento tectónico que formó la Sierra Madre Oriental , y esta expresado por cabalgaduras T1 y pliegues F1 a escala kilométrica, que acomodaron varios cientos de kilómetros de acortamiento (Suter, 1980 ; Suter , 1984 ; Suter , 1987 ; Ortega -Flores , 2010 ; . Fitz -Díaz et al., 2012). Basándose en evidencias estratigráficas, la edad de este evento se infiere entre el Turoniano y Santoniano al oeste del CPCM, y entre el Campaniano y Maastrichtiano en su parte oriental (Hernández -Jáuregui, 1997; López -Oliva et al., 1998). D2 está expresado por estructuras a escala métrica de pliegues suaves F2 y desplazamientos de fallas inversas T2 superponiéndose a las estructuras de D1 (Ortega- Flores, 2010; Fitz -Díaz et al., 2012). D1 y D2 son interpretadas por Fitz -Díaz et al. (2011a)

como resultado de las orogenias Sevier y Laramide, respectivamente. De acuerdo con este escenario, el CPCM es el producto de una compleja evolución estructural del Cretácico Tardío-Paleógeno temprano resultante de la superposición de al menos dos pulsos orogénicos diferentes.

Por último, el CPCM es cortado por fallas normales de alto ángulo que producen un complejo patrón estructural de horst y graben.

2.2 Estratigrafía Regional de la zona de Falla El Doctor.

La cabalgadura El Doctor está expuesta al occidente de la sección de Peña de Bernal-Tamazunchale. Ésta estructura fue descrita como una zona de cizalla frágil-dúctil que produce el cabalgamiento de las calizas de plataforma, la Formación El Doctor, sobre las turbiditas calcáreas de la Formación Soyatal. La cabalgadura El Doctor es una estructura kilométrica y tiene una orientación NW-SE a N-S moderadamente inclinada hacia el SW.

En el área de estudio afloran principalmente rocas sedimentarias, comprendidas entre el Jurásico Superior y el Cretácico Superior (Fig. 2.2). Las unidades se describen a continuación desde la más antigua a la más reciente:

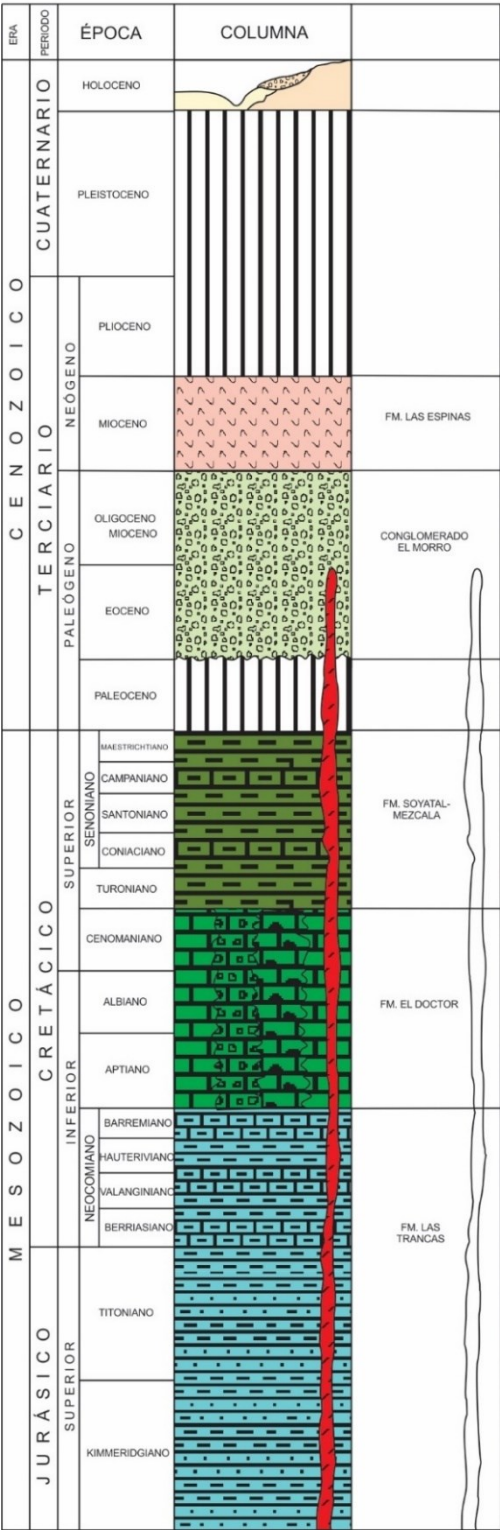


Figura 2.2 Columna esquemática de la estratigrafía del área de estudio de la Falla El Doctor (Tomada de la Carta Geológico-Minera de San Joaquín, SGM).

2.2.1 Formación Las Trancas

Esta unidad fue definida por Segerstrom (1961) y consta de intercalaciones de lutita y limolita calcárea, ligeramente filitizada, de color gris oscuro, con intercalaciones de caliza arcillosa parcialmente piritizada y capas delgadas de grauvaca y pedernal. Además, presenta un conglomerado gris oscuro, de pocos metros de espesor, que contiene una capa de coquina en la parte basal; el conglomerado está constituido en gran parte por guijas cuarcíferas bien redondeadas; sobreyacen al conglomerado unas capas de grauvaca de grano grueso e intercalaciones de lutitas, que cambian hacia arriba a conglomerado.

La Formación Trancas tiene un espesor que en general varía de 100 a 200 m pero puntualmente alcanza 800 a 1000 m (López-Ramos, 1979; PEMEX, 1988). López-Ramos (1979) indica que esta unidad corresponde a una típica facies de cuenca; mientras que PEMEX (1988) menciona que el ambiente de estas rocas varía de aluvial a litoral y se relaciona con la zona de post-arco y arco magmático, por la presencia de tobas y lavas almohadilladas. Los fósiles encontrados (Wilson et al., 1955; Segerstrom, 1961; Carrillo-Martínez y Suter, 1982) permiten asignar a esta unidad una edad que va del Kimmeridgiano al Barremiano (156-125 Ma).

2.2.2 Formación El Doctor

Sobreyaciendo a la Formación Trancas, transicionalmente aflora una unidad calcárea denominada Formación El Doctor. Wilson et al. (1955) asignaron el nombre de caliza El Doctor a las rocas carbonatadas que afloran en las inmediaciones del Macizo El Ángel-El Espolón. Sin embargo, diversos autores (Bonet, 1963; Carrasco, 1970; Carrillo-Martínez y Suter, 1982) consideran a la caliza El Doctor y la Formación El Abra (Plataforma de Valles San Luis Potosí) como una sola unidad, debido a su gran analogía litológica y fosilífera, además de la corta distancia que separa al banco El Doctor de la Plataforma de Valles San Luis Potosí. Empero, para el presente trabajo se utilizara el término de Formación El Doctor, cuando se hable de las rocas que constituyen al banco calcáreo del mismo nombre.

Wilson et al. (1955) identificaron cuatro facies: La Negra, San Joaquín, Socavón y Cerro Ladrón, esta última la dividieron en tres subfacies: una subfacies con rudistas, una subfacies de lodos calizos y una subfacies de conglomerado de grano fino. Segerstrom (1961a) propone

el nombre de banco Ixmiquilpan como una facies más de la Caliza El Doctor el cual aflora al sur de Ixmiquilpan, Hidalgo.

Carrillo-Martínez (1981) describe a esta unidad diferenciándola en dos facies: la facies de plataforma que consiste de bancos gruesos bien estratificados de caliza de grano fino con miliólidos y la facies de borde de plataforma; la cual consiste de calcarenita y calcirudita con abundancia de rudistas. Mendoza-Rosales (1990) menciona que la unidad se observa frecuentemente recristalizada en los contactos por cabalgadura.

El depósito de esta unidad tuvo lugar en ambientes de plataforma interna, alcanzando un espesor que va de 200 m hasta 1500 m (Wilson et al., 1955; López-Ramos, 1979; Carrillo-Martínez y Suter, 1982; Suter, 1987). Se ha interpretado que los microfósiles bentónicos de la Formación El Doctor son fósiles índice del Albiano-Cenomaniano (Mendoza-Rosales, 1990).

2.2.3 Formación Soyatal

La Formación Soyatal sobreyace a las calizas de la Formación El Doctor de manera concordante cuando el contacto es estratigráfico, sin embargo, cuando el contacto es tectónico la Formación Soyatal infrayace a las calizas de la Formación El Doctor por el cabalgamiento de esta última. Esta unidad consiste en alternancia de caliza y lutita calcárea delgada, con aumento de las lutitas laminares hacia arriba; una gruesa sucesión de capas superiores que consiste predominantemente en lutita y capas intercaladas de arenisca.

López-Doncel (2002) menciona que en la Sierra de Álvarez y Sierra del Coro (porción centro-occidental del estado de San Luis Potosí) esta unidad consiste de caliza, caliza margosa, marga, arenisca fina y lutita que se intercalan localmente con bancos de brecha calcárea. En el área de San Joaquín, Querétaro, esta unidad consiste de una alternancia rítmica de estratos delgados de caliza mudstone de color gris oscuro, con estratos delgados de lutita calcárea de color negro que intemperiza de pardo amarillento a verdoso, con algunos horizontes de conglomerado y brecha calcárea; la litología tiene frecuentes cambios laterales, siendo en algunos lugares más calcárea y en otros más pelítica (Yussim-Guarneros, 2004).

Hernández-Jáuregui (1997) identificó estratos calcáreos y compactos de calizas que se asocian con ambientes de cuenca y que fueron interpretados como la etapa incipiente de acortamiento. Hacia la cima, encontró sedimentos deformados más arcillosos de calcilutita en alternancia con limos y lodo calcáreo muy deleznable, que muestran una gran actividad

tectónica. Adicionalmente también es posible observar algunos horizontes rojizos en secuencias turbidíticas de ésta Formación, con espesores milimétricos a centimétricos, presentándose en las cercanías de las zonas de contacto tectónico entre las formaciones El Doctor y Soyatal.

Omaña-Pulido (2012), considera que la Formación Soyatal está compuesta por dos miembros; el miembro inferior consiste principalmente en calizas y lutitas mientras que el miembro superior está dominado por depósitos clásticos (lutitas, areniscas y brechas).

Wilson et al. (1955) consideraron que la Formación Soyatal se depositó durante el Turoniano. En base a datos bioestratigráficos, Ward (1979) describió *Hippurites mexicana* perteneciente al Turoniano. Hernández-Jáuregui (1997) mencionan que con base en un estudio bioestratigráfico, el depósito de la Formación Soyatal puede situarse dentro del Turoniano medio-Coniaciano medio. Por otra parte, Kiyokawa (1981) determina edades entre el Turoniano tardío al Campaniano, en base a nanoplancton calcáreo en el área de Zimapán. Estudios recientes al oeste de la plataforma de Valle San Luis Potosí (Omaña-Pulido, 2012) constriñen edades del miembro inferior de la Fm. Soyatal entre el Turoniano-Coniaciano (bioestratigrafía de alta resolución de foraminíferos planctónicos), en tanto que para el miembro superior reporta edades del Santoniano. Para este estudio serán consideradas las edades entre la parte media del Turoniano y el Coniaciano (Hernández-Jáuregui, 1997; Omaña Pulido, 2012).

Las características físicas de la unidad expresan un ambiente de depósito de cuenca, y se ha considerado como el relleno de cuenca de antepaís relacionada con la creación del CPCM (p.ej. Hernández-Jáuregui, 1997).

2.2.4 Rocas Ígneas Intrusivas

En la zona también afloran rocas intrusivas (granodiorita a diorita y en menor proporción monzonita) del Paleógeno, en forma de troncos de diferentes dimensiones, que intrusionan a las formaciones mesozoicas descritas en los párrafos anteriores (Carrillo, 1989).

2.2.5 Rocas Ígneas Extrusivas

Están compuestas por lavas y depósitos piroclásticos de composición riolítica y riodacítica de edades del Paleógeno (Carrillo-Martínez y Suter, 1982), también es posible encontrar coladas de basaltos y andesitas del Plioceno Tardío que sobreyacen discordantemente a las rocas sedimentarias del Mesozoico.

2.2.6 Aluvión

Principalmente comprende aluviones y coluviones que sobreyacen discordantemente en algunas áreas a las formaciones del Jurásico y del Cretácico.

2.3 Estratigrafía Regional de la zona de Falla Chupadero

La Falla Chupadero es considerada una de las estructuras más representativas del sistema de cabalgaduras de la Sierra de los Cuarzos (estados de Querétaro y Guanajuato). Dicha estructura fue descrita como una zona de cizalla frágil-dúctil con una orientación NNW-SSE y vergencia hacia el WSW, muy cerca del límite entre el TG y CPCM.

En el área de estudio aflora principalmente una sucesión de rocas sedimentarias, sobreyacida en disconformidad por rocas volcánicas, las cuales ocupan actualmente los niveles topográficos superiores de la parte oriental de la Sierra de los Cuarzos (Fig. 2.3). Las unidades litoestratigráficas informales descritas por primera vez por Palacios-García (2013) se presentan a continuación desde la más antigua a la más reciente:

2.3.1 Formación Sierra de los Cuarzos

La formación Sierra de los Cuarzos aflora en la porción occidental del área de estudio y está compuesta por tres diferentes miembros (Palacios-García y Martini, 2014). El miembro A consiste en una alternancia rítmica de arenisca rica en cuarzo, limolita, lutita e intercalaciones locales de capas delgadas de calcarenita. El miembro B está constituido por arenisca vulcanoclástica que grada hacia arriba a conglomerado matriz-soportado; en tanto que el miembro C consta de turbiditas calcárea alternadas con delgadas capas de arenisca rica en cuarzo, y lutita. En este último miembro se observan delgados flujos de lava basáltica interestratificados, indicando que la sedimentación fue contemporánea a episodios de actividad volcánica.

Esta unidad presenta pequeñas fallas normales sin-sedimentarias en diferentes niveles estratigráficos evidenciando actividad tectónica durante el depósito de la misma.

Debido a la presencia de abundantes fallas normales post-sedimentarias y a su exposición discontinua, el espesor de esta unidad es desconocido.

Se estima una edad máxima para esta unidad de 155.9 ± 1.4 Ma mediante zircones detríticos (Palacios-García, 2013; Palacios-García y Martini, 2014).

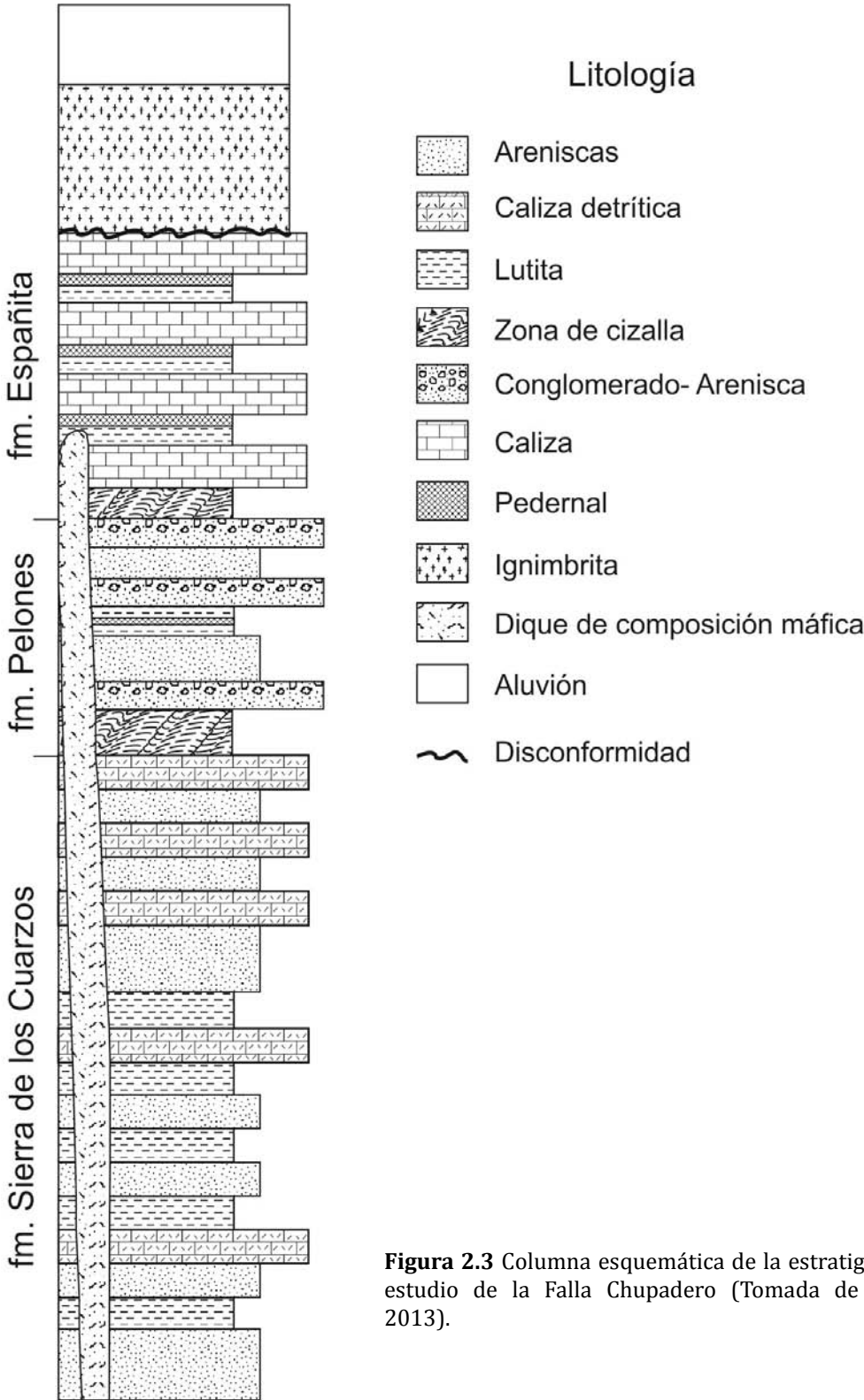


Figura 2.3 Columna esquemática de la estratigrafía del área de estudio de la Falla Chupadero (Tomada de Palacios-García, 2013).

2.3.2 Formación Pelones

Sobreyaciendo a la formación Sierra de los Cuarzos se encuentra la formación Pelones, aflorando principalmente en la parte centro-occidental del área de estudio. El contacto está representado por una zona de cizalla frágil-dúctil subhorizontal a moderadamente inclinada hacia el NE. Cerca del contacto, ambas unidades muestran una foliación penetrativa.

La formación Pelones está compuesta por una alternancia de arenisca vulcanoclástica, conglomerado y lutita. Esta unidad consta de delgadas capas de secuencia Bouma b, d y c-d, depósitos de flujo de detritos de arena, y depósitos de flujo de lodo (mudstone masivos). Los depósitos de areniscas son masivos y contienen algunos clastos de radiolarita y rocas volcánicas máficas en la parte superior.

No se han encontrado fósiles índice en las rocas de esta unidad, por lo tanto, su edad es desconocida. Sin embargo, se estima una edad máxima de depósito para esta unidad de 127.8 ± 0.8 Ma mediante zircones detríticos (Palacios-García, 2013; Palacios-García y Martini, 2014).

2.3.3 Formación Española

La formación Española se encuentra sobreyaciendo a la formación Pelones, la cual aflora en las partes topográficamente más elevadas del sector central y occidental del área de estudio. El contacto entre ambas formaciones está representado por una zona de cizalla frágil-dúctil denominada como Falla Chupadero. La formación Española consta de una alternancia rítmica de delgadas capas de caliza, marga, lutita y radiolarita en la parte superior de la formación. Frecuentemente las capas de caliza, marga y radiolaritas se encuentran boudinadas y recrystalizadas.

Se estima que esta unidad tiene un espesor mínimo de 100 m. Alaniz-Álvarez *et al.* (2001) han correlacionado estas rocas con las calizas expuestas en el área de San Miguel de Allende, las cuales contienen amonites del Cretácico Superior.

2.3.4 Rocas Ígneas Cenozoicas

Sobreyaciendo de manera disconforme a las unidades sedimentarias, se encuentra una sucesión de rocas volcánicas y volcanoclásticas, la cual está compuesta de ignimbritas bien consolidadas y depósitos asociados, conformando típicamente grandes mesetas en la parte oriental del área de estudio. Con base en lo reportado en la literatura, se relacionan estas rocas con las descritas para la provincia magmática de la Sierra Madre Occidental (Palacios-García, 2013).

También se observan escasos diques de basalto y andesita que cortan verticalmente a las rocas sedimentarias anteriormente descritas. La edad de estas rocas es desconocida. Sin embargo, con base en su composición y relación temporal con respecto a la sucesión sedimentaria, Palacios-García (2013) sugiere relacionarlos con la provincia magmática de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

2.3.5 Aluvión

De manera disconforme se encuentra el aluvión (conglomerados y areniscas sin consolidar) sobreyaciendo a las unidades sedimentarias e ígneas.

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

CAPÍTULO3: Metodología	16
3.1 Toma de muestras en campo y caracterización estructural.....	18
3.2 Análisis Petrográfico-Estructural.....	21
3.3 Separación Granulométrica <2µm.....	23
3.3.1 Separación de las subfracciones de la fracción arcilla.....	28
3.4 Caracterización Mineralógica de roca total por DRX.....	31
3.4.1 Equipo y condiciones de medición.....	32
3.4.2 Análisis de roca total mediante DRX.....	32
3.4.3 Análisis de subfracciones.....	34
3.4.4 Semicuantificación de arcillas por DRX.....	36
3.4.5 Índice de Kübler.....	37
3.4.6 Medición de politipos.....	38
3.4.7 Descomposición del pico 001.....	41
3.5 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB).....	42
3.6 Fechamiento K-Ar.....	43

CAPÍTULO 3: Metodología.

La fase inicial para la elaboración de este trabajo consistió en la búsqueda, consulta y revisión bibliográfica de trabajos geológicos previos del área de estudio, ya que era de vital importancia documentar la estratigrafía local y conocer las diversas y contrastantes hipótesis acerca de la evolución geológica de la región central-suroeste de México.

En relación a la metodología a seguir se recabó también la mayor cantidad de bibliografía posible referente, principalmente a los siguientes temas: a) caracterización de illita y de interestratificados illita-esmectita por difracción de rayos X; b) politipos de la illita; c) métodos empleados en la datación de minerales en fallas y zonas de cizalla; d) datación de illita por K-Ar y Ar-Ar.

La parte analítica del presente trabajo (Fig. 3.1), consta de las siguientes etapas: 1. Muestreo de arcillas dentro, cerca y fuera de las zonas de cizalla y análisis estructural de la falla en afloramiento de campo; 2. Análisis estructural textural y mineralógico mediante lámina delgada; 3. Caracterización mineralógica en roca total mediante Difracción de Rayos X (DRX); 4. Separación granulométrica de la fracción arcilla por segregación (4 y <2 μm); 5. Caracterización mineralógica de la fracción arcilla mediante DRX; 6. Separación de las subfracciones gruesa ($2-0.5$ μm), media ($0.5-0.05$ μm) y fina (<0.05 μm) de la fracción arcilla mediante centrifugación; 7. Caracterización mineralógica de las subfracciones mediante DRX incluyendo: cuantificación de politipos de la illita mediante el software especializado *WILDFIRE* (Reynolds, 1993); descomposición matemática ("*profile fitting*") del pico 001 de la illita-mica; medición del índice de Kübler (IK), tamaño de cristalito (*CS*) y % de expansibilidad de la illita; 8. Datación por K-Ar de las diferentes fracciones de illita.

Los resultados de esta tesis proceden de la interpretación conjunta de los datos mineralógicos, estructurales y geocronológicos.

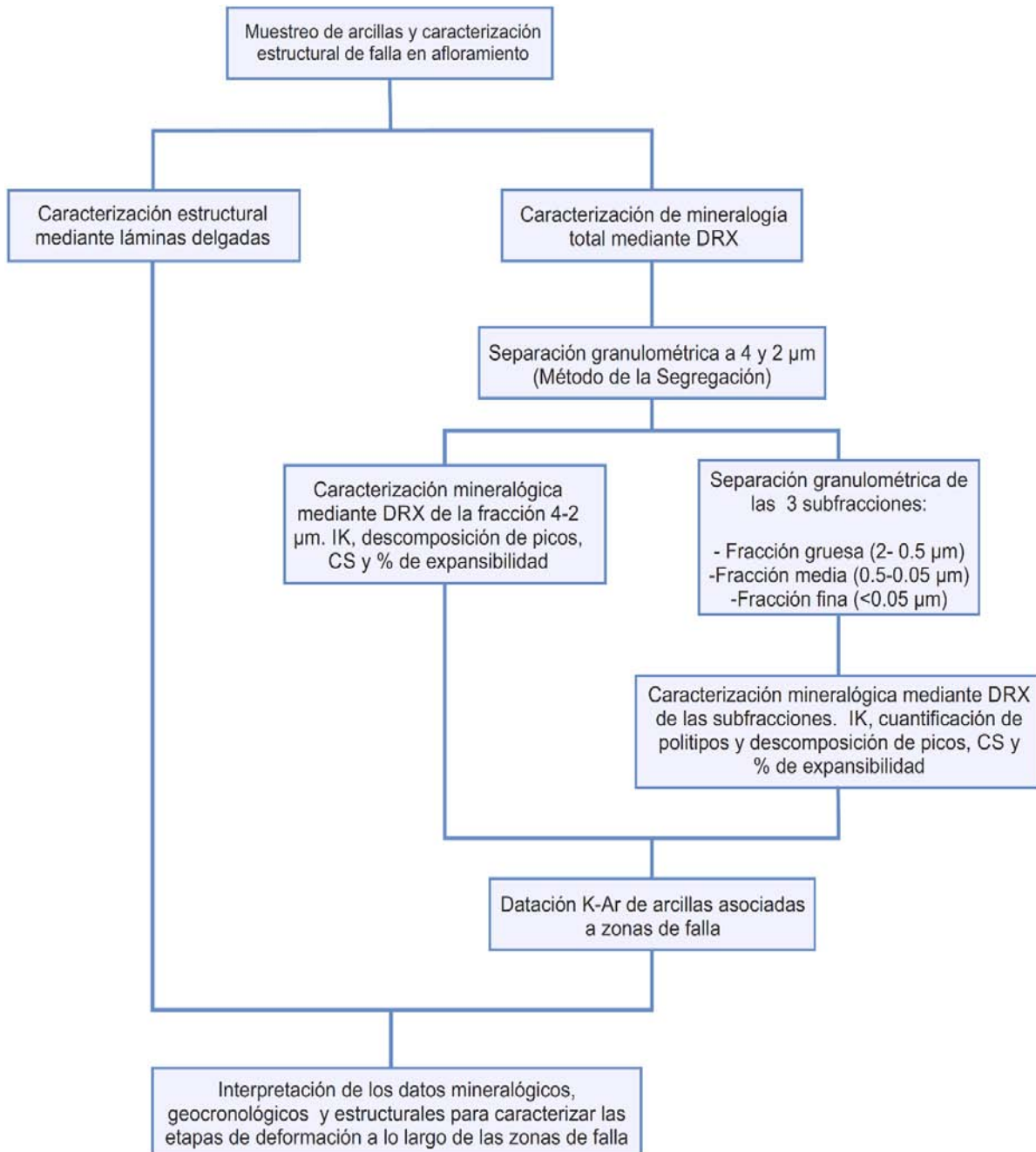


Figura 3.1 Metodología aplicada para la Falla El Doctor y la Falla Chupadero.

3.1 Toma de muestras en campo y caracterización estructural

La recolección de muestras en las dos zonas de cizalla se llevó a cabo en función de la calidad de los afloramientos y de las estructuras observadas en campo.

En el afloramiento seleccionado de la cabalgadura El Doctor (Fig. 3.2), con coordenadas UTM 14Q 438716 mE y 2306465 mN, se colectaron 17 muestras de aproximadamente 200 a 500 gramos cada una, ocho dentro de la zona de cizalla y nueve fuera de la zona de cizalla. El muestreo se realizó principalmente en la sucesión turbidítica de la Formación Soyatal, en las capas más arcillosas y en las que se observaron estructuras de deformación asociadas a la cinemática de la falla. El bloque de techo no fue muestreado debido a la litología predominantemente carbonatada de la Formación El Doctor. Dado que las capas más arcillosas eran muy delgadas y de difícil acceso, el muestreo se realizó con la ayuda de una navaja y una cuchara. Para cada una de las muestras se registró la distancia perpendicular al plano de falla. También se reportaron las estructuras de deformación que tuvieran un origen diferente y que pudieran afectar a las muestras seleccionadas por su cercanía.

En el afloramiento seleccionado de la Falla Chupadero (Fig. 3.3), con coordenadas UTM 14Q 347923 m y 2313802 mN, se recolectaron 18 muestras de aproximadamente 400 gramos que se muestrearon tanto en la sucesión calcárea con horizontes arcillosos del bloque de techo (formación Española), como en la sucesión vulcanoclástica del bloque de piso (formación Pelones). En cada una de las muestras se tomó nota de las estructuras de deformación presentes y de la distancia perpendicular al plano de falla.

Durante el trabajo de campo se registraron datos estructurales de las dos zonas de falla y afloramientos cercanos. Estos comprenden datos de la zona de falla, superficies de foliación, ejes y flancos de pliegue, y lineaciones. Se recogieron muestras orientadas que tuvieran un corte paralelo al plano XZ del elipsoide de deformación finita, con el fin de determinar la cinemática de las estructuras principales y las fases minerales que componen las superficies de foliación.

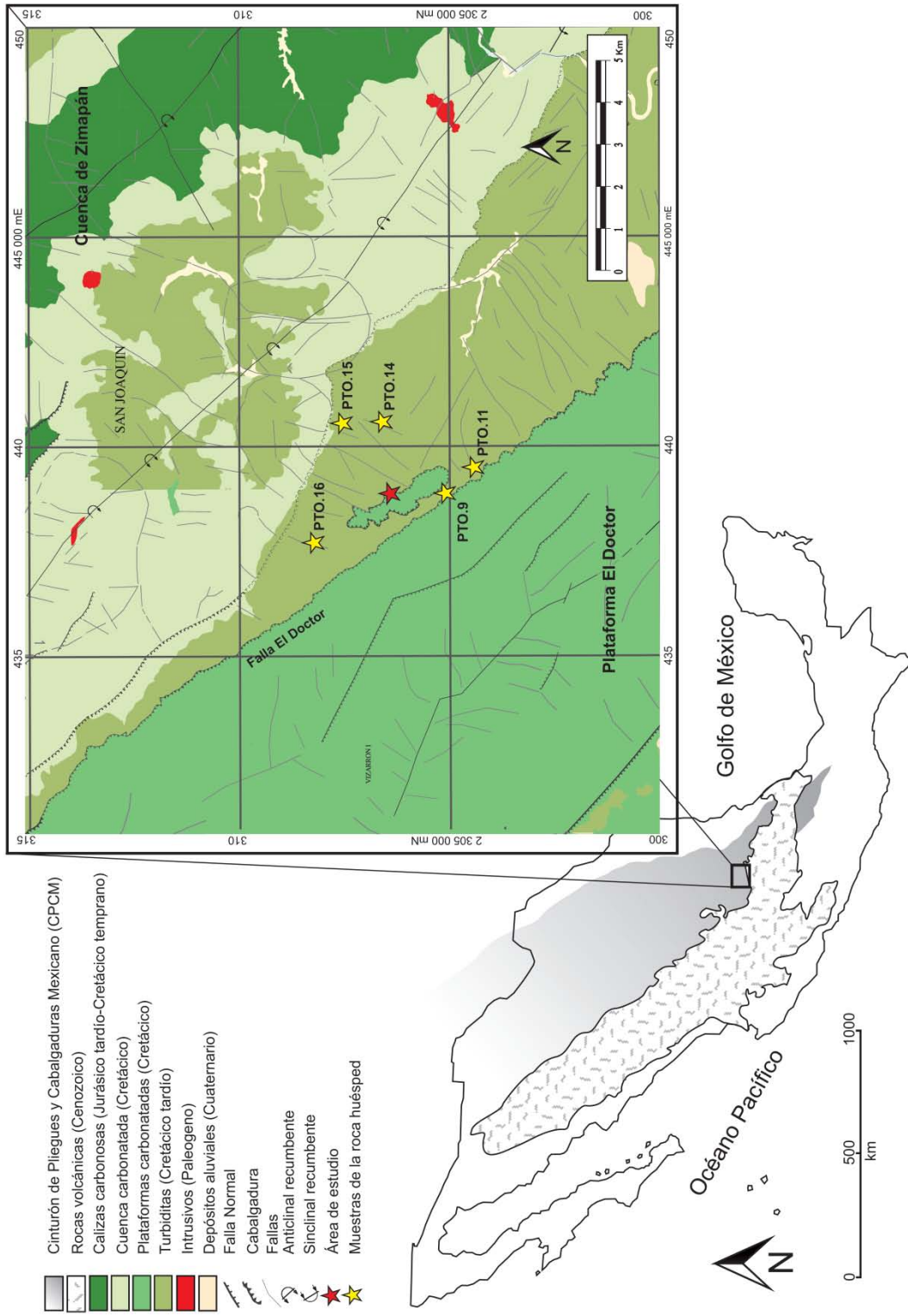


Figura 3.2 Mapa geológico esquemático que muestra la localización de la Falla El Doctor y de las muestras de la roca huésped. (Modificado de Martini et al., 2012).

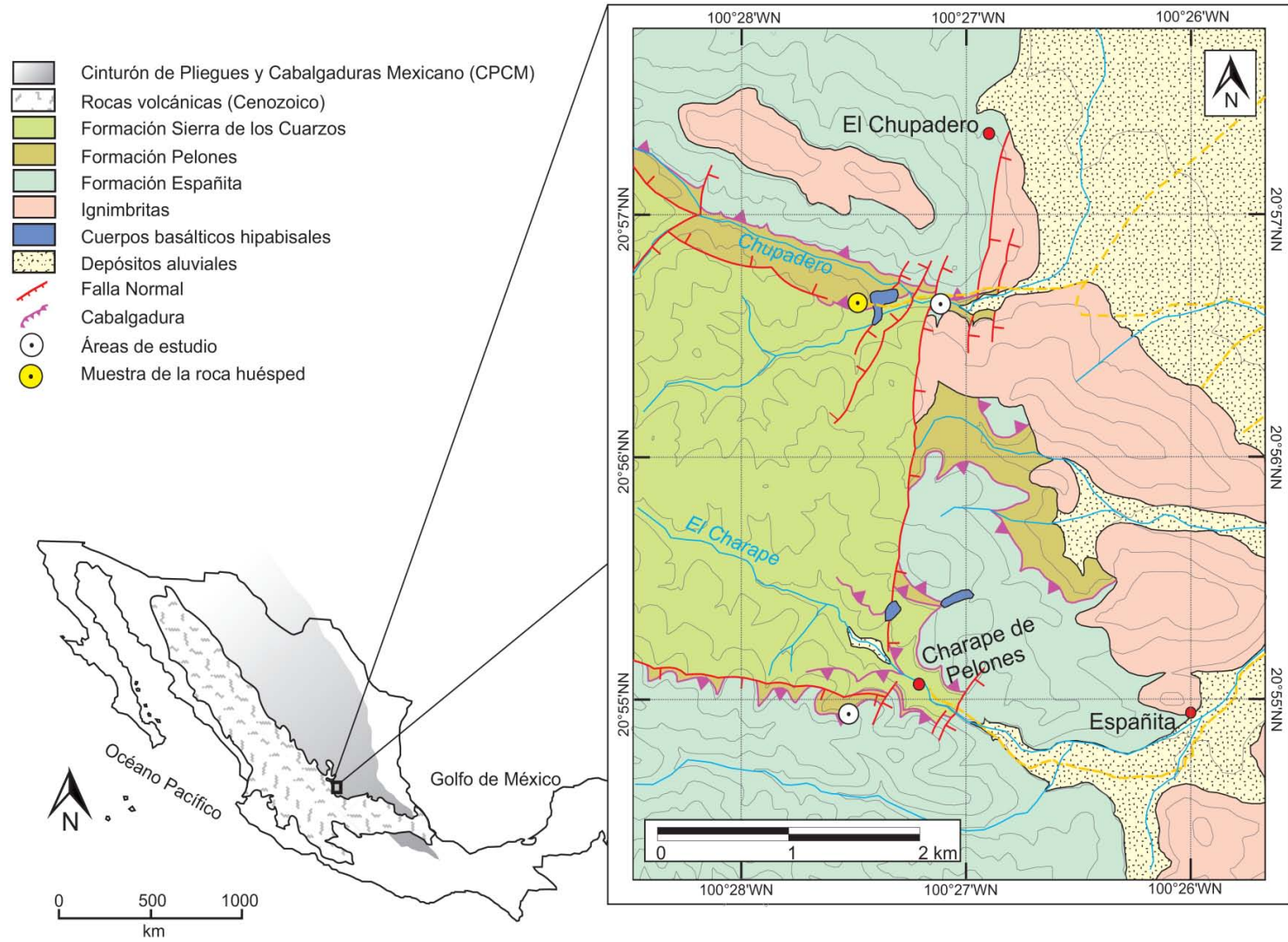


Figura 3.3 Mapa geológico esquemático que muestra la localización de la falla Chupadero y de la muestras de la roca huésped. (Modificado de Palacios-García y Martini, 2014).

Adicionalmente se recolectaron 6 muestras de la roca huésped (5 muestras de la Falla El Doctor y 1 de la Falla Chupadero), lejos de la zona de falla, para determinar su mineralogía y la presencia de illita- mica detrítica y/o autigénica (Fig. 3.2 y 3.3).

3.2 Análisis Petrográfico-Estructural

Para la determinación de la cinemática a escala microscópica de las dos zonas de cizalla, se elaboraron 10 láminas delgadas (6 láminas para la Falla El Doctor y 4 para la Falla Chupadero). El estudio petrográfico se realizó utilizando un microscopio de luz polarizada marca Zeiss del Instituto de Geología, UNAM.

En cada una de las 6 secciones delgadas se determinó la cinemática de las estructuras principales y las fases minerales que componen las superficies de foliación. Se registró también la composición mineralógica, el tipo de foliación (Fig. 3.4) y el tipo de mineral que estaba definiéndola. En el caso de que se observaran varias foliaciones, se registró la relación entre ellas. Asimismo, fueron anotadas las microtexturas presentes para así inferir el principal mecanismo de deformación en base a los propuestos por Davis y Reynolds (1996).

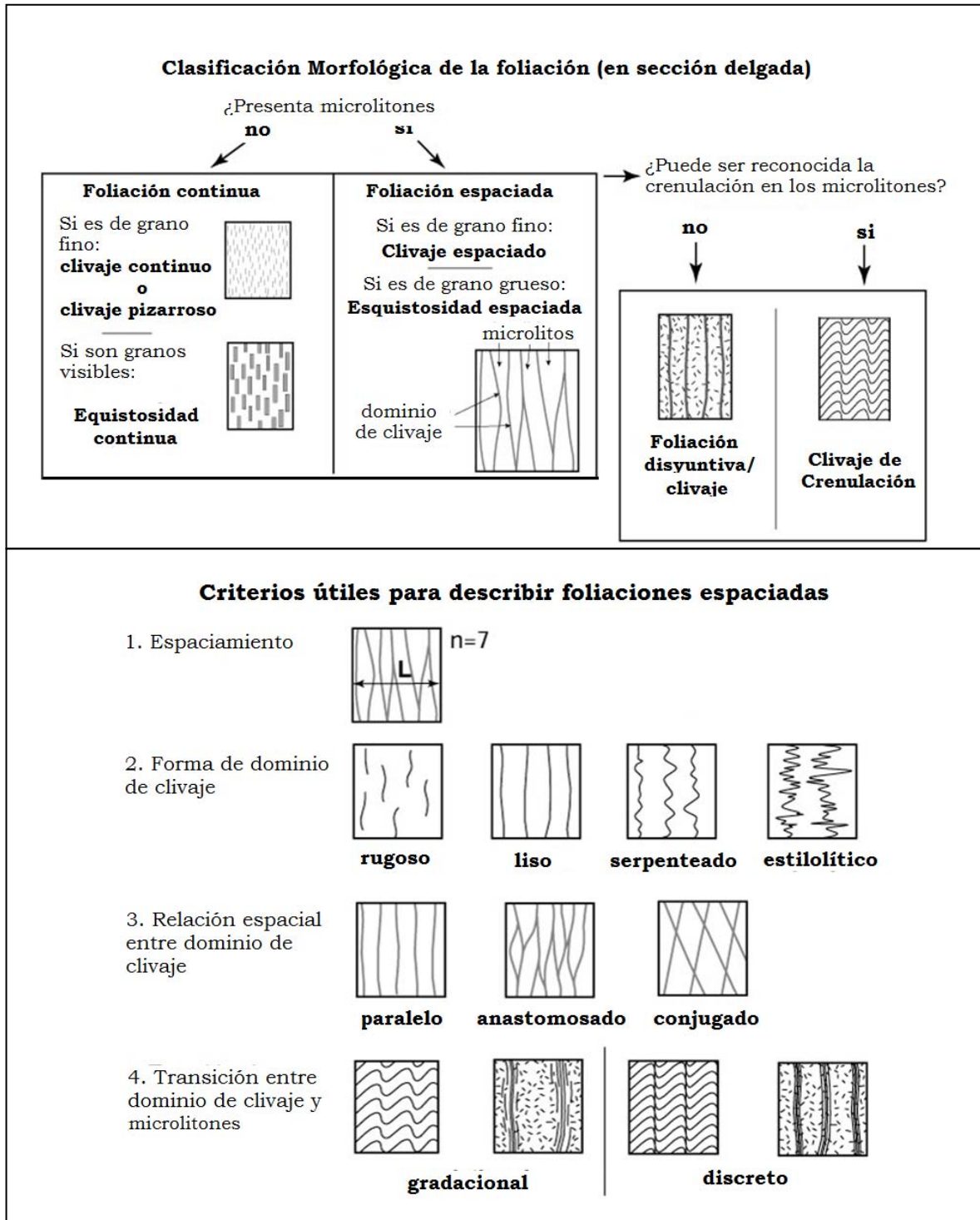


Figura 3.4 Clasificación morfológica de foliaciones. Tomada de Passchier y Trouw (1996).

3.3 Separación Granulométrica <math><2\mu\text{m}</math>

El método más utilizado para la identificación de minerales arcillosos es la Difracción de Rayos X en fracciones orientadas y desorientadas de la muestra de arcilla (<math><2\text{micras}</math>) previamente separada.

La identificación de los filosilicatos (arcillas y micas) es confiable si la fracción arcilla (<math><2\text{micras}</math>) está separada de la roca total, minimizando la contaminación con minerales no arcillosos (Moore y Reynolds, 1997; Srodón, 2006).

Con base en los análisis de roca total, se seleccionaron aquellas muestras con mayor proporción (>10%) de filosilicatos (ver Fig. 3.5). En el caso de la Falla El Doctor, fueron seleccionadas 17 muestras, mientras que para la Falla Chupadero 12 muestras.

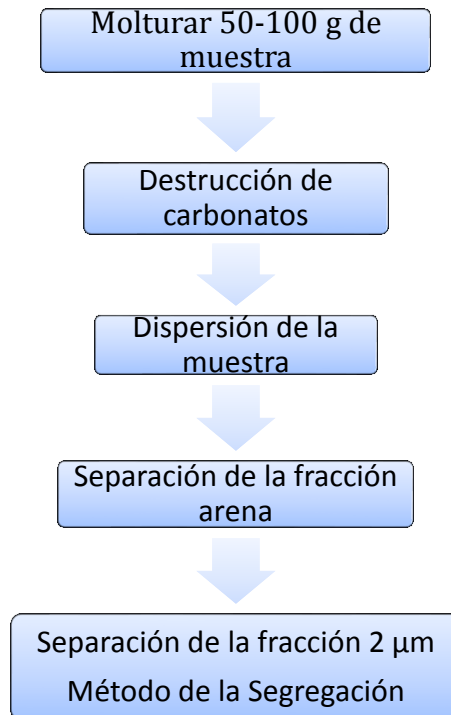


Figura 3.5 Esquema de la metodología aplicada para la separación de la fracción <math><2\mu\text{m}</math>.

Las muestras consolidadas y no consolidadas fueron fragmentadas en un mortero de porcelana y después fueron tamizadas utilizando un tamiz no. 10 (2mm de abertura), hasta tener de 50 a 100 gramos de muestra en función de la proporción de filosilicatos que determinamos de forma aproximada en el análisis DRX de muestra de roca total.

Para hacer una separación de distintas fracciones, a través de la velocidad de sedimentación diferencial en agua, fue necesario dispersar la muestra. El proceso de dispersión de la muestra incluye la remoción de sales y agentes cementantes tales como carbonatos de Ca y Mg, óxidos de Fe y materia orgánica (Jackson, 1985). Sin embargo, Moore y Reynolds (1997) advierten que los posibles efectos de cada uno de estos tratamientos en arcillas interestratificadas, tales como illita-esmectita, no han sido evaluadas cuantitativamente. Por lo tanto, y con base en el poder cementante de los mismos, se decidió hacer sólo la remoción de los carbonatos para afectar en lo mínimo a los minerales del grupo de las arcillas.

La remoción de carbonatos de Ca y Mg puede realizarse usando ácido acético <0.3 M (Ostrum, 1961) o utilizando acetato de sodio (NaOAc) 1M con pH 5 (Jackson, 1985). El ligero pH de la solución empleada por Jackson (1985), causa menos daño en los minerales arcillosos a la vez que se empiezan a sustituir con Na⁺ los cationes intercambiables originales de la arcilla. Siendo que el Na⁺ promueve la dispersión de la arcilla y la formación de una dispersión estable (Jackson, 1985; Srodón, 2006), se acordó utilizar esta técnica de remoción de carbonatos para las muestras.

La destrucción de los carbonatos se realizó de la siguiente manera:

1. Colocar la muestra tamizada en vasos de precipitados de 1 L, añadiendo 100 ml de agua destilada por cada 40-50 g de muestra.
2. Agregar 25 ml de NaOAc 1M pH5, por cada 40-50 g de muestra.
3. Agitar vigorosamente y colocar el vaso de precipitados en un ultrasonido, aproximadamente 5 minutos, para una mayor disgregación de los agregados.
4. Verter aproximadamente 70 ml de la muestra en tubos de centrifuga de 85 ml, equilibrar el peso de los tubos y centrifugar 5 min a 6000 revoluciones por minuto (rpm).

5. Tirar el sobrenadante, verificando siempre que el sobrenadante sea totalmente cristalino y que no tenga partículas finas en suspensión.
6. Repetir paso 1- 5 en muestras que aún reaccionen con NaOAc.
7. Lavar con agua destilada para quitar los excesos de NaOAc y centrifugar 5 min a 6000 rpm.

Para completar la dispersión de la muestra pueden utilizarse diversos dispersantes, entre ellos están: la saturación con NaCl al 10% (Jackson, 1985), pirofosfato de Na (Moore y Reynolds, 1997) y el uso de hexametáfosfato de sodio (NaPO_3)₆ para tener una dispersión satisfactoria (Jackson, 1985, Reynolds, 1997), entre otros.

Para las muestras de la Falla El Doctor, se inició la dispersión utilizando NaCl al 10% y hexametáfosfato de sodio (HMF), mientras que para la Falla Chupadero sólo se recurrió al uso de HMF, siguiendo los siguientes pasos:

1. Lavar con 50 ml de solución de NaCl al 10% y agitar vigorosamente durante 1 min.
2. Centrifugar 5 min a 6000 rpm y tirar el sobrenadante. Si el sobrenadante está turbio, aumentar la velocidad de centrifugado o agregar 10 a 20 ml de acetona, según sea requerido.
3. Repetir pasos 1 y 2 de 3-4 veces (sólo para la Falla El Doctor).
4. Transferir la suspensión en botes de 1L y añadir 10 ml de HMF y agregar agua destilada hasta 600 ml aproximadamente.
5. Dejar las muestras en posición horizontal en el equipo de agitación durante toda una noche para asegurar la dispersión.

Una vez dispersa la muestra, se realizó la separación de la fracción arcilla (<2 μm) utilizando el Método de la Segregación. Este método se basa en la Ley de Stokes (1) y consiste en extraer, naturalmente por medio de un sifón, muestras de la suspensión a profundidades y tiempos determinados (ver Tabla 3.1). Esto supone la eliminación por sedimentación de todas

las partículas mayores a un diámetro ϕ concreto. La separación se llevó a cabo de la siguiente manera:

1. Tamizar en mojado utilizando la malla No. 325 (44 μm de abertura), esto permite separar la fracción limo grueso y arena.
2. Lavar bien para que la fracción menor a limos gruesos pase por el tamiz, evitando agregar demasiada agua destilada.
3. Pasar a una probeta de 1 L y aforar hasta un litro con agua destilada.
4. Agitar vigorosamente durante 1 min con un agitador manual, cubra la probeta y dejar reposar el tiempo necesario (ver tabla 3.1).
5. Segregar 300 ml para extraer partículas $<2 \mu\text{m}$ y colocarlos en vasos de precipitados de 1 L.
6. Aforar nuevamente la probeta a 1 L y repetir paso 4. Por cada 600 ml segregados agregar 5 ml de HMF.

$$V = \frac{d^2 g (\rho_p - \rho_f)}{18 \eta} \dots\dots\dots 1$$

- v= velocidad de sedimentación (cm/seg)
- d= diámetro de las partículas (cm)
- g= gravedad (cm/seg²)
- ρ_p = densidades de la partícula sólida (g/cm³)
- ρ_f = densidades del fluido o agua (g/cm³)
- η = viscosidad del fluido (Poise)

Tabla 3.1 Tiempo de caída de partículas de 2 µm con diferentes grados de temperatura, calculados para una profundidad de 10 cm en agua destilada, 0.5 g/L y 5.0 g/L de soluciones dispersantes de HMF con partículas de una densidad igual a 2.60 mg/m³ (Tomado de Flores D.L. y Alcalá M. J.R., 2010).

Temperatura °C	Viscosidad (10 ⁻³ Kg m ⁻¹ s ⁻¹)			Tiempo de caída (h)		
	Agua destilada	0.5 g/L HMF	5.0 g/L HMF	Agua destilada	0.5 g/L HMF	5.0 g/L HMF
18	1.0530	1.0553	1.0759	8.39	8.41	8.58
20	1.0020	1.0042	1.0238	7.99	8.00	8.16
22	0.9548	0.9569	0.9756	7.61	7.63	7.78
24	0.8705	0.9131	0.9310	7.26	7.28	7.42
26	0.8327	0.8724	0.8895	6.94	6.95	7.09
28	0.8327	0.8345	0.8508	6.64	6.65	6.78
30	0.7975	0.7992	0.8149	6.36	6.37	6.50

Para las muestras de la Falla El Doctor, los primeros 300 ml segregados fueron usados para análisis de DRX, mientras que a la cantidad segregada posterior se añadió un floculante para formar agregados y que éstos precipiten, facilitando el manejo de la muestra. Respecto a la Falla Chupadero se tomaron los primeros 1.5L segregados para separar las subfracciones y el resto fue floculado. La floculación se realizó como se describe a continuación:

1. Se agregan por vez primera 5 ml de HCl y 10 ml de MgCl 1 M.
2. Por cada 300 ml de muestra segregada se agregan 1 ml de HCl y 2 ml de MgCl 1M (Fig. 3.6.a).
3. Esperar hasta que la muestra este totalmente floculada, teniendo en el sobrenadante agua cristalina y sin partículas (Fig. 3.6.b). Si la muestra tarda mucho en sedimentarse por completo, repetir paso 2.
4. Se decanta el sobrenadante con ayuda de una manguera o una jeringa para evitar tirar muestra y extraer la mayor cantidad de agua del recipiente.

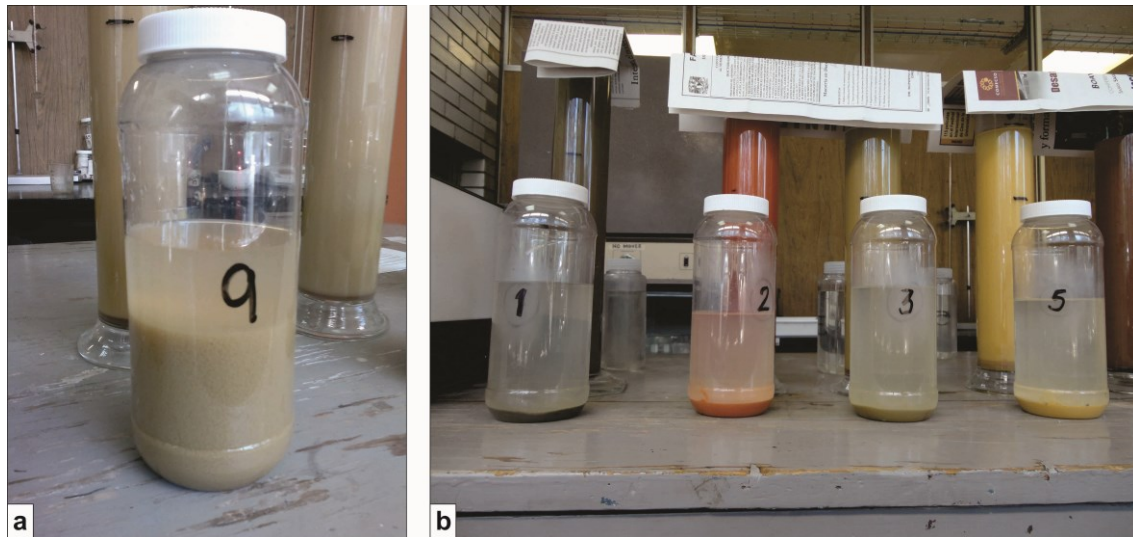


Figura 3.6 Proceso de floculación. **a.** Inicio de floculación para evitar la acumulación de grandes cantidades de líquido. **b.** Muestra sedimentada, con algunas partículas en suspensión.

3.3.1 Separación de las subfracciones de la fracción arcilla

La centrifugación es una técnica importante en la investigación y tiene diferentes aplicaciones en las ciencias geológicas como por ejemplo la separación de limos medios y arcillas para análisis de DRX. La centrifugación se emplea con el propósito de incrementar la fuerza gravitacional y por lo tanto la tasa de sedimentación de la partícula en cuestión. La decantación no puede ser usada para la separación de arcillas muy finas, debido a los excesivos tiempos de sedimentación de las partículas más pequeñas a 0.5 micras.

Basándose en la ley de Stokes, en el siglo pasado se propuso una ecuación (2) para calcular el tiempo necesario de sedimentación por medio de centrifugación para partículas de diferentes diámetros, medios con distintas densidades, viscosidad en diversas temperaturas (Svedberg y Nichols, 1923, Steele y Bradfield, 1934).

$$t = \frac{9\eta \ln \frac{R_2}{R_1}}{8 \pi N^2 r^2 (\rho - \rho_0)} + \frac{2(t_a + t_d)}{3} \dots\dots\dots(2)$$

- t = tiempo total (seg)
- t_a = tiempo de aceleración (seg)
- t_d = tiempo de desaceleración (seg)
- η = viscosidad (poises)
- R_1 = distancia inicial del eje de rotación (cm)
- R_2 = distancia final del eje de rotación (cm)
- r = radio de la partícula (cm)
- N = velocidad angular (rev/seg)
- ρ = densidad de la partícula
- ρ_0 = densidad del líquido (g/cm^3)

Apoyándose en esta ecuación, se determinaron los tiempos de centrifugación necesarios para la separación de cada una de las subfracciones. Nótese que los valores R_1 , R_2 , t_a y t_d varían dependiendo de la centrifuga utilizada (Fig. 3.7). La separación de la fracción gruesa fue realizada utilizando la centrifuga Rotanta 46 (Hettich Zentrifugen), con una velocidad máxima de 7500 revoluciones por minuto (rpm) (ver Tabla 3.2), perteneciente al Laboratorio de Química III, UNAM, mientras que para la separación de la fracción media y fina se utilizó la centrifuga de alta velocidad Sorvall ST16 Centrifuge (ver Tabla 3.2), con una velocidad máxima de 15000 rpm, ubicada en el Laboratorio de Física de Suelos, UNAM.

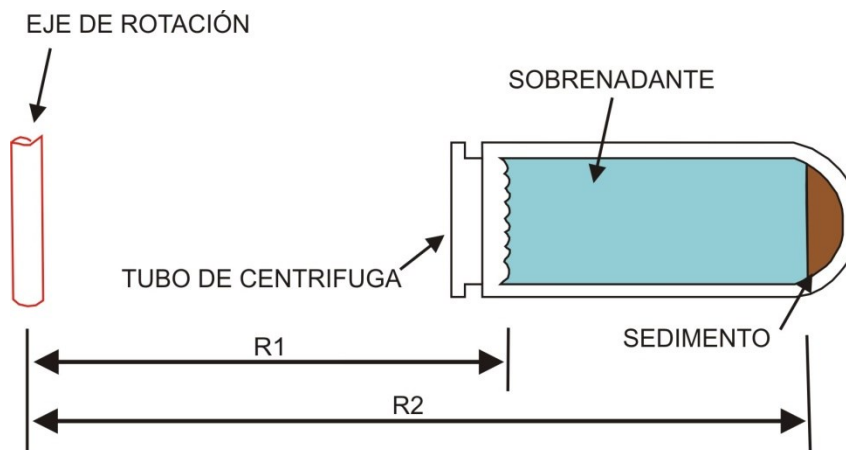


Figura 3.7 Diagrama que muestra la distancia inicial y final del tubo de centrifuga al eje de rotación. (Tomada de Jackson, 1985).

Tabla 3.2 Tiempos de separación de diferentes subfracciones en cada una de las centrifugas utilizadas, basándose en ecuación (2).

Separación de fracciones	Rotanta 46	Sorvall ST16
	Fracción Gruesa (2-0.5 μm)	Fracción Media (0.5-0.05 μm)
Tiempo de aceleración (s)	22	40
Tiempo de desaceleración (s)	0	0
Viscosidad (poises)	0,01	0,01
Distancia inicial al eje de rotación (cm)	9,5	6,7
Distancia final al eje de rotación (cm)	15	8,9
Radio de partícula (μm)	0,25	0,025
Velocidad angular (rev/s)	40	200
Velocidad angular (rpm)	2400	12000
Densidad de partícula (g/cm ³)	2,5	2,5
Densidad del líquido (g/cm ³)	1	1
Tiempo total (min)	6,0	14,8

Antes de iniciar la separación de las subfracciones se apartó aproximadamente 300 ml de la muestra segregada, la cual correspondería a la fracción que hemos denominado total (FT: <2 μm). Ésta fracción se centrifugó 5 min a 6000 rpm, el sobrenadante se tiró y las muestras fueron analizadas mediante DRX en forma de muestras orientadas.

La separación de las subfracciones de la fracción <2 μm , se realizó de la siguiente manera:

1. Agregar agua destilada y 10 ml de HMF, agitar vigorosamente (únicamente para las muestras que fueron floculadas).
2. Verter la muestra en tubos de centrifuga y equilibrar el peso de los tubos.

3. Centrifugar durante 6 min a 2400 rpm (Centrifuga Rotanta 46) para separar la fracción gruesa de arcilla (FG: 2-0.5 μm).
4. Colocar el sobrenadante en vasos de precipitados de 1L.
5. Repetir paso 2-4 hasta terminar de centrifugar la muestra.

Para separar la fracción media (FM: 0.5-0.05 μm) se realizó una metodología similar pero utilizándose la centrifuga de alta velocidad Sorvall ST16, durante un periodo de 15 min a 12000 rpm. El sobrenadante el cual pertenecía a la fracción fina (FF: <0.05 μm), fue colocado en vasos de precipitados de 1L, y después fue floculado para su manipulación, debido al excesivo tiempo de centrifugación que requería la muestra para su sedimentación.

3.4 Caracterización Mineralógica de roca total por DRX

La Difracción de Rayos X (DRX) es uno de los métodos más adecuados y prácticos para la identificación cualitativa de estructuras cristalinas (Skoog et. al., 2008).

Los rayos X fueron descubiertos en 1895 por Wilhelm Conrad Röntgen y en 1912 Friedrich, Knipping y Laue demostraron la difracción de los rayos x por los monocristales. Poco después, los Bragg, padre e hijo, adoptaron la cristalografía de rayos X, y demostraron de forma inequívoca la relación entre el diagrama de difracción y la estructura del cristal. Los patrones de difracción de rayos X muestran la simetría interna de los cristales. Bragg y Bragg (1913), explicaron la difracción de rayos X cómo una reflexión selectiva de los planos de las redes cristalinas, y en 1915 con sus estudios sobre determinación de la estructura cristalina de muchos minerales, formularon de manera sencilla como se difractan los rayos X en los cristales (Ley de Bragg).

Generación de Rayos X

Los rayos X son generados por un tubo de rayos catódicos, filtrados para producir una radiación monocromática dirigida hacia la muestra. La interacción de los rayos incidentes con la muestra produce una interferencia constructiva (rayo difractado) cuando las condiciones satisfacen la Ley de Bragg, y para todos los demás ángulos tienen lugar interferencias destructivas. Esta ley relaciona la longitud de onda de la radiación electromagnética para el

ángulo de difracción y el espaciado reticular en una muestra cristalina. Estos rayos X difractados son detectados, procesados y contados. Mediante el escaneo de la muestra a través de un rango de ángulos 2θ , todas las direcciones posibles de difracción de la red pueden ser alcanzadas debido a la desorientación del polvo de la muestra. La conversión de los picos de difracción a d -espaciamentos-(mediante la ley de Bragg)- permite la identificación del mineral porque cada mineral tiene un conjunto único de distancias interplanares d . Típicamente, esto se logra mediante la comparación de espaciados d con patrones de referencia estándar (Klein et al., 2001).

3.4.1 Equipo y condiciones de medición

Los análisis de DRX se realizaron en un difractómetro Shimadzu X-Ray 6000 equipado con tubo de cobre de foco fino y monocromador, del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, operando el tubo con un voltaje de 40 kV y una corriente de 30 mA.

3.4.2 Análisis de roca total mediante DRX

Las muestras fueron preparadas siguiendo los procedimientos estándares de DRX (Moore and Reynolds, 1997) y las recomendaciones del IGCP 294 IC (Kisch, 1990).

La mineralogía total de las muestras recolectadas a lo largo de las dos zonas de cizalla fue determinada mediante DRX por el método de polvo (Moore y Reynolds, 1997). Cada muestra fue triturada en un mortero de ágata o de alúmina, hasta obtener una granulometría $<75 \mu\text{m}$. Para el análisis, se tomaron aproximadamente 2 gramos representativos de la muestra total, y posteriormente con ayuda de un vidrio, fueron cargadas en portamuestras circulares de aluminio. El difractómetro utilizado es de tipo Bragg-Brentano (Fig. 3.8 y Tabla 3.3).

La medición de las muestras totales se realizó en muestra no orientada, en escaneo continuo en un rango de 2θ de 4 a 70° y con una velocidad de barrido de $2^\circ/\text{minuto}$.

Tabla 3.3 Características instrumentales del difractómetro Shimadzu XRD-6000.

Geometría	Bragg-Brentano
Radio del Goniómetro	185 mm
Fuente de Radiación	CuK α
Generador	40 kV, 30 mA
Tubo	Foco Normal 10x1 mm
Ventana de divergencia y de recepción	1°
Soller	5.3°
Ventana haz difractado	0.15 mm
Monocromador	Grafito (haz difractado)
Detector	Contador por centelleo



Figura 3.8 Difractómetro Shimadzu X-Ray 6000 tipo Bragg-Brentano, Laboratorio de DRX, Instituto de Geología, UNAM.

3.4.3 Análisis de subfracciones

A partir del análisis de roca total, se seleccionaron las muestras más ricas en filosilicatos para separación de fracción inferior a $<2 \mu\text{m}$, por la metodología de separación granulométrica mencionada en el apartado 3.2.3. Una vez obtenida la fracción arcilla, se procedió a tomar 2 alícuotas de la fracción total de tres muestras de la Falla El Doctor, una de ellas se saturó con NaCl 1M y otra con MgCl₂ 0.1M (Moore y Reynolds, 1997).

La saturación de las muestras se realizó con Na⁺ o Mg⁺ de la siguiente manera:

1. Agregar en los tubos de centrifuga donde se encuentran las fracciones, 30 ml de NaCl 1M o MgCl₂ 0.1M, según sea el caso, aforar con agua destilada y equilibrar.
2. Agitar durante algunos minutos (Fig. 3.9).
3. Centrifugar con el tiempo y revoluciones necesarias y tirar el sobrenadante.
4. Repetir pasos 1-3 de 3 a 5 veces.
5. Agregar agua destilada hasta aforar, agitar, centrifugar y tirar el sobrenadante.
6. Repetir paso 5.
7. Agregar 30 ml de alcohol etílico al 50% y aforar con agua destilada, agitar, centrifugar y tirar el sobrenadante. Si hay problemas de sobrenadante (turbidez o no cristalino) agregar 20-30 ml de acetona antes de colocar en centrifuga.
8. Repetir paso 7.
9. Colocar el sobrenadante, de la última lavada, en un tubo de ensaye y añadir 2 gotas de AgNO₃ para verificar la ausencia de cloruros; si existe una pequeña cantidad del anión cloruro, este precipitará como AgCl.
10. Repetir paso 7 hasta que no haya precipitación de AgCl ó hasta que el sobrenadante sea medido con un puente de conductividad eléctrica, y el valor sea

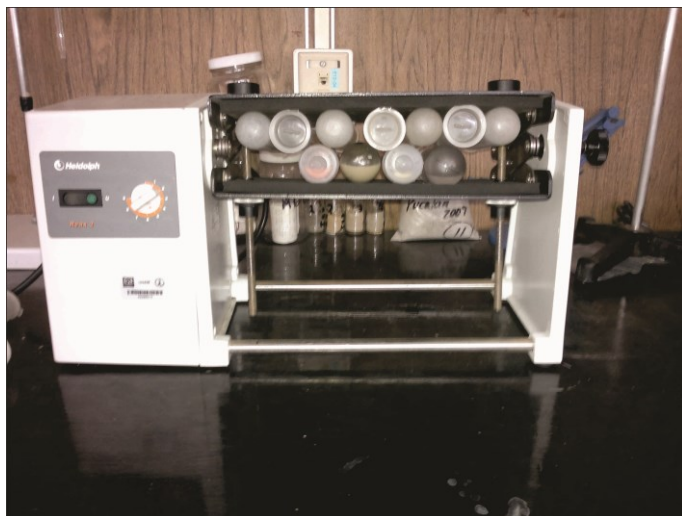


Figura 3.9 Agitador utilizado para la saturación de muestras.

3.4.3.1 Muestras orientadas

Posteriormente, se realizó la preparación de muestras orientadas, utilizando la técnica descrita por Moore y Reynolds (1997).

La sedimentación de la muestra en un portaobjeto de vidrio es comúnmente la más utilizada para identificar minerales arcillosos (permite obtener la serie de reflexiones 00l). La concentración de la muestra debe de ser aproximadamente 2.5 mg/cm^2 , si la capa de arcilla sedimentada es muy delgada, entonces una banda ancha del vidrio llegara a ser visible cerca de 0.34 nm (34 \AA). El procedimiento que se llevó a cabo para la preparación de muestras orientadas es el siguiente:

1. Agitar la muestra para homogeneizarla.
2. Extraer mediante una pipeta 6 ml de la muestra y colocar en portaobjeto de vidrio.
3. Dejar secar durante 24 horas.

La identificación de los grupos minerales arcillosos está basada en las posiciones de las reflexiones 00l en cuatro estados diferentes:

- Muestra orientada secada a temperatura ambiente
- Muestra orientada glicolada
- Muestra orientada calentada a 450°C
- Muestra orientada calentada a 550°C

Por lo cual se requiere preparar por lo menos 3 fracciones orientadas de cada muestra para el análisis de los minerales arcillosos.

Las muestras orientadas sin tratamiento (*air-dried*), se midieron en escaneo continuo en un rango 2θ de 4 a 70° y con una velocidad de barrido de 1°/minuto. Por otra parte las muestras orientadas que fueron glicoladas y calentadas a 450°C fueron medidas en una rutina continua de 4 a 30° (2 theta) y a una velocidad de escaneo de 1°/minuto.

La caracterización y análisis de los minerales arcillosos por DRX se realizó según las metodologías descritas por Brindley y Brown (1980) y Moore y Reynolds (1997).

La identificación de la illita y la evaluación de los porcentajes de capas expandibles en illita/esmectita, fueron hechas usando los procedimientos descritos por Środoń (1984), Środoń y Eberl (1984), Reynolds (1992), y Moore y Reynolds (1997).

3.4.4 Semicuantificación de arcillas por DRX

La proporción de los diferentes tipos de arcilla se estimó de forma semicuantitativa en muestras orientadas. Para estimar el área de los picos se usó el software denominado *Fityk* (Wojdyr, 2010), un software para el procesamiento de datos y curvas no lineales, siguiendo los siguientes pasos:

1. Substracción del fondo
2. Colocación de los picos
3. Selección de la función de pico.

Mediante el cálculo del porcentaje de áreas en las trazas glicoladas de DRX, fueron separadas la illita, esmectita y capas interestratificadas I/E (Moore y Reynolds, 1997; Środoń et al, 2001.). Los valores obtenidos son semicuantitativos y no se aplicaron correcciones según factores de estructura de las fases.

3.4.5 Índice de Kübler

La cristalinidad de illita es un parámetro que indica el grado de orden estructural, siendo de gran utilidad para el reconocimiento de los efectos de la diagénesis y metamorfismo de bajo grado.

Existen diversas técnicas para determinar el índice de cristalinidad basadas en métodos de difracción de rayos x (Weaver, 1960; Kübler (1964); Weber, 1972; Flehming, 1973; Weber et al., 1976), siendo el índice de Kübler (IK) uno de los más utilizados. Este concepto fue introducido para caracterizar el anquimetamorfismo (o metamorfismo de muy bajo grado) y diferenciarlo de la diagénesis y del metamorfismo epizonal (facies de esquistos verdes) (Kübler, 1967, 1969). El límite entre diagénesis y anquizona se define en la escala del IK a $0.42 \Delta^{\circ}2\theta \text{ CuK}\alpha$. El límite entre anquizona y epizona a $0.25 \Delta^{\circ}2\theta \text{ CuK}\alpha$. El IK está basado en la medición en un difractograma de los cambios en la forma de la primera reflexión basal de las illitas (001) al incrementarse el grado metamórfico. Este índice se define como la anchura de la reflexión de 10\AA a mitad de su altura total (*Full width at half maximum -FWHM-*) (Fig.3.10), en muestras de tamaño inferior a 2 micras, preparadas en fracción orientada, secadas a temperatura ambiente y analizadas por DRX mediante radiación Cu-K α (Kübler, 1967, 1968; Warr y Rice, 1994; Kübler y Jaboyedoff, 2000).

El índice de Kübler (IK) fue medido usando el parámetro *FWHM* del pico de 10\AA de la illita en fracciones $< 2 \mu\text{m}$ en muestra orientada (Kübler, 1967, 1968; Kübler y Jaboyedoff, 2000) y el resultado se expresó en términos de 2θ . A medida que aumenta la cristalinidad disminuye el valor numérico de este índice. Se usó el término “illita-mica” cuando no es posible distinguir entre ambos minerales por DRX (IK cercano a 0.25).

Para asegurar la reproducibilidad de los valores numéricos del IK, un 40% de las muestras se midieron por duplicado.

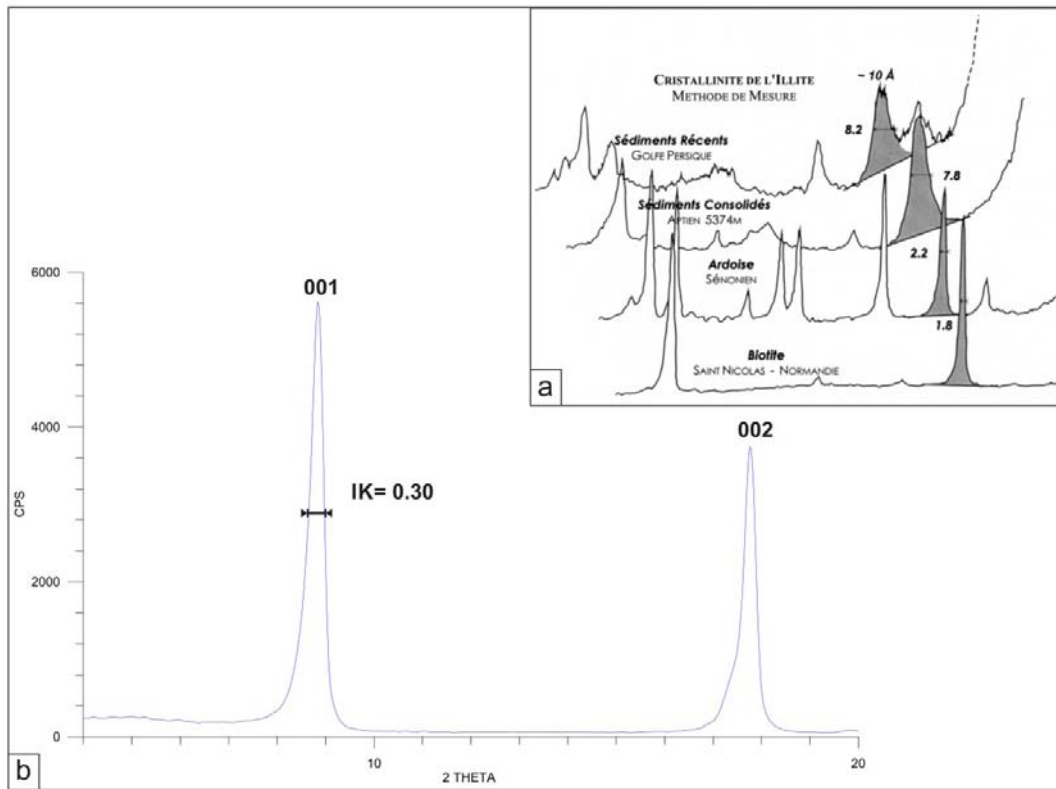


Figura 3.10 Medición del Índice de Kübler. **a.** IK calculados sobre difractogramas procedentes de diversas litologías con un incremento en el grado metamórfico hacia abajo (los ángulos 2θ aumentan desde la derecha a la izquierda) (Tomado de Kübler y Jaboyedoff, 2000). **b.** Ejemplo de medición de IK medido sobre difractograma de CD1 FG de la Falla El Doctor.

3.4.6 Medición de politipos

Los politipos son pequeñas modificaciones estructurales que presentan algunos minerales y esto se debe a las distintas formas de apilamiento de las capas que los forman. El politipismo es un caso especial de polimorfismo común en minerales arcillosos y micas (Levinson, 1955; Smith y Yoder, 1956; Bailey et al., 1977; Guinier et al., 1984) donde la celda unidad y la densidad de la estructura silicatada permanece sin cambios, pero la rotación de cada lámina de silicato con respecto a la lámina de encima varía alrededor del eje cristalográfico c (Fig.3.11).

El politipismo de la illita tiene interés geológico porque los politipos se pueden relacionar con las condiciones ambientales de formación.

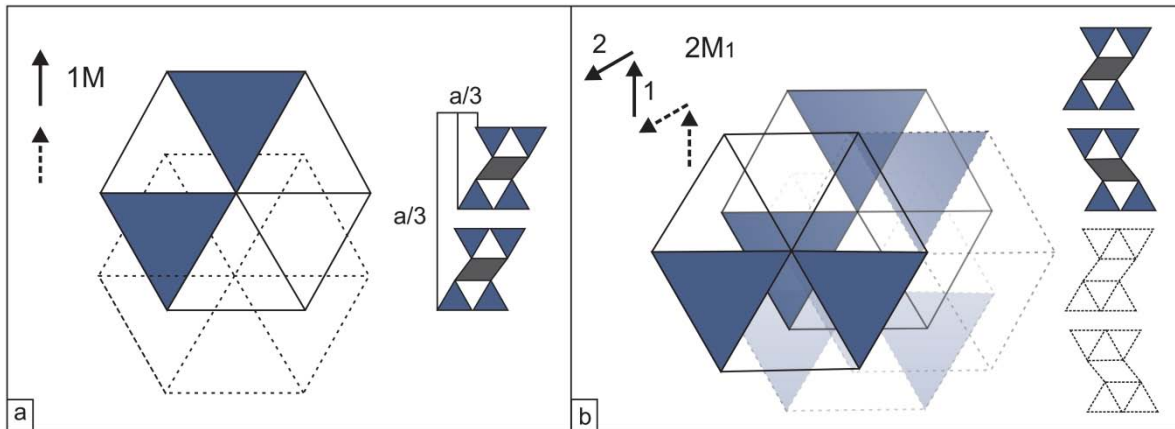


Figura 3.11 Politipos de la ilita. **a.** Politipo 1M. **b.** Politipo 2M1.

Las ilitas que se encuentran en la naturaleza se presentan principalmente en dos politipos, $2M_1$ y $1M_d$, los cuales reflejan las distintas formas de apilamiento de las capas que los forman. En el politipo $2M_1$, el apilamiento es ordenado, y es común a altas temperaturas y está caracterizado por rotaciones regulares de 120° , mientras que en el politipo $1M_d$, las capas están apiladas con distintos ángulos de rotación. Esas variaciones rotacionales pueden ser detectadas a través de DRX (Fig. 3.12) o mediante el uso del Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). Sin embargo, solo es posible cuantificar las cantidades relativas de ilita $2M_1$ y $1M_d$ usando DRX.

Trabajos previos indican que el politipo $2M_1$ es el politipo más estable y se cree que se forma a temperaturas superiores a 280°C (Yoder y Eugster, 1955; Velde, 1965; Srodon y Eberl, 1984), en tanto que el politipo $1M_d$ se forma en temperaturas por debajo de 200°C (Velde, 1965)

La cuantificación de politipos fue realizada comparando difractogramas de muestras no orientadas de las diferentes fracciones. Se calcularon patrones de difracción (Fig.3.13) usando *WILDFIRE* (Reynolds, 1993) ajustando los efectos de la orientación preferencial. Para el modelado se consideró una mezcla del politipo 1M con $2M_1$ (Drits et al., 1995; Drits et al., 1998) en diferentes proporciones. La cuantificación de politipos fue hecha para las fracciones total, gruesa y media de las muestras datadas por K-Ar. Para la fracción inferior a 0.05micras, únicamente para dos muestras se obtuvo suficiente cantidad de arcilla para medición de politipos. Adicionalmente y con fines comparativos se determinó el porcentaje $2M_1$ ilita-mica por la relación $I(2.80 \text{ \AA}) / I(2.58 \text{ \AA})$ en muestra no orientada (Maxwell y Hower, 1967).

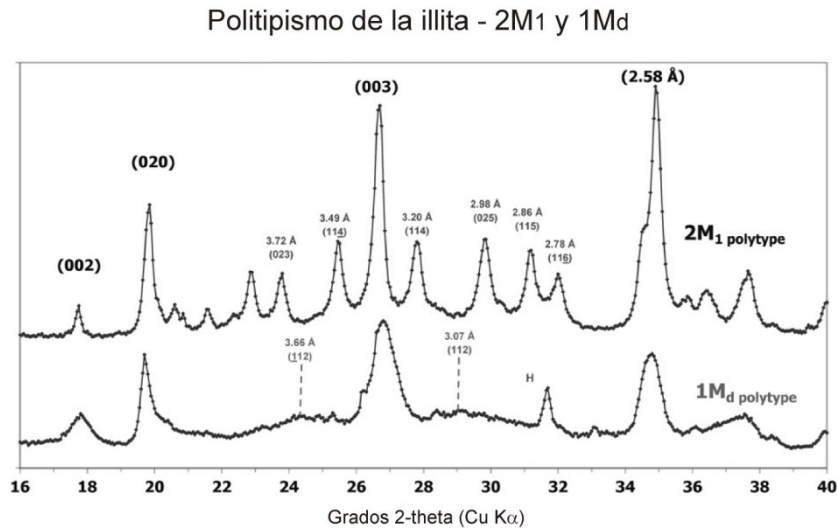


Figura 3.12 Difractogramas de politipos de illita (Tomado de Haines y van der Pluijm, 2008).

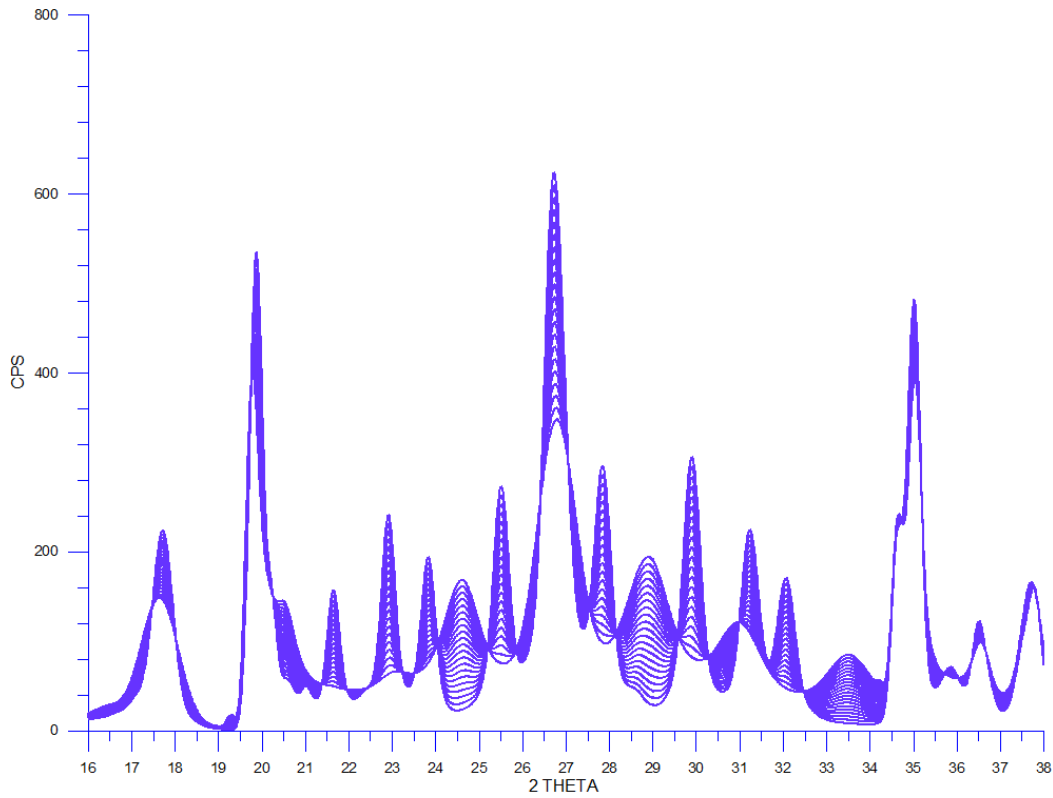


Figura 3.13 Modelado de intensidades de los politipos de la illita y sus posiciones relativas mediante WILDFIRE.

La identificación de politipos es realizada en muestra no orientada, para lo cual fue necesario la elaboración de bolitas (Fig.3.14) para evitar la orientación de las muestras. La mediación de intensidades se realizó en un escaneo por pasos de 0.04° y en intervalos de 10° a 40° , usando un tiempo de 40 segundos por paso. Los tamaños de la rendija de divergencia, anti-dispersión y ranuras receptoras fueron 1° , 1° y 0.15 mm respectivamente.

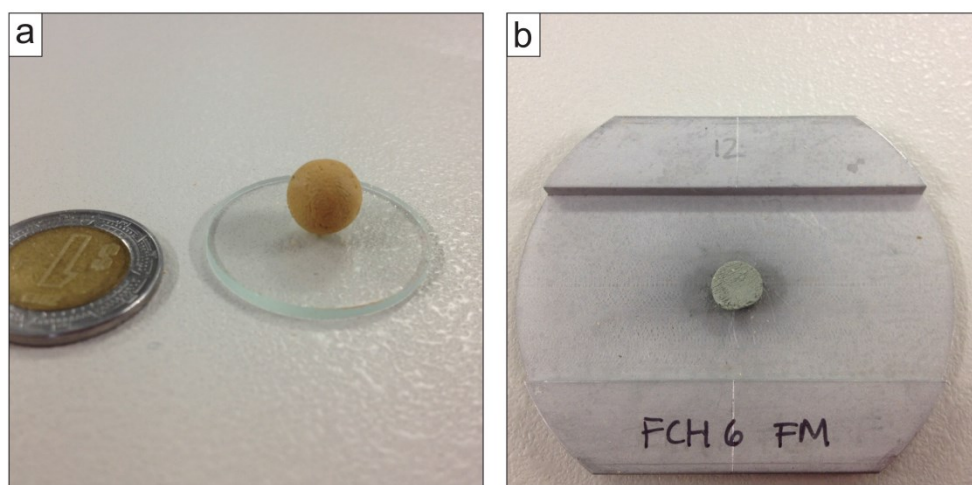


Figura 3.14 Procedimiento empleado para la medición de politipos. **a.** Elaboración de bolitas para evitar la orientación preferencial de las arcillas. **b.** Colocación de la mitad de bolita en portamuestra.

3.4.7 Descomposición del pico 001

Se ha demostrado que la forma del pico de la illita (~ 10 Å) es el resultado de la contribución de tres diferentes poblaciones de partículas: illita bien cristalizada (*WCI*), illita pobremente cristalizada (*PCI*) e interestratificados de illita/esmectita (*I/S*) (Lanson et al. 1997, Meunier et al., 2004).

Para determinar la presencia de las distintas fases de illita (*WCI* y *PCI*) y de los interestratificados *I/S*, se realizó un procedimiento de descomposición matemática que ha sido aplicado sistemáticamente a los patrones *air-dried* de DRX en la región 2θ de 6° a 13° (Lanson y Besson 1992, Lanson et al. 1997), utilizando el software Fityk (Wojdyr, 2010). La primera etapa del procedimiento fue la sustracción del fondo del patrón. El segundo paso es el cálculo de las curvas que se ajustan al difractograma experimental por el método de los

mínimos cuadrados. Nosotros usamos dos curvas para la descomposición de las muestras secadas al aire. El pico de 10.1-10.5 Å (curva TIPO GAUSSIANA) es la reflexión 001 de la ilita pobremente cristalizada (*PCI*). El pico más agudo y cercano a 10 Å corresponde a partículas que tienen un mayor tamaño de cristalito, tales como la mica o una ilita bien cristalizada (*WCI*) (Fig. 3.15).

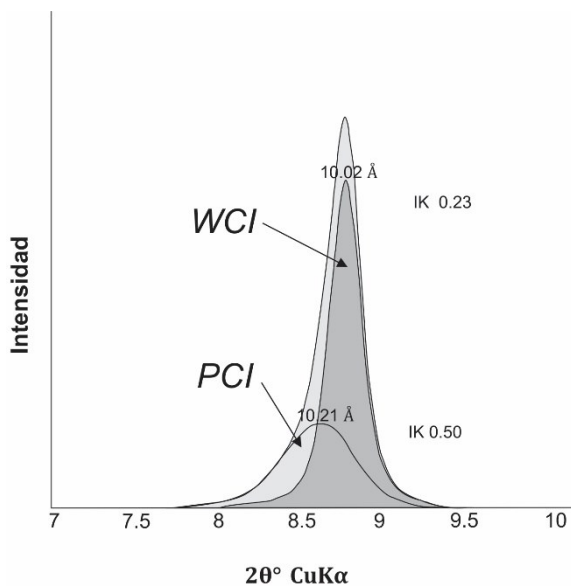


Figura 3.15 Ejemplo de descomposición de patrones de DRX de fases iliticas. (Tomada de Meunier et al., 2004).

3.5 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)

Las observaciones de microscopía electrónica se realizaron en el MEB Nova -2000 NANOLAB del Instituto Mexicano del Petróleo, operado con un voltaje de 200 V a 30 kV y una corriente menor a 20 nA el cual cuenta con espectrómetro de energía dispersiva de Rayos x (Genesis 4000), y en el microscopio electrónico ambiental del Centro de Nanociencias y Micro y Nanotecnologías, el equipo es un microscopio Dual Beam (SEM/FIB) marca FEI Co., modelo Quanta 3D FEG., del Instituto Politécnico Nacional, para determinar textura y morfología.

Se seleccionaron tres muestras representativas de cada una de las fallas, CD1, CD3 y CD17 para la Falla El Doctor y FCH1, FCH6 Y FCH11 para la Falla Chupadero. En el MEB Nova se analizó la muestra CD1 mientras que las muestras restantes fueron observadas en el

microscopio ambiental. Se tomaron pequeños fragmentos de las muestras y se recubrieron con una delgada lámina de oro para su análisis; las muestras fueron colocadas en un corte perpendicular a la foliación para una mejor observación de los minerales que definen el clivaje.

3.6 Fechamiento K-Ar

Los minerales arcillosos (p.ej., illita) pueden precipitar como resultado de la interacción fluido-roca durante la migración de fluidos transportados tectónicamente. Debido a que la illita contiene isótopos radioactivos (p.ej., ^{40}K y ^{87}Rb), los análisis geoquímicos y geocronológicos pueden determinar el tiempo asociado al flujo de fluidos (p.ej., fallamiento).

En zonas de falla como en cualquier otro ambiente geológico, la meta principal de investigación es la utilización de una técnica de fechamiento, especialmente K-Ar, Ar-Ar y en raras ocasiones Rb-Sr (Ohr et al., 1991; Uysal et al., 2001, 2004, 2011; Golding et al., 2006; Middlenton et al., 2014). La preferencia del método K-Ar (o Ar-Ar) sobre el Rb-Sr es debido a que el método de K-Ar da la edad de cada muestra individual, sin la necesidad de construir isócrona; además el K es un elemento mayor en la illita, lo que facilita el análisis. Está claro que el significado y la fiabilidad de la edad final dependerá principalmente de la caracterización de la fracción analizada.

En este trabajo, la datación de las fracciones de arcilla se realizó utilizando el método de datación K-Ar. En general se considera que el método K-Ar no es tan preciso como el Ar-Ar (Tabla 3.4). Sin embargo, no sufre del efecto de retroceso (recoil) durante la irradiación, lo que posibilita datar cristales de tamaño arcilla sin problemas, por lo que es todavía muy usado para este fin (Meunier et al., 2004; Sasseville et al., 2008; Zwingmann et al., 2011; Egawa y Lee, 2011; Pleuger et al., 2012; Viczian et al., 2012; Bense et al., 2103; Viola et al., 2013; Clauer y Weh, 2014; Torgersen et al., 2015) y mostrando que tanto el método Ar-Ar como el K-Ar, son dos métodos de uso recíproco que tienen distintos campos de aplicación en la geocronología de arcillas sin que esto signifique que usar uno u otro sea obsoleto (p.ej., Clauer, et al., 2012; Clauer, 2013).

El método K-Ar ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$) es una técnica basada en el decaimiento natural de ^{40}K al ^{40}Ar (Dalrymple y Lanphere, 1969; Faure, 1986).

Tabla 3.4 Ventajas y desventajas de datación de ilita mediante los métodos K-Ar y Ar-Ar.

	K-Ar (láser)	Ar-Ar
Ventajas	<ul style="list-style-type: none"> • Es un método comparativamente rápido y barato. • Se obtiene la edad con una sola muestra, no requiere isócrona (aunque se pueden usar). • Vida media del 40K adecuada a la mayor parte de problemas geológicos. 	<ul style="list-style-type: none"> • Se analiza solamente una fracción de la muestra por lo que no hay problemas con heterogeneidades. • La técnica de desgasificación gradual (“stepwise heating”) permite detectar pérdida o exceso de Ar en la muestra. • Menor incertidumbre debido a que no se requiere medir el K en otra fracción. La edad se calcula con una relación isotópica. • El cálculo de edades por meseta da normalmente edades con errores más pequeños en comparación con K-Ar.
Desventajas	<ul style="list-style-type: none"> • Su condición de precursor que incorrectamente indica que no es preciso. • El K y el Ar se mide en dos partes separadas de la misma muestra lo que se traduce en problemas de inhomogeneidad (sin embargo, este inconveniente se vuelve menos determinante en minerales arcillosos). • Posibilidad de pérdida o exceso de Ar por difusión u otros fenómenos. 	<ul style="list-style-type: none"> • Método analítico muy complicado (se requiere de un reactor de neutrones). • Tiempo entre irradiación y medición largo. • Efectos <i>recoil</i>* (pérdida de ³⁹Ar por superficie o fracturas) en cristales de pequeño tamaño p.ej. micas y arcillas. • Encapsulación necesaria y corrección del ³⁹Ar por pérdida por <i>recoil</i>.

*La irradiación de neutrones sobre la muestra tiene un efecto secundario, llamado pérdida de ³⁹Ar por *recoil*, debido al flujo de neutrones durante la irradiación. La cantidad de pérdida de ³⁹Ar dependerá del tamaño de la partícula, siendo especialmente mayor en partículas de pequeño tamaño (p.e., arcillas) y a la aparición de defectos en las estructuras cristalinas (Villa, 1997).

Este método está basado en el decaimiento radiactivo de un isótopo de ocurrencia natural del potasio, el ⁴⁰K, el cual tiene una vida media ($t_{1/2}$) de 1250 millones de años (Ma).

La desintegración radiactiva del ^{40}K produce isótopos de ^{40}Ca y $^{40}\text{Ar}^*$, los cuales han permitido determinar el tiempo transcurrido desde la formación de la roca. Para el isótopo $^{40}\text{Ar}^*$ (argón radiogénico) la edad se determina mediante la siguiente ecuación:

$$\text{Edad} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{\lambda}{\lambda_e} \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} \right]$$

En donde la edad está en años (aunque generalmente se expresa en millones de años - Ma-), λ (decaimiento beta) y λ_e (captura de electrones) son las constantes de decaimiento del ^{40}K (Faure, 1986). Debido a la naturaleza del argón (gas noble) que es generado en una roca o mineral por el decaimiento radioactivo del ^{40}K , no forma enlaces químicos con los elementos presentes en las rocas, de modo que únicamente es retenido en la estructura cristalina de los minerales cuando estos alcanzan una temperatura (temperatura de cierre del argón) que no permiten que este se escape de la roca. En consecuencia, las edades obtenidas por K-Ar permiten determinar el tiempo transcurrido desde que los minerales alcanzan la temperatura de cierre por debajo de la cual el argón ya es retenido completamente en la estructura cristalina del mineral. En el caso de rocas metamórficas, dependiendo del grado de metamorfismo con las edades de K-Ar es posible determinar el tiempo en que ocurrió el metamorfismo.

La metodología utilizada en este trabajo es una modificación de la técnica clásica de K-Ar, diseñada específicamente para fechar pequeñas cantidades de muestra (Solé, 2009). El argón se extrajo de las fracciones minerales separadas por la fusión de las muestras dentro de un sistema láser de CO_2 , seguido de la limpieza de gases y medición en un espectrómetro de masas. El potasio se determinó mediante análisis de fluorescencia de rayos X (FRX) en el equipo Siemens SRS 3000 (tubo de Rh y ventana de Be 125 μm), ubicado en el laboratorio de FRX, Instituto de Geología. Se utilizó el procedimiento descrito por Solé y Enrique (2005), planteado para utilizar la mínima cantidad de muestra (de 50 a 100 mg) y minimizar los efectos de la matriz.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

CAPÍTULO 4: Resultados	46
4.1 Falla El Doctor.....	46
4.1.1 Análisis estructural.....	46
4.1.2 Caracterización mineralógica por DRX.....	51
4.1.3 Microscopía Electrónica de Barrido.....	66
4.1.4 Geocronología K-Ar.....	66
4.2 Falla Chupadero.....	72
4.2.1 Análisis estructural.....	72
4.2.2 Caracterización mineralógica porDRX.....	75
4.2.3 Microscopía Electrónica de Barrido.....	89
4.2.4 Geocronología K-Ar.....	89

CAPÍTULO 4: Resultados.

4.1 Falla El Doctor

4.1.1 Análisis estructural

En la zona de estudio fue posible identificar al menos cuatro grupos de estructuras sobrepuestas, definidas como D1 a D4.

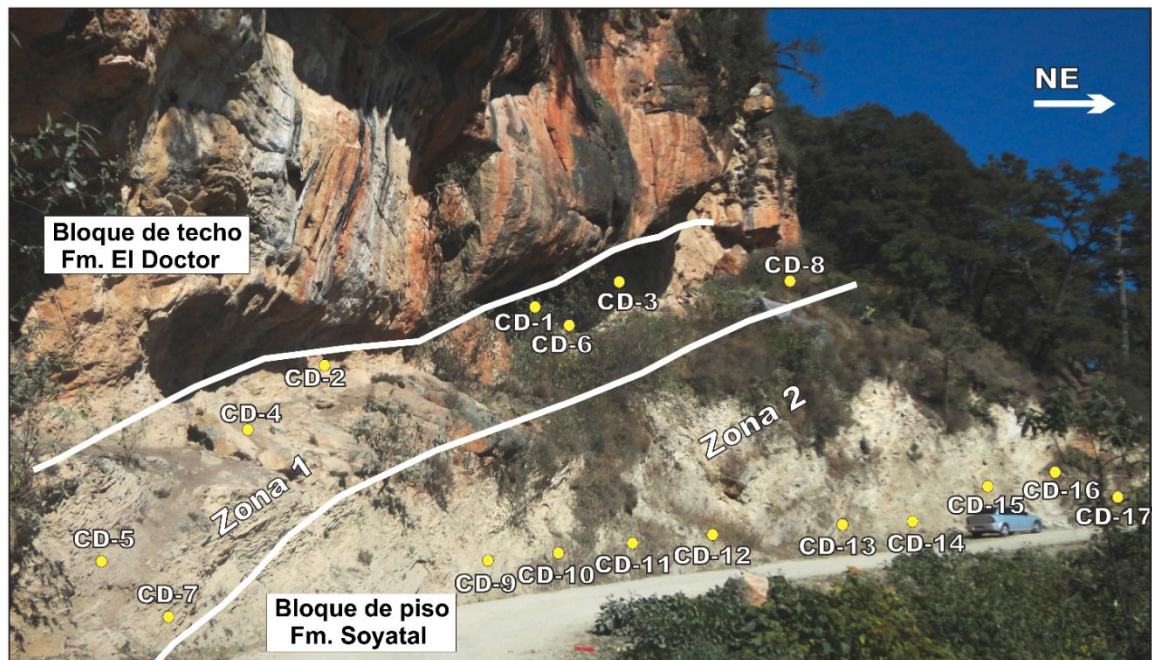


Figura 4.1 Ubicación de zona de cizalla (Zona 1) en el área de muestreo de la cabalgadura El Doctor.

El primer grupo D1, está representado por la cabalgadura El Doctor y por el desarrollo de una foliación S_1 (Fig. 4.1). La zona de falla es una zona de cizalla frágil-dúctil con una orientación promedio en el área de estudio de $245^\circ/47^\circ$ (Fig. 4.3.a), que produce el cabalgamiento de las calizas de plataforma del Aptiano-Cenomaniano de la Formación El Doctor sobre las turbiditas sin-tectónicas del Turoniano-Santoniano de la Formación Soyatal. S_1 es una foliación paralela a S_0 con una orientación promedio de $236^\circ/41^\circ$ (Fig. 4.3.a); ésta foliación es penetrante a escala submilimétrica (Fig. 4.2. b y c) en el núcleo de la zona de cizalla (zona 1) (Fig. 4.1), además se observa la presencia de horizontes rojizos que van de

centímetros a milímetros, evidenciando una mayor disolución por presión en esta zona. Por otra parte S_1 es menos penetrante conforme nos alejamos del núcleo (Zona 2). Los planos de foliación contienen lineaciones minerales con una orientación promedio $224^\circ/43^\circ$.

En el análisis microscópico, se observa que S_1 varía dependiendo de la litología, siendo en los niveles más calcáreos una foliación disyuntiva estilolítica, disyuntiva-rugosa y anastomosada-rugosa, definida por minerales insolubles (óxidos) (Fig. 4.2.b). Mientras que en niveles más arcillosos está representada por un clivaje continuo o clivaje pizarroso definido por filosilicatos de grano fino y óxidos (Fig. 4.2.c). El contenido de mica-ilita muestra un decremento progresivo del núcleo a los bordes de la zona de cizalla, indicando un gradiente de temperatura normal al plano de falla.

Los dominios de *microlithons* están compuestos de calcita recristalizada, en tanto que el dominio de clivaje está representado principalmente por estilolitas definidas por óxidos (Fig. 4.2.b). Se observan escasos granos de cuarzo moderadamente alargados y en algunos granos se muestran dominio de subgrano.

Evidencias microtexturales indican que el mecanismo principal de deformación que formó a S_1 (D1) fueron procesos de presión-disolución y en menor proporción deformación cristal-plástica, los cuales sugieren que las estructuras del grupo D1 se formaron en un rango de temperaturas entre 250°C y 400°C (p.ej., Passchier y Trouw, 1996). Se observan escasas microestructuras S-C' (Fig. 4.2.c y Fig. 4.4.a) y porfidoblastos asimétricos en los cortes paralelos al plano XZ del elipsoide de deformación finita que indican un transporte tectónico de techo hacia el NE (Fig. 4.4.b), lo cual concuerda con la cinemática reportada previamente por varios autores.

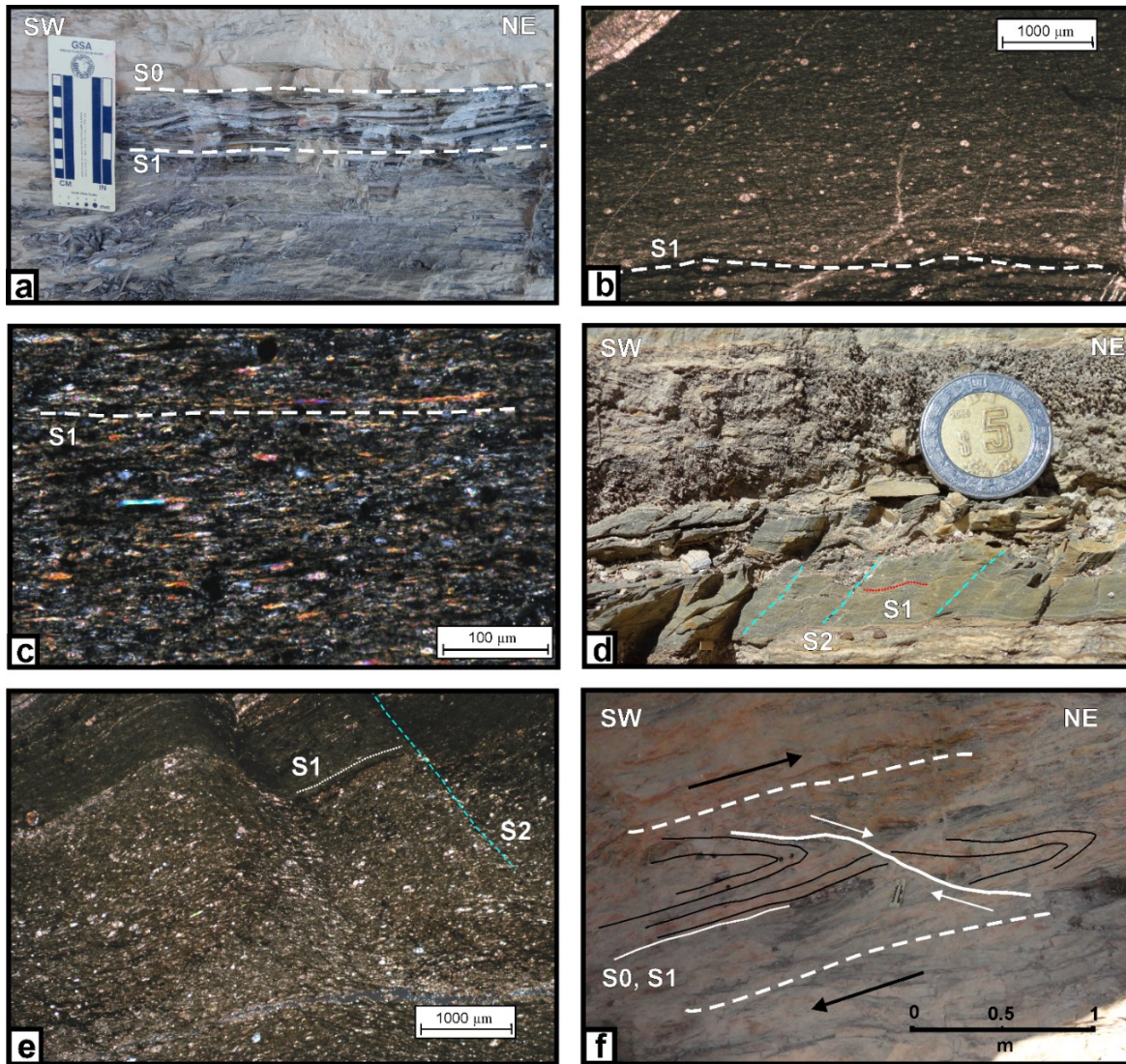


Figura 4.2 Fotografías de estructuras y texturas de la cabalgadura El Doctor. **a.** Foliación S_1 a escala centimétrica paralela a S_0 . **b.** Microfotografía con nicos cruzados de foliación S_1 estilolítica y anastomosada-rugosa definida por óxidos; principal mecanismo de deformación: disolución por presión (calcita). **c.** Microfotografía con nicos cruzados de cristalización de filosilicatos a lo largo del plano de foliación S_1 . **d.** S_2 a escala centimétrica, foliación de crenulación superpuesta a S_1 . **e.** Microfotografía con nicos cruzados de foliación S_2 definida por minerales opacos. **f.** Pliegues F_2 cortados por zonas de cizalla extensionales asociadas a la zona de cizalla principal (línea blanca punteada).

Las estructuras del grupo D2 están representadas por pliegues apretados F_2 a escala decimétrica-métrica, con ejes subhorizontales a ligeramente inclinados hacia el NW con una

orientación de $236^{\circ}/51^{\circ}$ (Fig. 4.3.b), los cuales se observan únicamente en la Formación Soyatal. Asociados a F_2 tenemos una foliación S_2 de plano axial que se encuentra superpuesta al clivaje S_1 , y sólo es posible observarla en capas más arcillosas. S_2 presenta una orientación promedio de $225^{\circ}/53^{\circ}$ y es un clivaje espaciado de crenulación, penetrante a escala centimétrica-milimétrica y definido por minerales opacos de grano fino (Fig. 4.2.d y e). Estas microtexturas indican que el mecanismo principal de deformación que formó a S_2 fueron procesos de presión-disolución.

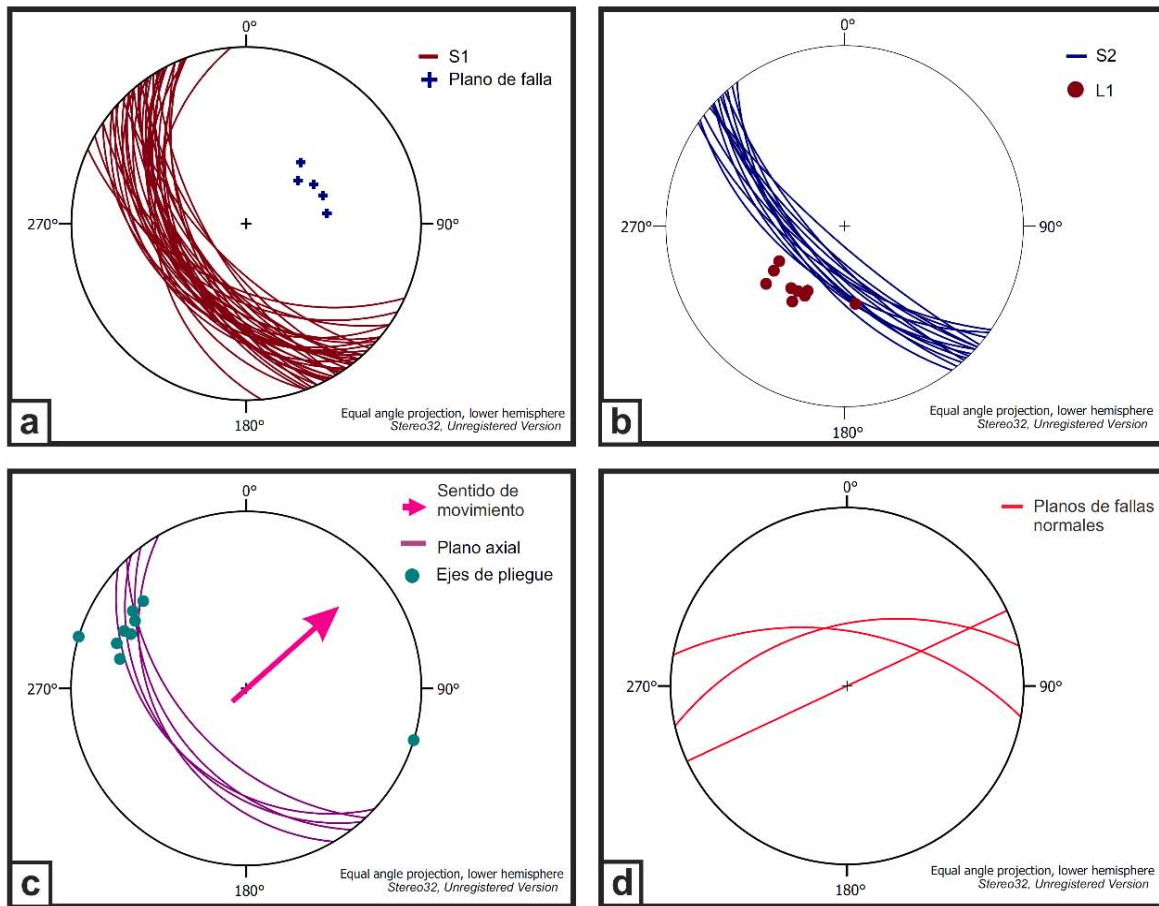


Figura 4.3 Proyecciones estereográficas (igual ángulo, hemisferio inferior). **a.** Trazas ciclográficas de la foliación S_1 y ploteo de los polos del plano de falla. **b.** Trazas ciclográficas de la foliación S_2 subparalelas a S_1 y lineación L1 asociada a la zona de cizalla indicando una dirección de movimiento NE-SW. **c.** Ejes de pliegues de F_2 perpendiculares a L1 y trazas ciclográficas de planos axiales con vergencia hacia el NE. **d.** Trazas ciclográficas de planos de fallamiento normal (D4).

Evidencias estructurales (pliegues inclinados hacia el NE) sugieren una cinemática similar a D1 (Fig. 4.3.b y c).

El grupo D3 está representado por zonas de cizalla extensional que cortan a los pliegues F_2 como se muestra en la figura 4.2.f, y que sólo son observadas en la zona 1 (núcleo de la zona de cizalla). El plano que define a esta zona extensional tiene una orientación promedio de $23^\circ/24^\circ$. La cinemática que presenta D3 coincide con la que se observa para D1 y D2 (Fig. 4.2.f).

Finalmente, D4 está constituido por fallas normales de alto ángulo que cortan a las estructuras D1-D3 con orientaciones promedios de $359^\circ/54^\circ$ (Fig. 4.3.d).

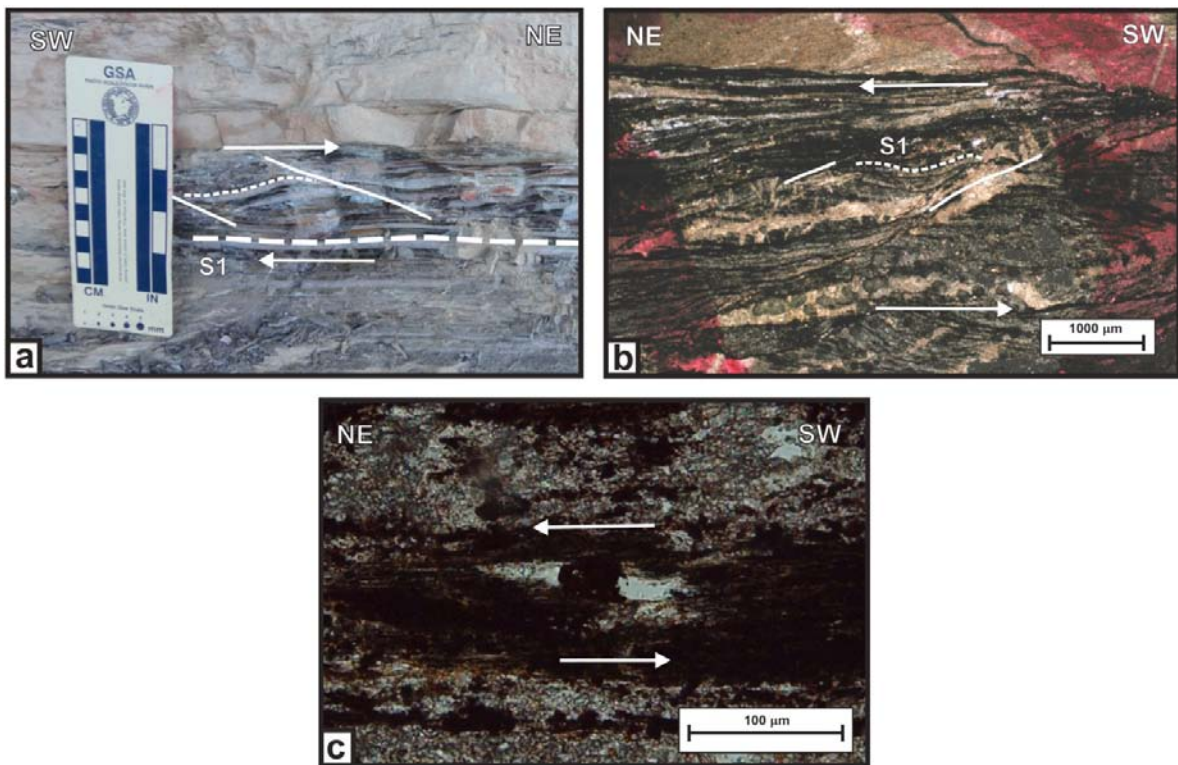


Figura 4.4 Indicadores cinemáticos observadas en cortes paralelos al plano XZ de la elipsoide de deformación finita que indican un transporte tectónico hacia el NE. **a.** Estructuras S-C' a escala decimétrica. **b.** Microfotografía en nicotes cruzados de estructuras S-C'. **c.** Microfotografía en nicotes paralelos de pórfidoblasto asimétrico tipo σ .

4.1.2 Caracterización mineralógica por DRX

Todas las muestras se colectaron en la Formación Soyatal debido a la litología predominantemente carbonatada de la Formación El Doctor. Adicionalmente se colectaron y analizaron muestras lejos de la zona de cizalla, pertenecientes a la Fm. Soyatal (Fig. 3.3), sin embargo, dada la naturaleza sintectónica de dicha formación no fue posible encontrar un afloramiento, en que dicha formación no mostrara los efectos de la deformación.

4.1.2.1 Análisis de roca total

Para la caracterización mineralógica de roca total se analizaron 17 muestras cercanas a la zona de cizalla y 5 en la roca huésped.

La mineralogía de roca total consiste principalmente de cuarzo, calcita y trazas de plagioclasa y algunos óxidos, entre ellos hematita y goethita. En cuanto a los filosilicatos presentes en las muestras, los picos principales de difracción pertenecen a filosilicatos del tipo de la illita-mica*, minerales del grupo del caolín y minerales que probablemente son de composición clorítica, esmectítica y/o vermiculítica. Para identificar con exactitud los minerales de la fracción arcilla y evitar la contaminación de los minerales no arcillosos, fue indispensable separar la fracción inferior a 2 micras de la roca total. Los resultados de los análisis de la mineralogía de roca total se resumen en la Tabla 4.1

Con base en la mineralogía se agruparon las muestras en dos zonas, zona 1 y zona 2. La primera comprende de la muestra CD1 a la CD8, donde se observa que los picos principales de difracción de los filosilicatos presentes se encuentran a $\sim 10 \text{ \AA}$ y a $\sim 7 \text{ \AA}$, y pertenecen a minerales del grupo de la illita-mica y a minerales del grupo del caolín respectivamente (Fig.4.5.a). Las muestras de la zona 2 (CD9 a CD17), presentan 3 picos principales en $\sim 14 \text{ \AA}$, $\sim 10 \text{ \AA}$ y en $\sim 7 \text{ \AA}$ y una variedad mineralógica de filosilicatos mayor que las muestras de la zona 1 (Fig. 4.5.b).

*El término illita-mica será usado cuando no sea posible diferenciarlas, hasta contar con datos precisos de cristalinidad.

Tabla 4.1 Mineralogía de Roca Total de la Falla El Doctor mediante DRX.

Muestra	Zona	Distancia al plano de falla (m)	Coordenadas	Filosilicatos			Qz	Cc	H	G	Pg	
				14 Å	10 Å	7 Å						
D1	Zona 1	0.05									Sección delgada	
CD1		0.1			x		xx	x	o		o	
Doc1		0.25										Sección delgada
CD2		0.25				x		xx	o	o	o	
CD3		0.7		14Q 0438716		x		xx	x	o		o
CD4		1.0		2306465		x		xx	xx			o
CD5		1.2				x	o	xx	xx			o
CD6		1.22						xx	xx			
CD7		1.7				x	x	xx	o			o
CD8	2.7						xx	x	o		o	
CD9	13.85				x	x	x	xx	o		o	
CD10	15.25				x	x	x	xx	xx	o	o	
D14'	15.55										Sección delgada	
CD11	16.6				o	x	x	xx	xx		o	
CD12	16.65				x	x	x	xx	x		o	
CD13	20.0		14Q 0438716		x	x	o	xx	xx		o	
CD14	21.4		2306465		o	x	o	xx	x		o	
D11'	21.4										Sección delgada	
D10	22.95										Sección delgada	
CD15	24.3				x	xx		xx	o		o	
CD16	26.46				x	x		xx	xx		o	
CD17	29.16				o	x	x	xx	xx		o	
PTO. 9	Roca huésped (Fm. Soyatal)		14Q 0438609 2305129				x	xx	xx		x	
PTO .11			14Q 0439484 2304551				o	xx	xx		o	
PTO. 14			14Q 0440549 2306716		o	o	o	xx	xx		o	
PTO. 15			14Q 0440802 2307702		o	o	o	xx	xx		o	
PTO. 16			14Q 0437639 2308573		x	x	o	xx	xx		o	

xx: >25%. x: 10-25%. o: <10%.

Qz: cuarzo, Cc: calcita, H: hematita, G: goethita, Pg: plagioclasa.

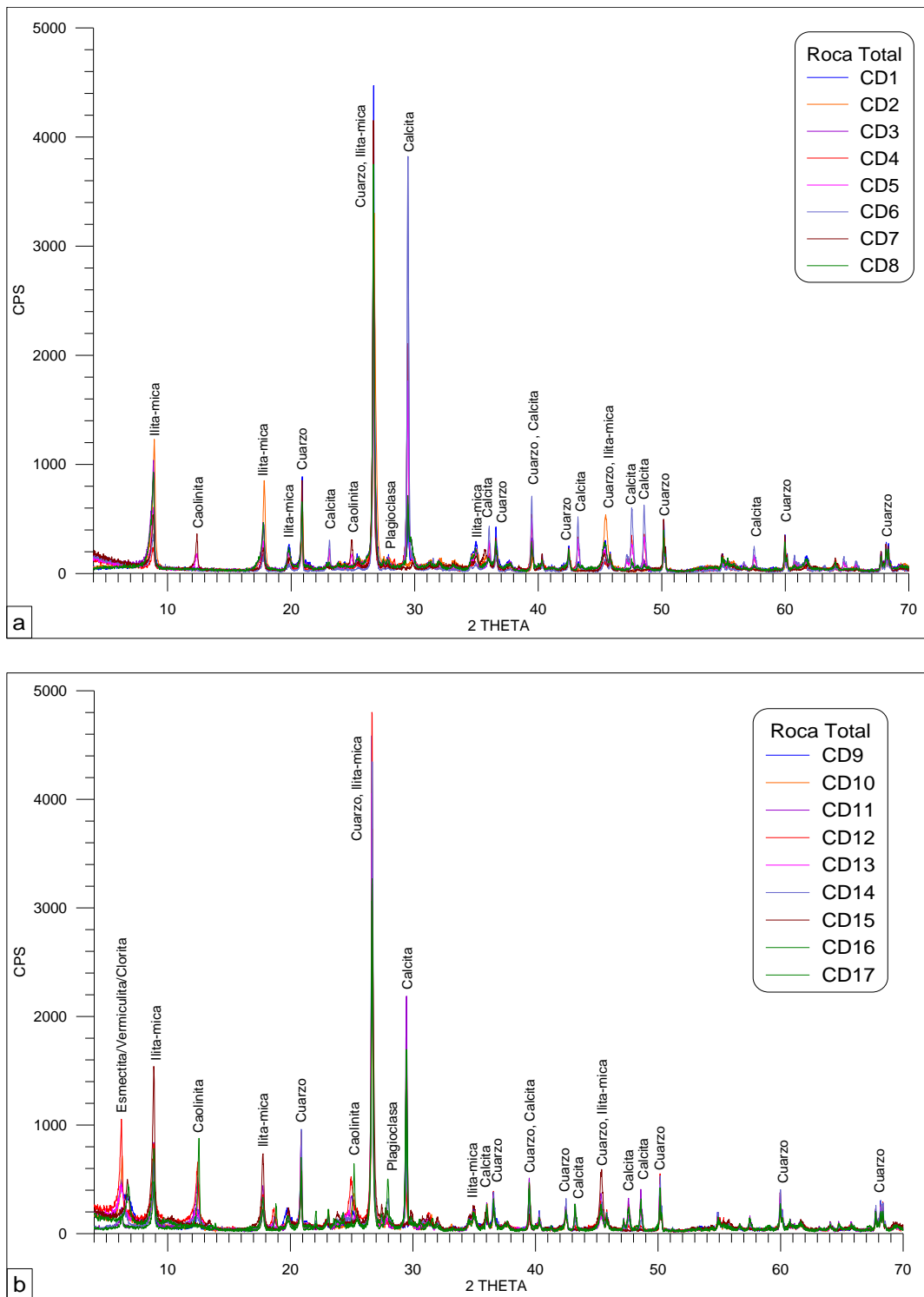


Figura 4.5 Patrones de DRX de la mineralogía de roca total asociada con la Falla El Doctor. **a.** Zona 1, definida por las muestras CD1-CD8. **b.** Zona 2, definida por las muestras CD9-CD17.

La mineralogía de la roca huésped es muy parecida (Pto. 9, Pto.11, Pto.14, Pto.15 y Pto.16) y consiste principalmente en cuarzo, calcita, trazas de feldespato tipo plagioclasa y filosilicatos en $\sim 14\text{\AA}$, $\sim 10\text{\AA}$ y en $\sim 7\text{\AA}$ (Fig. 4.6).

La única fase con K que se encontró en todas las muestras es la illita- mica siendo esto de vital importancia para la interpretación de los resultados de fechamientos obtenidos por el método K-Ar.

El contenido promedio de filosilicatos en roca total (15 a 25 %) es importante en todas las muestras seleccionadas y se tomó en cuenta para estimar la cantidad de material que se necesitaba para la separación de la fracción arcilla.

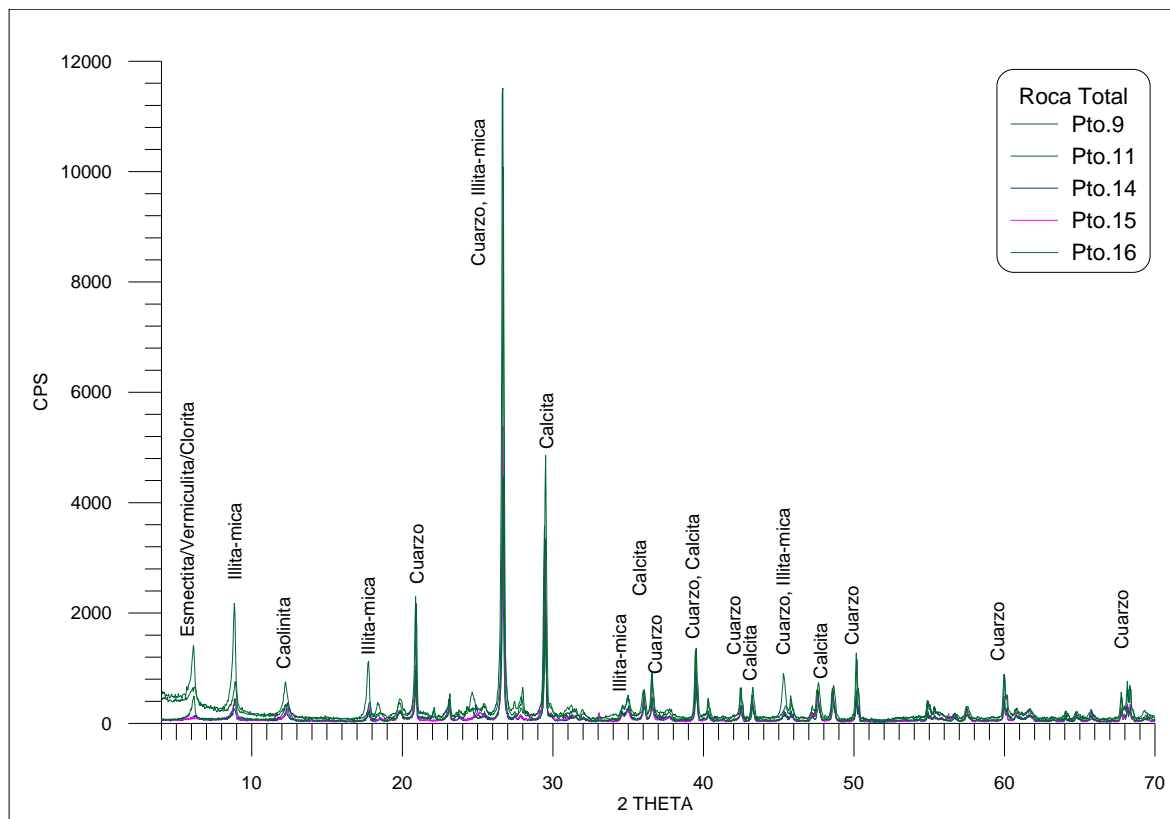


Figura 4.6 Patrones de DRX de la mineralogía total en muestras de la roca huésped (Fm. Soyatal).

4.1.2.2 Análisis de las fracciones <math><2 \mu\text{m}</math>

La identificación de la mineralogía arcillosa de cada muestra se basó en las posiciones de las reflexiones 001 en tres agregados orientados diferentes (Fig. 4.7), diferenciándose dos zonas (Fig. 4.8.a y 4.8.b).

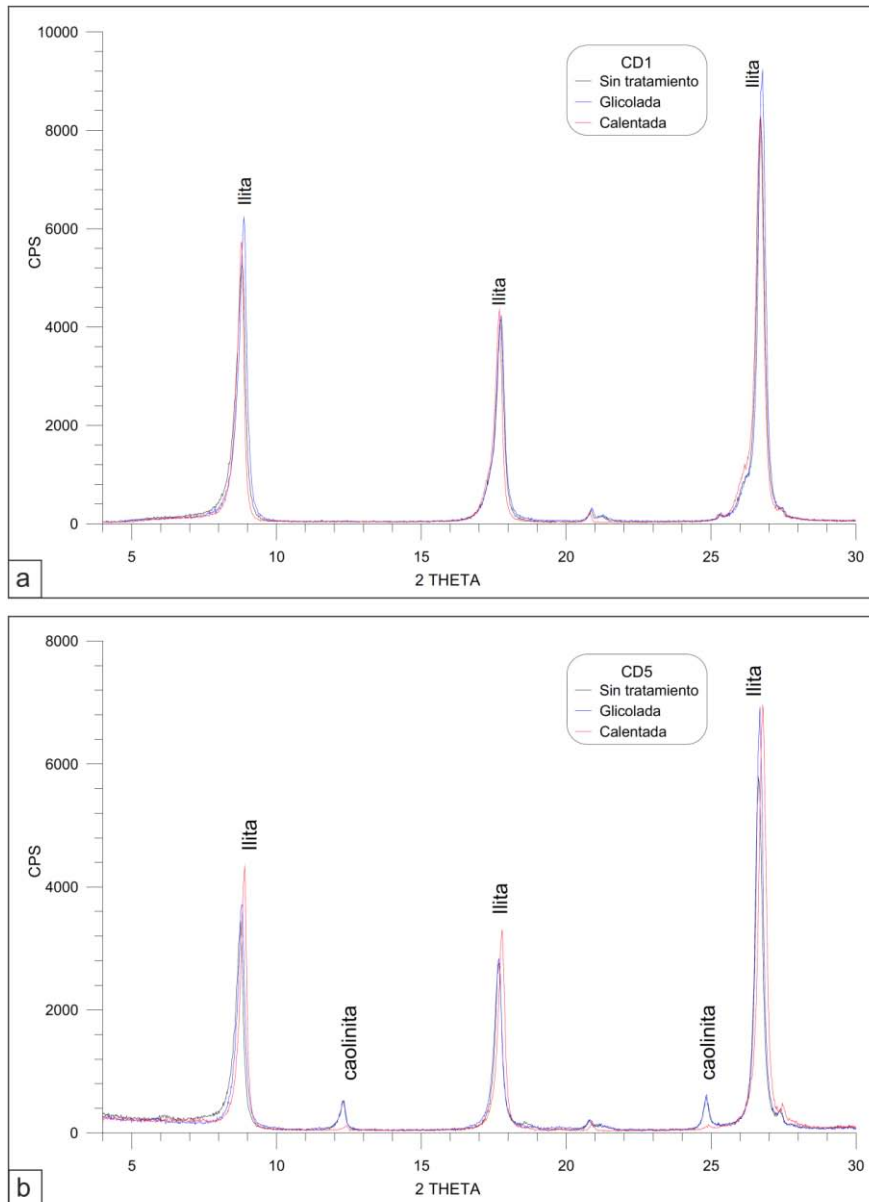


Figura 4.7 Patrones de DRX de las posiciones de las reflexiones 001 de las muestras CD1 y CD5 en tres agregados orientados diferentes.

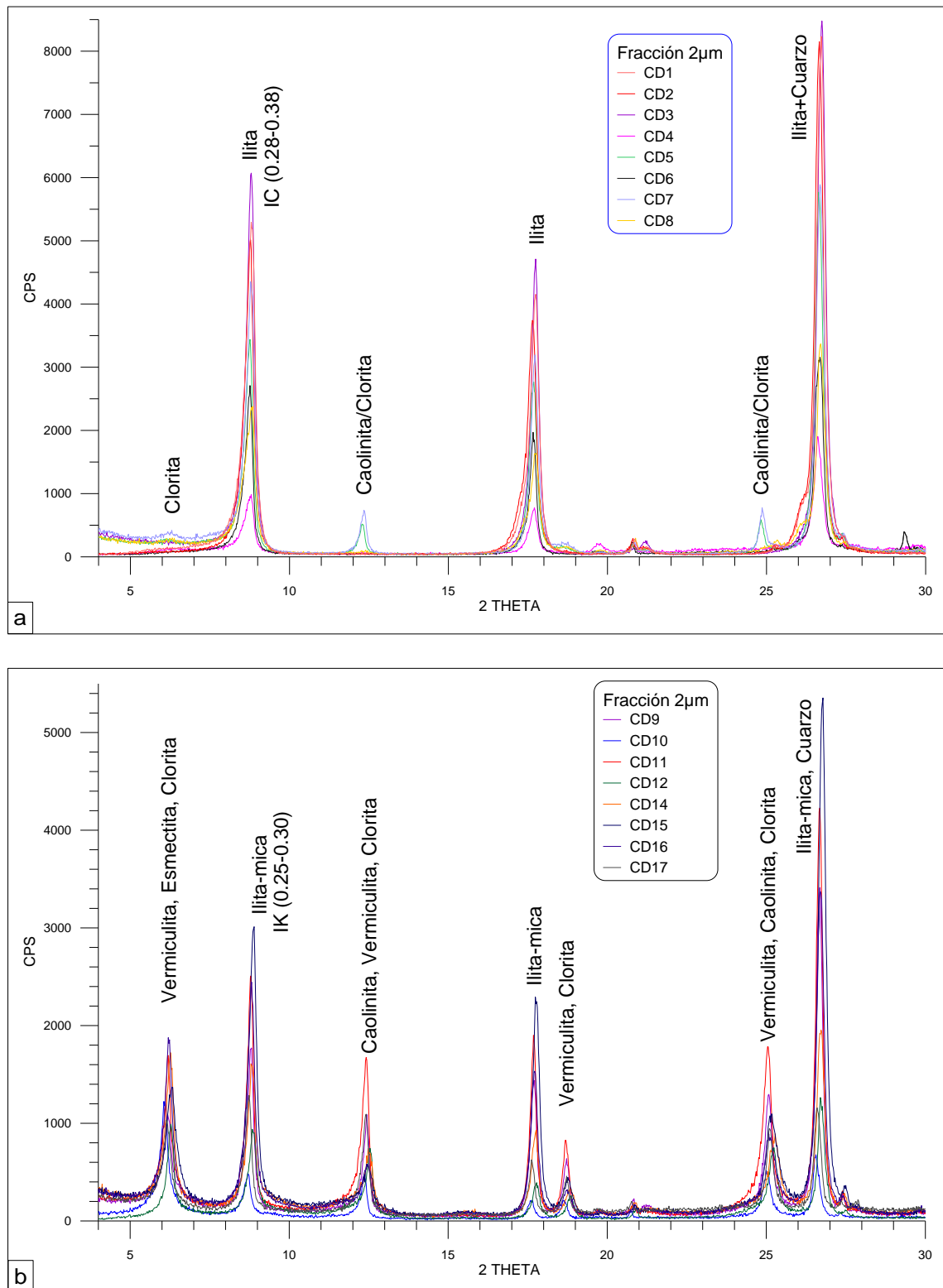


Figura 4.8 Patrones de difracción de la fracción $< 2 \mu\text{m}$ de la Falla El Doctor, que muestra los principales picos de los filosilicatos presentes. **a.** Zona 1: illita-mica, caolinita y trazas de clorita. **b.** Zona 2: illita-mica, caolinita, vermiculita, esmeclita y clorita.

En la zona 1, el filosilicato predominante en todas las muestras es la illita-mica, mientras que componentes caoliníticos, cloríticos y vermiculíticos están presentes en proporciones menores solo en tres muestras (ver Tabla 4.2). También se observan trazas de minerales no arcillosos tales como cuarzo, calcita y goethita. La presencia de goethita se ve confirmada por el color rojizo de algunas subfracciones.

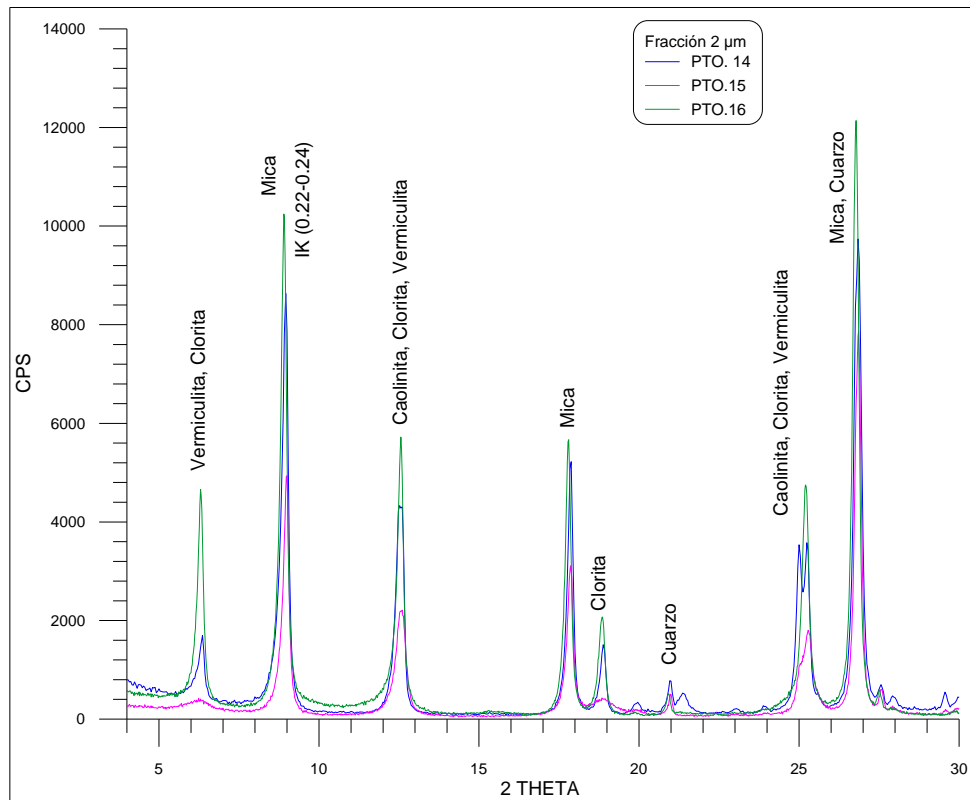


Figura 4.9 Patrones de difracción de la fracción < 2 µm, que muestra los principales picos de los filosilicatos presentes en muestras de la roca huésped de la Falla El Doctor.

En la zona 2, la mineralogía de filosilicatos consiste principalmente en illita-mica, vermiculita y caolinita. Minerales esmectíticos e interestratificados de illita/esmectita están presentes en la fracción gruesa y en la fracción media, respectivamente, de cuatro muestras. También es posible observar trazas de minerales no arcillosos como el cuarzo en la mayoría de las muestras, goethita y plagioclasa.

La mineralogía de la fracción menor a dos micras en la roca encajante es muy similar a la obtenida en la zona 2 de la falla, predominando principalmente el contenido de illita-mica, caolinita, y en menor proporción clorita y vermiculita (Fig.4.9). Trazas de esmectita se observan solo en una muestra.

El contenido de minerales no arcillosos desaparece conforme disminuye el tamaño de la fracción, predominando principalmente los filosilicatos y la goethita a partir de la fracción media.

La illita-mica es la única fase mineral que contiene K en todas las subfracciones. La illita de las fracciones gruesas, contienen más del 95% de illita/esmectita (calculado mediante la relación entre los picos 002 y 003 en muestras glicoladas orientadas, Środoń (1984)). En tanto que en las fracciones medias, el porcentaje de illita/esmectita es de alrededor de 85% de illita (Fig. 4.10).

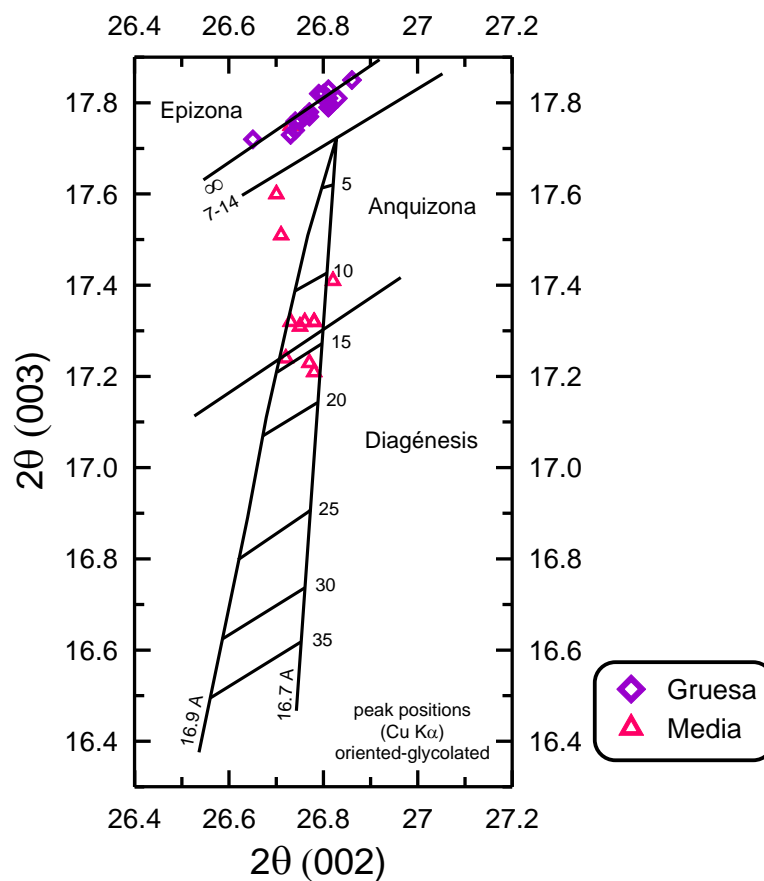


Figura 4.10 Relación entre los picos de las reflexiones basales 002 y 003 en muestras glicoladas de illita de fracciones gruesa y media. (Diagrama de Środoń (1984) modificado por Ferreiro Mählmann (2001)).

Tabla 4.2 Mineralogía de la fracción menor a dos micras de la Falla El Doctor mediante DRX.

Muestra	Fracción	Zona	Qz	G	Cc	Pg	Cl	K	V	Sm	I/S	I/M	CS	IK	Zona#	%2M1*	%2M1	%WCI	%PCI	IK WCI	IK PCI	
CD1	MG	Zona 1	xx		o							xx	103	0.25	E					0.17	0.48	
	T		x										xxx	67.2	0.33	A	33.7	40	51	49	0.24	0.51
	G		x										xxx	77.3	0.30	A	62.5	50	55	45	0.36	0.61
	M			o									xxx	36.8	0.52	D	30.8	40	53	47	0.28	0.64
	F			x									xxx	17.2	1.0	D					0.6	1.15
CD2	T		x										xxx	67.2	0.33	A	15.8	45	41	59	0.22	0.56
	G		x										xxx	81.3	0.29	A	22.4	50	35	65	0.17	0.43
	M			o									xxx	39.6	0.49	D	59.1	40	55	45	0.33	0.67
CD3	MG		xx		o								xx	118.9	0.23	E					0.18	0.51
	T		o										xxx	85.8	0.28	A			50	50	0.24	0.49
	G		x										xxx	90.9	0.27	A-E	40.2	55	60	40	0.23	0.41
CD4	M			o									xxx	46.8	0.43	D	23.3	45	54	46	0.31	0.58
	T		x										xxx	70.2	0.32	A			40	60	0.23	0.46
	G		xx										xx	70.2	0.32	A			46	54	0.35	0.58
CD5	M		x										xxx	36.8	0.52	D			44	56	0.21	0.51
	T		x						x				xxx	77.3	0.30	A			54	46	0.24	0.48
	G		x						x				xxx	85.8	0.28	A			46	54	0.22	0.44
CD6	M			o					o				xxx	46.8	0.43	A			49	51	0.31	0.59
	T		x		o								xxx	77.3	0.30	A			49	51	0.23	0.51
	G		x		o								xxx	77.3	0.30	A			59	41	0.22	0.42
CD7	M			o	o								xxx	55.2	0.38	A			59	41	0.33	0.58
	T	x						x	o			xxx	81.3	0.29	A			38	62	0.21	0.43	
	G	x						x	o			xxx	90.9	0.27	A-E			46	54	0.24	0.47	
CD8	M		o					o	x			xxx	40.7	0.48	D			57	43	0.39	0.78	
	MG	xx		o								x	257.5	0.16	E					0.16	0.44	
	T	x					o					xxx	55.2	0.38	A			35	65	0.24	0.55	
	G	x					o					xxx	64.4	0.34	A	39.0	50	38	62	0.23	0.51	
	M		o							o	xxx	31.5	0.59	D	15.9	40	52	48	0.42	0.69		

Continuación de **Tabla 4.2**

Muestra	Fracción	Zona	Qz	G	Cc	Pg	Cl	K	V	Sm	I/S	I/M	CS	IK	Zona#	%2M1*	%2M1	%WCI	%PCI	IK WCI	IK PCI	
CD9	T	Zona 2	x	o			x	x		x		xx	96.6	0.26	A-E	16.3	55	57	43	0.22	0.62	
	G		o				x	x		o		xx	96.6	0.26	A-E	59.0	50	55	45	0.24	0.7	
	M			o			o					xxx	x	32.2	0.58	D	14.8	40	56	44	0.46	0.73
CD10	T			x						x	x		x	90.9	0.27	A-E			41	59	0.21	0.49
	G			x						x	x		xx	81.3	0.29	A			45	55	0.2	0.47
	M				o					o		xxx	x	31.5	0.59	D			67	33	0.36	0.72
CD11	T			o						x	x		xx	103	0.25	E			50	50	0.2	0.45
	G			o						x	x		xxx	110	0.24	E			51	49	0.19	0.43
	M				o					x		xx	x	59.4	0.36	A			28	72	0.31	0.59
CD12	T			x						x			xx	90.9	0.27	A-E			40	60	0.21	0.53
	G			o						x	x		xx	85.8	0.28	A			66	34	0.21	0.53
	M				o					x		x	xx	45.4	0.44	D			42	58	0.29	0.61
CD13	T			x						xx			x	96.6	0.26	A			39	61	0.24	0.49
	G			x						x			xx	77.3	0.30	A			43	57	0.21	0.48
	M				o					x		xxx		51.5	0.40	A			38	62	0.31	0.64
CD14	T			x						x			xx	77.3	0.30	A			56	44	0.22	0.86
	G			o						x			xx	90.9	0.27	A-E			52	48	0.22	0.51
	M				o					x			xx	57.2	0.37	A			57	43	0.31	0.63
CD15	T								x		xxx		96.6	0.26	A-E	29.5	60	50	50	0.23	0.5	
	G		o						x		xxx		96.6	0.26	A-E	78.2	65	57	43	0.21	0.47	
CD16	T								xx			xx	85.8	0.28	A			53	47	0.25	0.62	
	G								x		xxx		96.6	0.26	A-E			55	45	0.21	0.49	
CD17	T		x			o			x			xx	103	0.25	E			54	46	0.23	0.61	
	G		x			o			x			xx	90.9	0.27	A-E	52.0	70	54	46	0.22	0.54	
PTO 9	MG		xx		o	o		x	o			x		0.16	E							
	G		x		o	o		x	x			xx		0.24	E							
	M		o					x	x	o		xx		0.32	A							

Continuación de **Tabla 4.2**

Muestra	Fracción	Zona	Qz	G	Cc	Pg	Cl	K	V	Sm	I/S	I/M	CS	IK	Zona#	%2M1*	%2M1	%WCI	%PCI	IK WCI	IK PCI	
PTO 11	MG	Roca Huésped	xx				o	o	o			x		0.18	E							
	G		x				o	x	x			xx		0.28	A							
	M						o	x	x			xx		0.34	A							
PTO 14	MG		xx		x			o	x				x	309	0.15	E					0.1	0.3
	G		x		o	o		x	x				xxx	110.4	0.24	E						
	M		x					o	x		o		xxx	59.4	0.36	A						
PTO 15	MG		xx				o	o	x				x	220.7	0.17	E					0.13	0.44
	G		x				o	o	x				xxx	128.8	0.22	E						
	M							x	xx				xx	85.8	0.28	A						
PTO 16	MG		xx		o	o			x	x			x	220.7	0.17	E					0.14	0.5
	G		x					o	x	x			xx	110.4	0.24	E						
	M							o	x	x	o		xx	70.2	0.32	A						

xxx = >65 %, xx = 65-45 %, x = 45-10 %, o = <10 %

MG=Muy gruesa, G=Gruesa, M=Media, F=Fina, Qz=Cuarzo, Cc=Calcita, Pg=Feldespato Plagioclasa, H=Hematita, G=Goethita, Cl=Clorita, K=Caolinita, V=Vermiculita, Sm=Esmectita, I/S=Interestratificado de illita/esmectita, I-M= Illita-mica, CS=Tamaño de cristalito, IK=Índice de Kübler, %2M1*= $I(2.80 \text{ \AA}) / I(2.58 \text{ \AA})$, %2M1= Porcentaje calculado en *WILDFIRE*, %WCI= Porcentaje de illita bien cristalizada, %PCI=Porcentaje de illita pobremente cristalizada, IK (WCI)=Índice de Kübler de la illita bien cristalizada, IK (PCI)= Índice de Kübler de la illita pobremente cristalizada, D=Diagénesis, A=Anquizona, E=Epizona.

4.1.2.3 Índice de Kübler

El índice de Kübler de la illita (IK) y tamaño de cristalito (CS) calculados se muestran en la Tabla 4.2, y son usados para el estudio de la historia cinemática de los filosilicatos presentes en la roca tomando en cuenta los límites del IK de la anquizona que va de 0.25° a $0.42^\circ 2\theta$ (Kübler, 1968; Kisch, 1991). Valores de IK inferiores a 0.25 ya corresponden a mica.

Los valores de IK de ambas zonas para el mismo tamaño de fracción son muy similares. El rango de valores del IK en la zona 1 varía de 0.27 a 0.34 para la fracción gruesa, en tanto que para la fracción media va de 0.38 a 0.59. El tamaño de cristalito, el cual fue calculado mediante la fórmula de Debye-Scherrer, va de 64 a 91 nm para la fracción gruesa y de 32 a 55 nm para la fracción media. En la zona 2, el IK va de 0.24 a 0.3 y de 0.36 a 0.59 para la fracción gruesa y media respectivamente. El CS va de 87 a 110 nm y de 31 a 60 nm para la fracción gruesa y media respectivamente.

En términos de la escala de Kübler, estos valores definen un rango de temperaturas que varía desde el límite del anquizona-epizona (fracción gruesa) hasta el campo de la diagénesis (fracción media) (Kübler, 1968; Kisch, 1991).

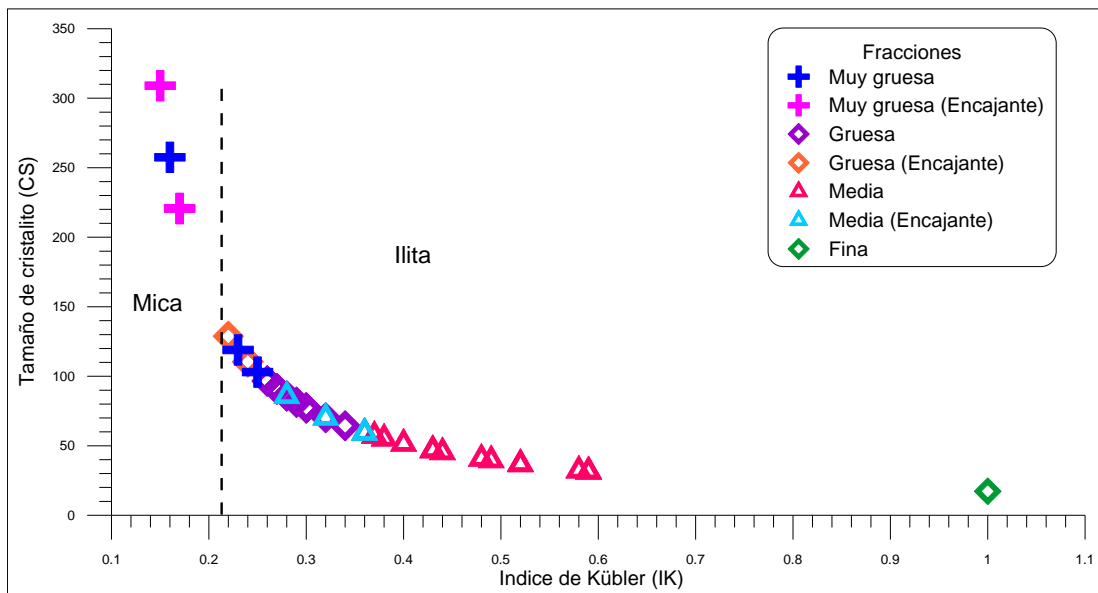


Figura 4.11 Gráfico que muestra la relación entre el índice de Kübler (IK) y el tamaño de cristalito (CS) de la zona de falla y de la roca huésped.

En el gráfico de la Figura 4.11 se puede observar que las fracciones más gruesas presentan un tamaño de cristalito mayor y un menor IK; es decir una cristalinidad más alta, mientras que las fracciones más finas tienen una menor cristalinidad y un tamaño de cristalito más pequeño. Por otra parte también se muestra la superposición de las fracciones colectadas en la falla con las tres muestras de la roca huésped, pudiéndose ver que para el mismo tamaño de fracción, las muestras del encajante presentan mayor tamaño de cristalito y menor IK.

4.1.2.4 Medición de politipos

La cuantificación de los politipos, fue realizada solo en las fracción gruesa y media de las muestras fechadas por K-Ar. Se seleccionaron cuatro muestras representativas de la zona 1 y tres de la zona 2.

Los patrones calculados fueron obtenidos considerando diferentes proporciones del politipo 1M y 2M1 (Fig. 4.12.a) (Drits et al., 1995, 1998).

El politipo 2M1 varía de un 40 a un 55 % en la zona 1, mientras que en la zona 2 va de 65 a 70%. Se observa que en las fracciones más finas tenemos menor cantidad del politipo 2M1 al igual que una baja cristalinidad y en la fracción gruesa se tiene mayor %2M1 y mayor cristalinidad, es decir menor IK (ver Tabla 4.2 y Fig. 4.12. b y 4.13b).

Los porcentajes calculados por Maxwell y Hower (1967) y los calculados en *WILDFIRE* muestran una baja correlación en la mayoría de las muestras (Figura 4.13.a).

La illita autigénica (2M1) de la zona de cizalla de la Falla El Doctor es de alta temperatura y no puede ser distinguida de la muscovita detrítica (2M1), debido a que ambas tienen el mismo politipo. Considerando la foliación definida por la presencia de illita-mica ($T > 300^{\circ}\text{C}$; Passchier y Trouw, 1998), se interpreta que la mica detrítica solo puede estar presente en la fracción muy gruesa ($> 2 \mu\text{m}$). Por lo tanto, la cuantificación de politipos no puede ser usado para medir la proporción relativa de illita autigénica y detrítica en la Falla El Doctor.

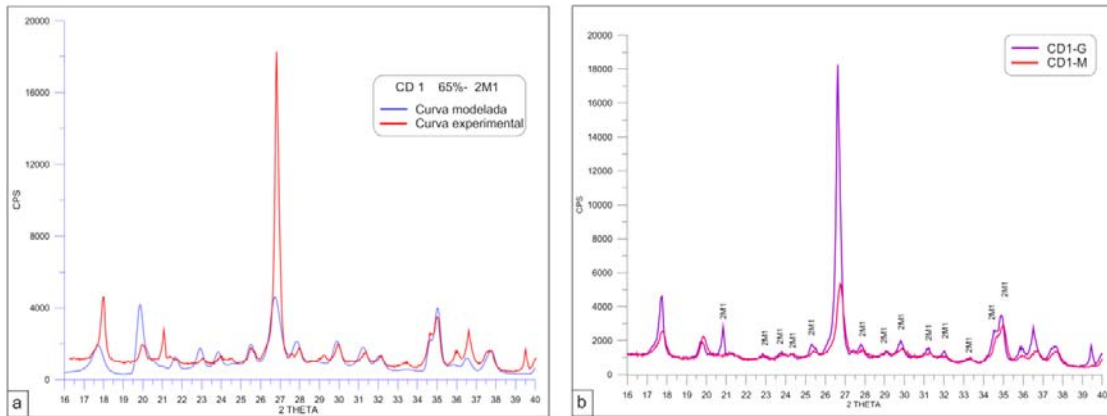


Figura 4.12 a. Cuantificación de politipos en la muestra CD1 mediante *WILDFIRE*. **b.** Patrón de difracción de la fracción gruesa (G) y media (M) de la muestra CD1, mostrando el aumento de los picos característicos del politipo 1M conforme disminuye el tamaño de la fracción.

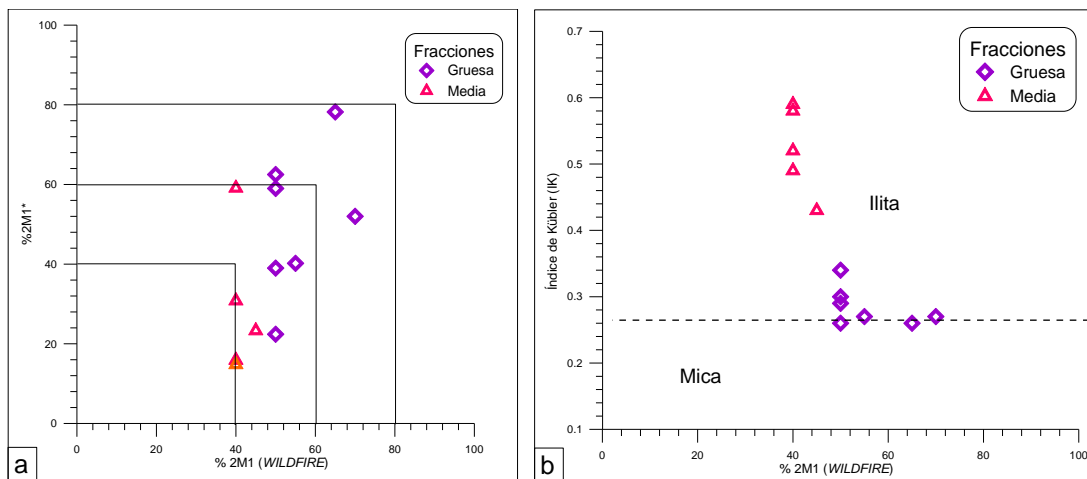


Figura 4.13 a. Grafico entre el %2M1* (Maxwell y Hower, 1967) obtenido de la relación de las intensidades de $(2.80 \text{ \AA}) / (2.58 \text{ \AA})$ y el %2M1 modelado en *WILDFIRE*. **b.** Relación entre el índice de Kübler y el % 2M1.

4.1.2.5 Descomposición del pico 001

La descomposición de la primera reflexión basal de la illita-mica (001) en muestras orientadas, también indican una mezcla de dos ilitas (Fig. 4.14.a) (Meunier y Velde, 2004; Meunier et al., 2004).

La diferenciación y cuantificación entre la ilita pobremente cristalizada (*PCI*) y la ilita bien cristalizada (*WCI*) es una solución conveniente para describir la población de ilitas. La presencia de *PCI* influye en la posición del pico 001 (se mueve a ángulos más bajos) y en el valor FWHM (anchura del pico). La abundancia relativa del pico de *PCI* esta expresada en porcentaje, mientras que el FWHM está expresado en 2θ $\text{CuK}\alpha$.

En la Tabla 4.2 se resumen las proporciones relativas de los componentes de la ilita (*WCI* y *PCI*) así como el IK correspondiente. Los porcentajes obtenidos para el *WCI* van de 35-67%. En general, las altas abundancias están asociadas con las fracciones gruesas y las bajas abundancias con las fracciones más finas. Los valores de la descomposición de picos son similares a los derivados de los análisis con *WILDFIRE* del politipo 2M1 (Fig. 4.14.b),

Se observa que la cristalinidad depende de la proporción relativa de *PCI* y *WCI* como lo indica la figura 4.15, presentándose en ambas fracciones un mayor porcentaje de *WCI* y una mayor cristalinidad. En la Figura 4.15 se presenta una correlación positiva entre el IK (*WCI*) y el IK (*PCI*), indicando que uno de los componentes crece a expensas del otro en cada una de las diferentes fracciones (Meunier y Velde, 2004). Asimismo el IK de la ilita bien cristalizada (*WCI*) muestra valores más pequeños en las fracciones muy gruesa (*MG*) y gruesa (*G*), en tanto que las más finas tienen una menor cristalinidad.

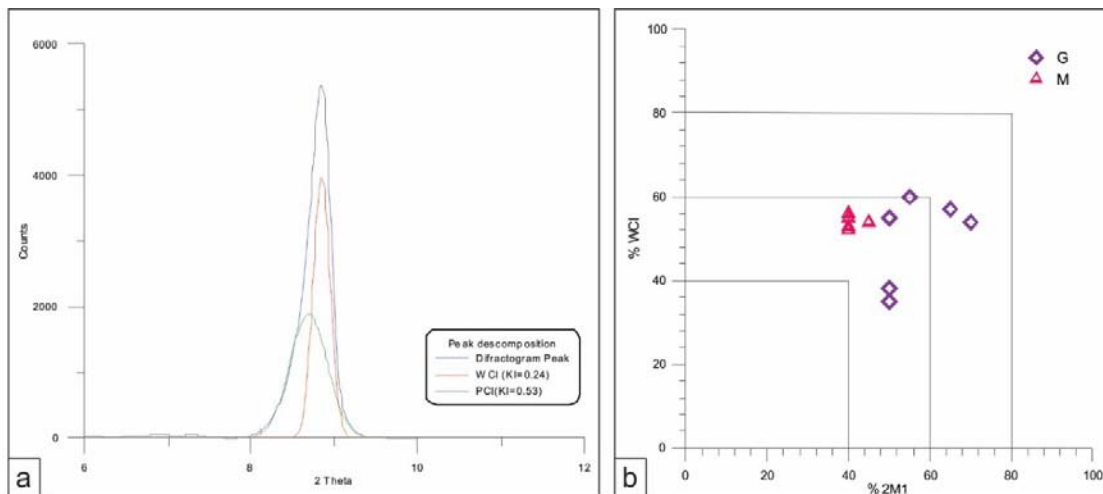


Figura 4.14 a. Ejemplo de la descomposición de la primera reflexión de la ilita (pico 001) usando el software Fityk 0.9.3 (Wojdyr, 2010). *WCI*= ilita bien cristalizada, *PCI*=ilita pobremente cristalizada. **b.** Relación entre el %2M1 y el % de *WCI*, mostrando una correlación positiva. G= fracción gruesa y M= fracción media.

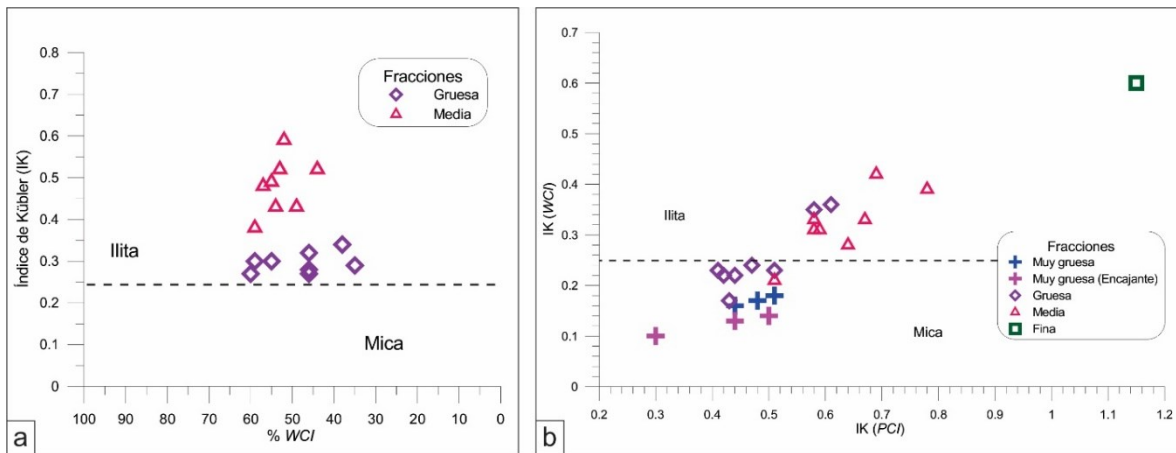


Figura 4.15 a. Relación entre el % de *WCI* y el *IK* correspondiente en cada una de las fracciones. **b.** Correlación del *IK* de *WCI* y del *IK* de *PCI* de diferentes fracciones.

4.1.3 Microscopía Electrónica de Barrido

Imágenes del Microscopio Electrónico muestran que las partículas de ilita en la zona de cizalla exhiben una orientación preferencial y una morfología de placas. Las laminitas de ilita-mica definen la foliación S1, lo cual sugiere una neocrystalización (Fig.4.16 a y f). El tamaño de los minerales autigénicos puede ser relacionado con las facies metamórficas alcanzadas (facies de esquistos verdes) durante el principal evento de deformación y cristalización. Las especies minerales fueron confirmadas mediante análisis EDS y corresponden a estudios previos por DRX. Nótese que la formación de ilita de diversos tamaños y hábitos está dada como sobrecrecimientos en ilitas-micas (Fig. 4.16. c, d y e). Adicionalmente se observan óxidos de hierro (goethita y hematita) producto de procesos de disolución-cristalización asociados con el fallamiento (Fig.4.16.b)

4.1.4 Geocronología K-Ar

Se dataron 33 fracciones de arcillas de 12 muestras, siete en la zona de falla y 5 de la roca huésped. Los análisis de K-Ar de las diferentes fracciones se resumen en la tabla 4.3.

El argón radiogénico (% $^{40}\text{Ar}^*$) va de 88% a 98%, indicando una mínima contaminación atmosférica.

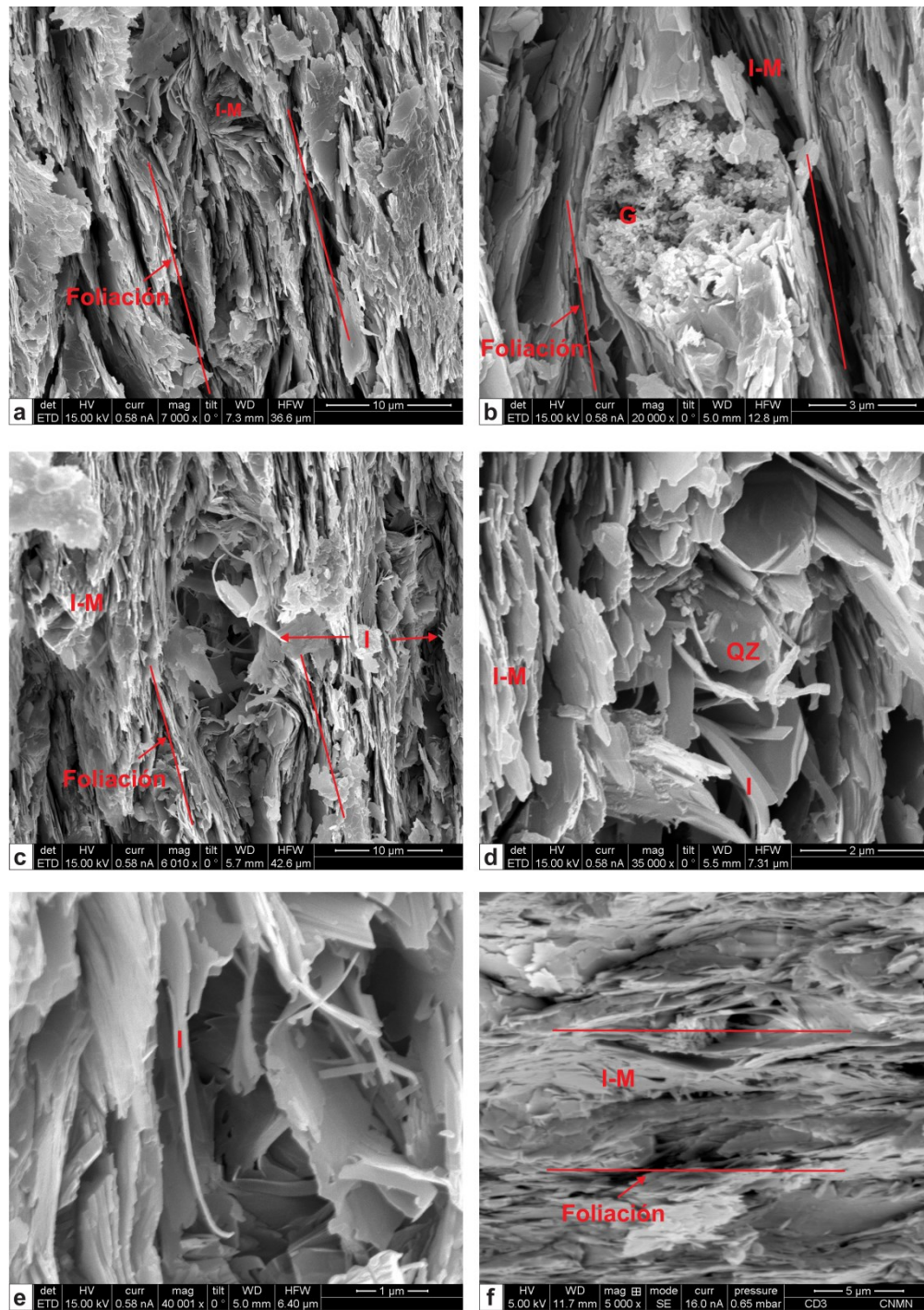


Figura 4.16 Imágenes del Microscopio electrónico de barrido de la Falla El Doctor. **a.** y **f.** Imagen que ilustra las superficies de foliación definidas por partículas de grano grueso de ilita-mica (I-M) con hábito predominantemente laminar (muestra CD1 y CD3 respectivamente). **b.** Goethita (G) rodeada de ilita-mica de hábito laminar (muestra CD1). **c.** **d** y **e.** Ilita autigénica con hábito de listón y filamentosos (I).

El rango de edades obtenidos de las fracciones separadas de la zona de falla y roca huésped (< 0.05 a 4 μm) es de 97.9 ± 1.6 Ma a 39.1 ± 0.8 Ma (1σ). Todas las edades adquiridas para las fracciones < 2 μm de la zona de falla son más jóvenes que 86 Ma, edad reportada para el depósito de la Formación Soyatal (Omaña-Pulido, 2012).

Las edades K-Ar de la fracción 2-4 μm de la zona de falla van de 90 a 81 Ma (a excepción de la muestra CD8 que reporta una edad de 70 Ma debido a que ha sido afectada por una zona de cizalla posterior (Fig. 4.2.f). La edad de la fracción gruesa (0.5-2 μm) se encuentra entre 80-72 Ma, para la media (0.05-0.5 μm) va de 71-66 Ma, y para la fracción fina (<0.05 μm) es de 50 Ma (Fig.4.19).

Edades de la roca huésped muestran rangos de 98 a 80 Ma para la fracción muy gruesa (2-4 μm), 84 a 72 Ma para la fracción gruesa (2-0.5 μm) y un rango de 67 a 40 Ma para la fracción media (0.5-0.05 μm). Las edades de la roca huésped evidencian que las fracciones 2-4 micras son iguales o mayores que la edad estratigráfica de la Formación Soyatal mientras que las fracciones menores a dos micras presentan una mayor dispersión que en las muestras de la zona de falla (ver tabla 4.3).

El porcentaje de K tiene un comportamiento similar en las fracciones analizadas, variando desde un 3% hasta un 7% en el contenido de K. En el gráfico 4.17.a se observa que no existe tendencia en el porcentaje de potasio y el índice de Kübler, ya que el contenido de K es parecido en muestras con diferentes cristalinidades. Esto es debido a la proporción de ilita-mica no es igual en cada una de las fracciones analizadas.

Las edades K-Ar llegan a ser más jóvenes conforme disminuye la cristalinidad, es decir valores más grandes del IK (Fig. 4.17.b). Del mismo modo el porcentaje de 2M1 aumenta acorde a edades más antiguas (Fig. 4.18). El tamaño de fracción muestra una correlación positiva con las edades obtenidas por K-Ar, teniendo edades mayores en las fracciones con tamaño de grano más grueso, en tanto que en las fracciones más finas se obtienen edades más jóvenes (Fig. 4.19).

Tabla 4.3 Edades K-Ar de la Falla El Doctor.

	Muestra	Fracción (μm)	%K	⁴⁰ Ar* (mol/g) x10 ⁻¹⁰	% ⁴⁰ Ar*	Edad (Ma)	±1σ
ZONA DE FALLA	CD1	4-2	3.75	5.395	97.5	81.1	1.2
		< 2*	5.89	7.785	81.2	74.7	1.4
		2-0.5	6.32	8.427	97.6	75.3	1.0
		0.5-0.05	6.22	7.523	97.5	68.4	0.9
		<0.05	3.64	3.197	88.7	49.9	0.9
	CD2	< 2*	6.38	9.137	98.2	80.8	1.0
		2-0.5	6.42	9.128	99.0	80.2	1.0
		0.5-0.05	6.61	8.293	99.0	70.9	1.0
	CD3	4-2	4.68	7.463	97.8	89.7	1.3
		2-0.5	6.54	9.110	97.6	78.6	1.0
		0.5-0.05	6.60	8.060	97.8	69.1	0.9
	CD8	4-2	2.71	3.380	91.6	70.5	1.4
		2-0.5	4.69	5.955	94.6	71.8	1.0
		0.5-0.05	5.01	5.851	92.7	66.1	0.9
	CD9	2-0.5	4.12	5.681	98.5	77.8	1.3
		0.5-0.05	3.36	4.197	94.0	70.6	1.1
	CD15	< 2*	5.15	6.787	96.8	74.4	1.1
CD17	2-0.5	5.33	7.206	96.9	76.3	1.0	
	2-0.5	3.32	4.717	95.1	80.1	1.1	
ROCA HUÉSPED	PTO. 9	4-2	1.75	2.786	96.3	89.5	1.8
		2-0.5	3.99	5.061	93.2	71.7	1.2
		0.5-0.05	5.86	6.043	97.5	58.5	0.9
	PTO. 11	4-2	2.07	2.944	92.2	80.2	1.7
		2-0.5	3.39	4.265	88.4	71.1	1.2
		0.5-0.05	3.37	3.045	96.1	51.4	1.2
	PTO. 14	4-2	1.69	2.594	93.6	86.4	2.3
		2-0.5	5.85	8.245	97.9	79.5	1.2
		0.5-0.05	4.13	4.864	98.8	66.7	1.0
	PTO. 15	4-2	2.46	4.293	93.3	97.9	1.6
		2-0.5	4.45	6.645	96.9	84.1	1.1
		0.5-0.05	4.40	4.996	96.7	64.3	0.9
	PTO. 16	4-2	2.26	3.366	98.1	83.9	1.7
		2-0.5	4.94	5.856	97.4	67.1	0.9
		0.5-0.05	4.16	2.853	97.1	39.1	0.8

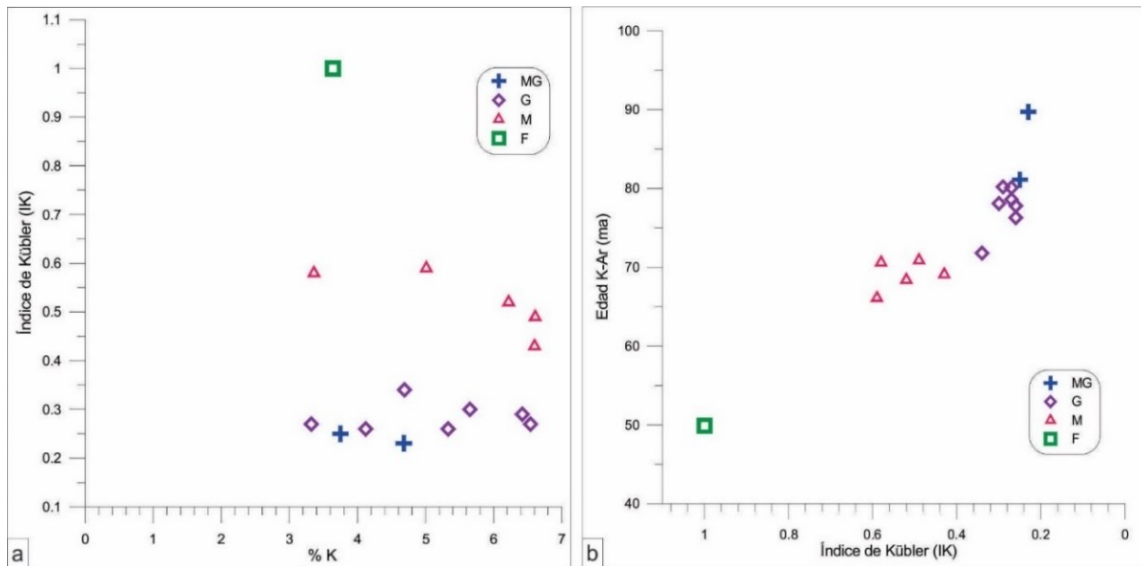


Figura 4.17 a. Gráfico de la relación entre el % de K y el índice de Kübler en cada una de las fracciones de la zona de falla. **b.** Relación entre el índice de Kübler y las edades obtenidas por K-Ar. MG: fracción muy gruesa, G: fracción gruesa, M: fracción media y F: fracción fina.

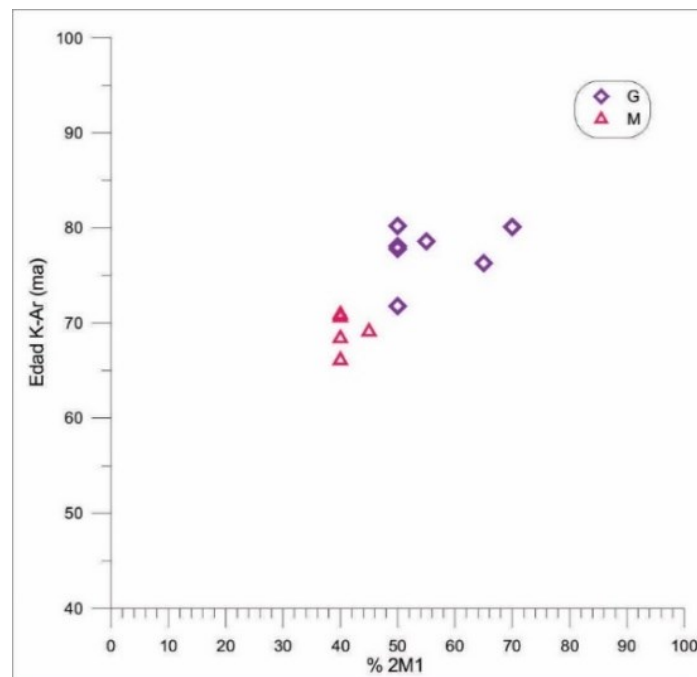


Figura 4.18 Tendencia entre el porcentaje de 2M1 y la edad K-Ar, mostrando una correlación positiva. G: fracción gruesa, M: fracción media.

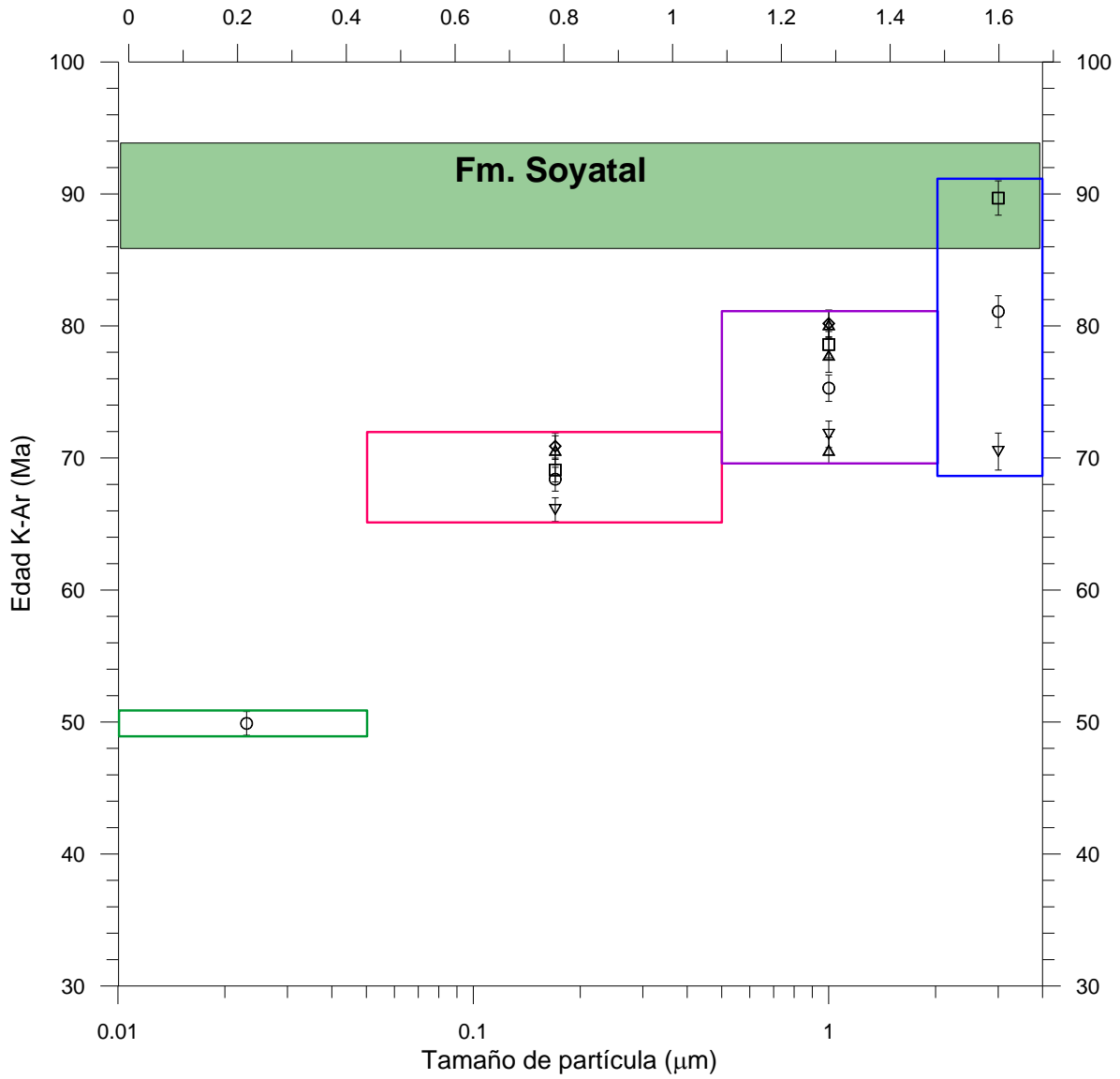


Figura 4.19 Gráfico de la relación entre el tamaño de partícula de la ilita (μm) y la edad obtenida por el Método de K-Ar. Mostrándose que las fracciones $> 2 \mu\text{m}$ se sobreponen con las edades de depósito de la Fm. Soyatal, en tanto que fracciones $< 2 \mu\text{m}$ siempre son más jóvenes que las edades de depósito.

4.2 Falla Chupadero

4.2.1 Análisis estructural

En el área de estudio se identificaron tres grupos de estructuras D1, D2 y D3. D1 está representada por la Falla Chupadero, la cual es una zona de cizalla frágil-dúctil subhorizontal a moderadamente inclinada, dentro de la cual se observa el desarrollo de una foliación S_1 penetrante desde la escala submilimétrica. La zona de cizalla pone en contacto tectónico a la formación Española y a la formación Pelones y S_1 es menos penetrante conforme se aleja de la zona de contacto. Por otra parte, D2 se caracteriza por una foliación S_2 de plano axial que se encuentra superpuesta al clivaje S_1 y sólo es posible observarla en algunas partes a lo largo de la zona de cizalla. Finalmente D3 está representada por fallas normales de alto ángulo que cortan a las estructuras relacionadas a D1.

D1 está representado por la Falla Chupadero y por una foliación S_1 penetrante a escala milimétrica con una orientación promedio de $21^\circ/9^\circ$ (Fig.4.21.a). En los horizontes arenosos pertenecientes a la Formación Pelones, S_1 es una foliación espaciada anastomosada-lisa de grano medio a grueso definida por minerales opacos (óxidos) y filosilicatos (Fig.4.20.a, c y d), mientras que en horizontes de lutitas la foliación S_1 es continua y en algunas zonas es espaciada y está definida por la alineación de mica, minerales arcillosos y en menor proporción clorita. Por otra parte, en la Fm. Española S_1 varía de una foliación continua de grano fino penetrante a escala milimétrica en horizontes lutíticos, en tanto que en niveles arcillo-calcáreos presenta una foliación espaciada. Alejándose de las zonas de cizalla, la foliación se hace penetrante a escala centimétrica-decimétrica.

Las lineaciones presentes en los planos de foliación tienen una orientación promedio de $34^\circ/17^\circ$ (Fig. 4.21.a). Los dominios de microlitos están compuestos de calcita y cuarzo recristalizados, en tanto que el dominio de clivaje está representado principalmente por la concentración de minerales opacos (óxidos), lineación de mica blanca, minerales arcillosos y clorita.

El mecanismo principal que generó a S_1 es disolución por presión, como lo sugiere las microestructuras relacionadas a la foliación (p.ej. cuarzo recristalizado, lineación de mica autigénica, etc.) los cuales indican que las estructuras del grupo D1 fueron formadas a temperaturas menores de 400°C .

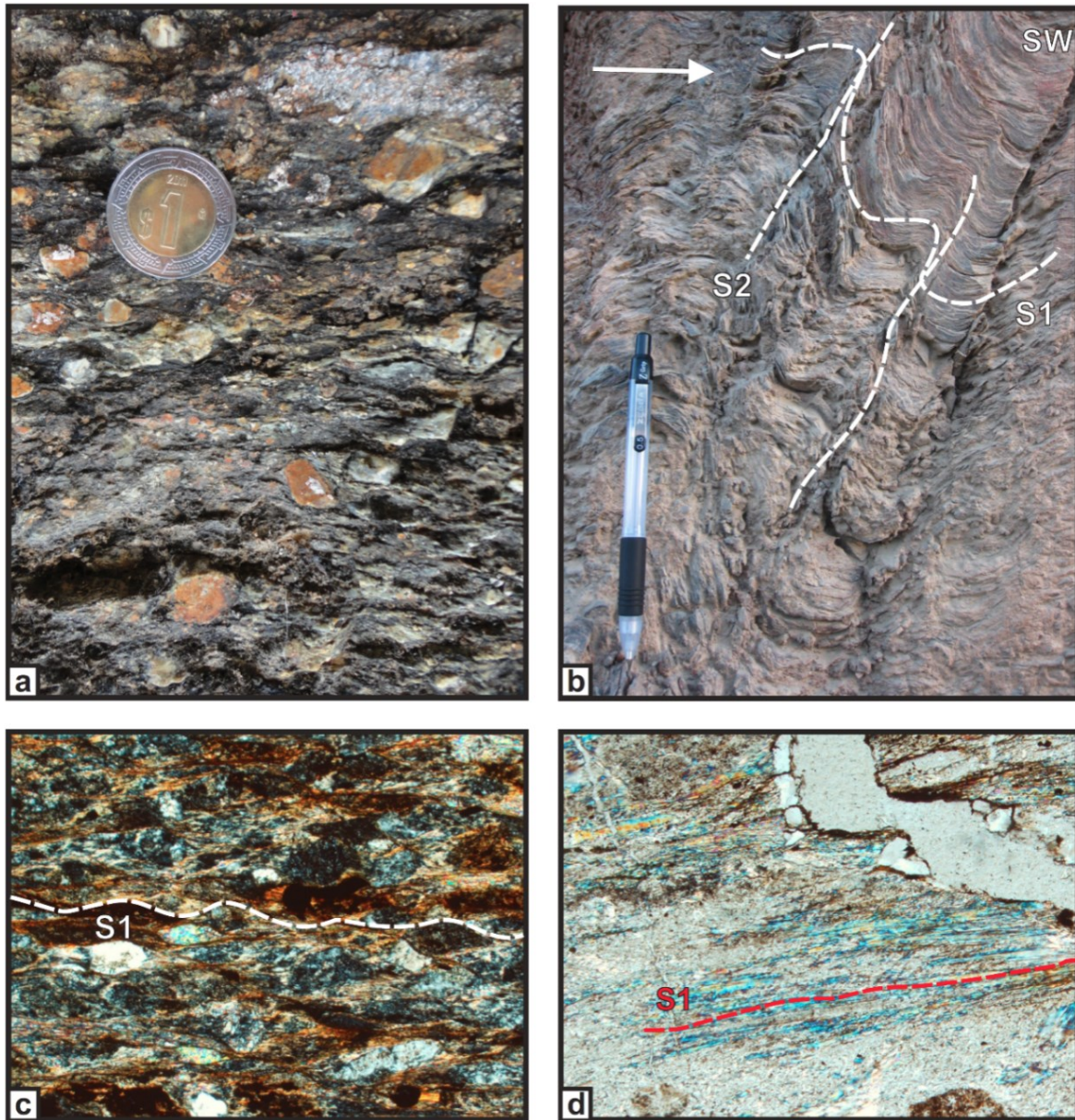


Figura 4.20 **a.** Detalle de afloramiento de la zona de cizalla. Foliación S_1 anastomosada en rocas pertenecientes a la Formación Pelones. Pórfidoclastos asimétricos observados en un corte subparalelo al plano XZ del elipsoide de la deformación finita. **b.** Foliación de crenulación S_2 con vergencia hacia el SW. **c.** Foliación S_1 anastomosada definida por óxidos. **d.** Foliación S_1 continua definida por filosilicatos.

Las estructuras del grupo D2 están representadas por un clivaje espaciado S_2 penetrante a escala centimétrica-decimétrica, que se encuentra crenulando a S_1 . S_2 es una

foliación de plno axial con una orientación promedio de $43^{\circ}/55^{\circ}$ y ejes de pliegue que tienen una orientación de $293^{\circ}/15^{\circ}$ y una vergencia hacia el SW (Fig. 4.21.b), dicha foliación sólo se observa en algunas zonas y en horizontes menos competentes (capas más arcillosas).

Indicadores cinemáticos a escala meso y microscópica (p.ej. porfidoclastos asimétricos tipo sigma y porfidoclastos rotados) observados en los cortes paralelos al plano XZ de la elipse de deformación finita indican una dirección de transporte tectónico hacia el SW (Fig.4.22. a, b y c). Estos resultados son consistentes con los obtenidos por Palacios-García y Martini (2014).

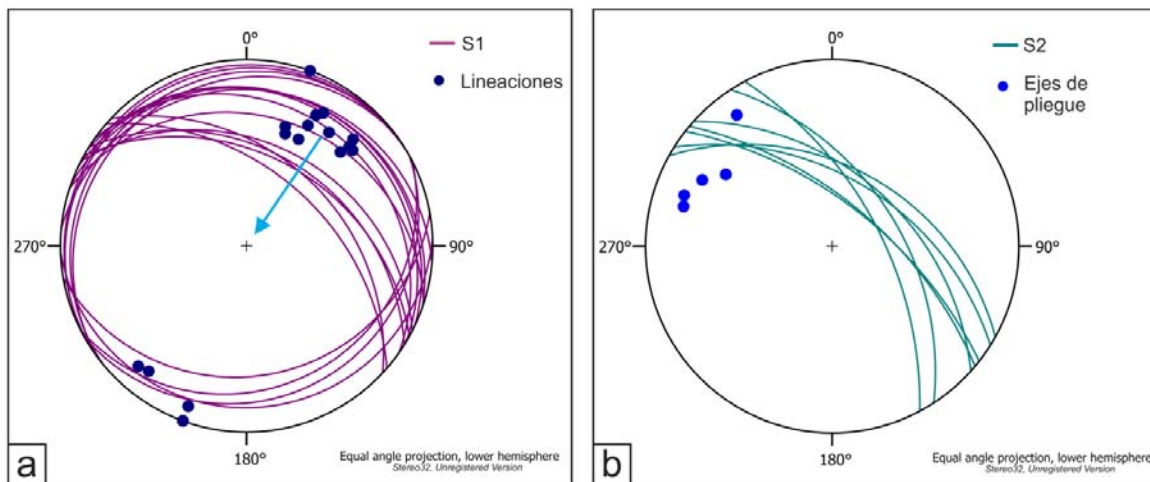


Figura 4.21 Proyecciones estereográficas (igual ángulo, hemisferio inferior) de la Falla Chupadero. **a.** Trazas ciclográficas de la foliación S_1 asociada a la zona de cizalla y lineaciones en los planos de foliación S_1 indicando una dirección de movimiento NE-SW. **b.** Trazas ciclográficas de la foliación S_2 asociada a la zona de cizalla que crenula a S_1 y ejes de pliegue moderadamente inclinados hacia el NW.

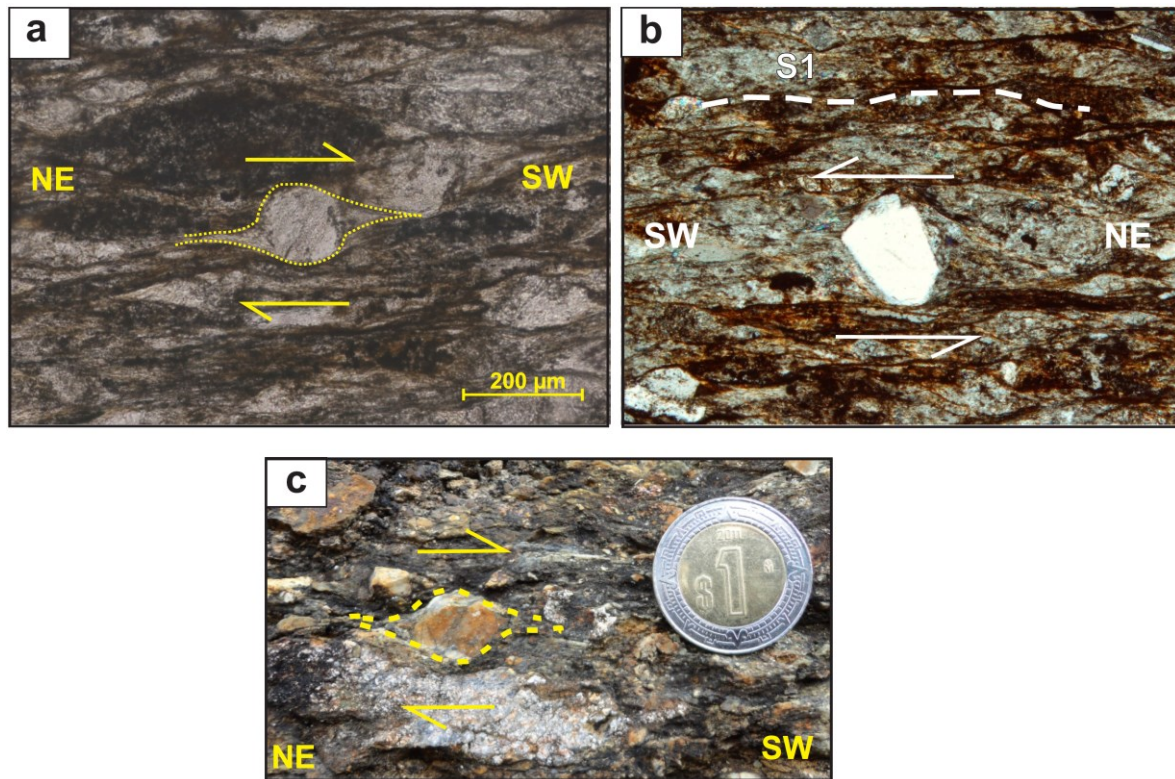


Figura 4.22 Indicadores cinemáticos de la Falla Chupadero. Porfidoclastos asimétricos (**a** y **c**), pórfidoclasto rotado (**b**), observados en un corte subparalelo al plano XZ del elipsoide de la deformación finita. Dichas microestructuras indican un sentido de transporte tectónico de techo hacia el SW.

4.2.2 Caracterización mineralógica por DRX

4.2.2.1 Análisis de roca total

Para el análisis de mineralogía de roca total, se muestrearon dos afloramientos, en los cuales se seleccionaron 18 muestras, 15 en el bloque de techo (formación Española) y 3 en el bloque de piso (formación Pelones). También fue colectada una muestra de la roca huésped perteneciente a la formación Pelones, su ubicación se muestra en la Fig. 3.3.

La mineralogía total en ambos afloramientos se resume en la Tabla 4.4 y consiste principalmente en cuarzo, calcita, filosilicatos y trazas de plagioclasa, goethita

y hematita.

En el primer afloramiento se observa que la mineralogía no arcillosa consta esencialmente de cuarzo y calcita. Muestras más cercanas a la zona de cizalla, presentan principalmente un filosilicato con un pico de DRX en $\sim 10 \text{ \AA}$, perteneciente al grupo de la ilita-mica* (Fig. 4.23.a). En zonas más alejadas al contacto, la mineralogía de los filosilicatos es más variada exhibiendo tres picos principales, en $\sim 14 \text{ \AA}$, $\sim 10 \text{ \AA}$ y en $\sim 7 \text{ \AA}$ (Fig. 4.23.b).

Por otra parte en el segundo afloramiento, las muestras cercanas no presentan ningún tipo de filosilicato, debido a una composición predominantemente calcárea (Fig.4.24.a), mientras que en muestras lejanas al contacto pero de composición principalmente silícica, se observa la presencia de al menos dos o tres filosilicatos, con espaciados en $\sim 14 \text{ \AA}$, $\sim 10 \text{ \AA}$ y en $\sim 7 \text{ \AA}$ (Fig. 4.24.b).

Para identificar con exactitud la fracción arcilla y minimizar la contaminación de minerales no arcillosos fue indispensable separar dicha fracción de la roca total y analizar las fracciones inferiores a $2 \mu\text{m}$ en muestra orientada.

La mineralogía de la roca huésped es muy semejante a la identificada en la zona de cizalla. Consta principalmente de cuarzo, calcita, plagioclasa y filosilicatos (Fig. 4.25).

La única fase con K que se encontró en todas las muestras es la ilita-mica siendo nuevamente este aspecto de vital importancia para el fechamiento por K-Ar.

*El término ilita-mica será usado cuando no sea posible diferenciarlas, hasta contar con datos precisos de cristalinidad.

Tabla 4.4 Mineralogía de Roca Total de la Falla Chupadero mediante DRX.

Muestra	Distancia al plano de falla (m)	Posición estratigráfica	Filosilicatos			Qz	Cc	G	H	Pg	
			14 Å	10 Å	7 Å						
Afloramiento 1	FCH-01	0	fm. Pelones		x	xx	xx	o			
	FCH-04	0.1	fm. Española		x	xxx	o			o	
	FCH-05	0.3	fm. Española		x	xx	xx				
	FCH-06	0.5	fm. Española		o	xx	xx				
	CH10		fm. Española			Sección delgada					
	FCH-07	0.8	fm. Española		o	xx	xx				
	FCH-08	0.85	fm. Española		o	xx	xx				
	FCH-10	3	fm. Española	o	o	o	xxx	o			
	FCH-11	3.8	fm. Pelones	o	x	xxx		o		x	
	CH16		fm. Pelones			Sección delgada					
	FCH-12	5	fm. Pelones	o	x	o	xx	x		o	xx
	FCH-15	8.4	fm. Española		o	o	xx	xxx			
FCH-16	9.4	fm. Española			o	x	xxx				
Afloramiento 2	FCH-02	0	fm. Española			x	xxx				
	FCH-03	0	fm. Española			o	xxx				
	FCH-09	2.3	fm. Española	o	o	o	xxx	x			
	FCH-13	5.3	fm. Española				xx	xxx			
	FCH-17	21.8	fm. Española		x	o	xxx	o		o	
	FCH-18	28.1	fm. Española		o	o	xxx	x			
Roca huérfana	M-1		fm. Pelones	o	o	o	xx	x		xx	

xxx >60, xx= 60-30, x=30-10, o <10
 Qz=Cuarzo, Cc=Calcita, Pg=Plagioclasa, H=Hematita, G=Goethita.

El contenido promedio de filosilicatos en roca total de la mayoría de las muestras, a excepción de 3 (muestras FCH2, FCH3 Y FCH13, ver Tabla 4.4), es de aproximadamente del 15-25 %, lo cual ayudó a tener que utilizar menor cantidad de material en el procesamiento de la muestra que se separaría a <2 µm que para el caso de la Falla El Doctor.

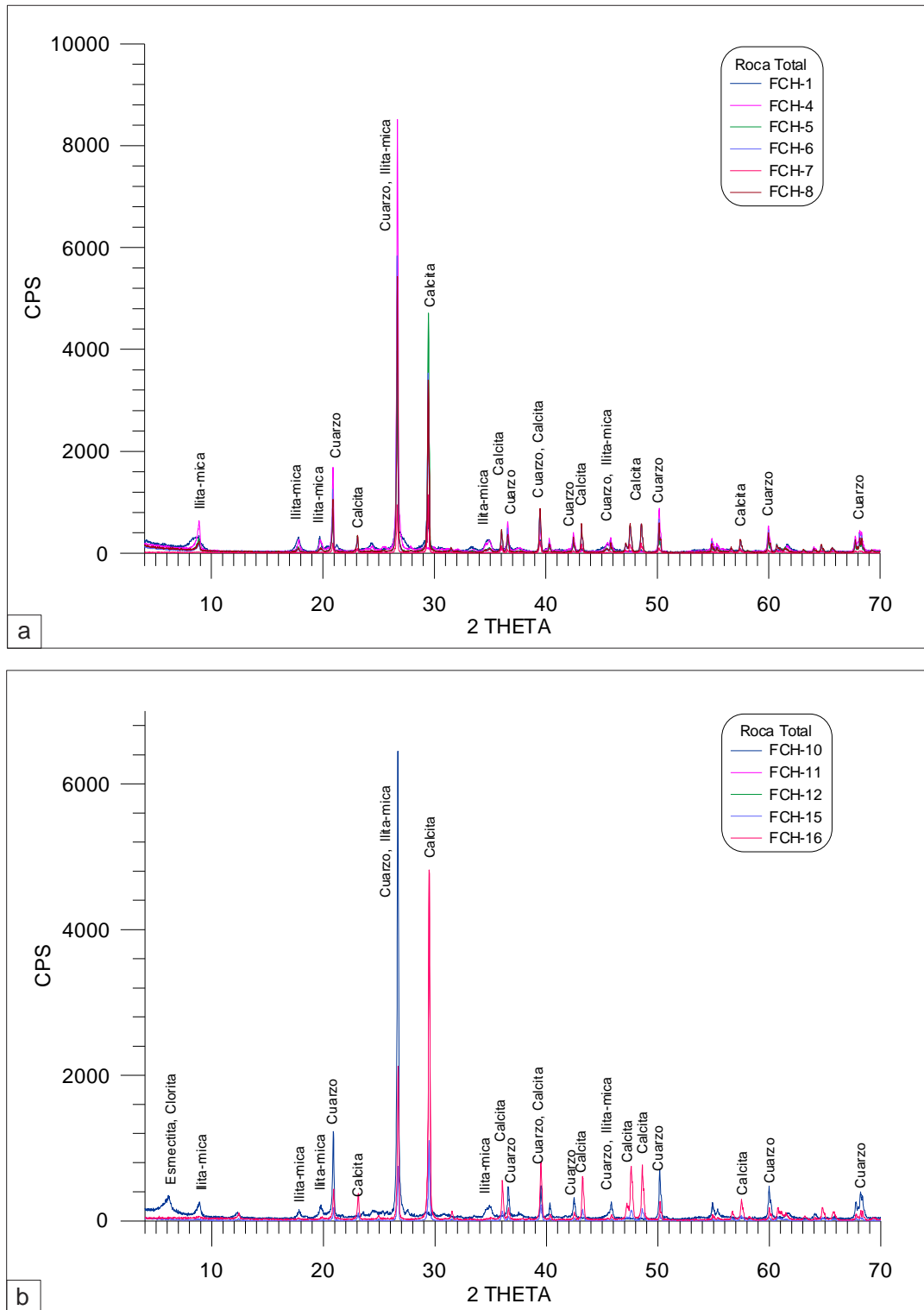


Figura 4.23 Patrones de DRX de la mineralogía de roca total de la Falla Chupadero en el afloramiento 1. **a.** Mineralogía de muestras cercanas a la zona de falla, presentando solo un filosilicato. **b.** Mineralogía de muestras más alejadas al contacto, mostrando más variedad de filosilicatos.

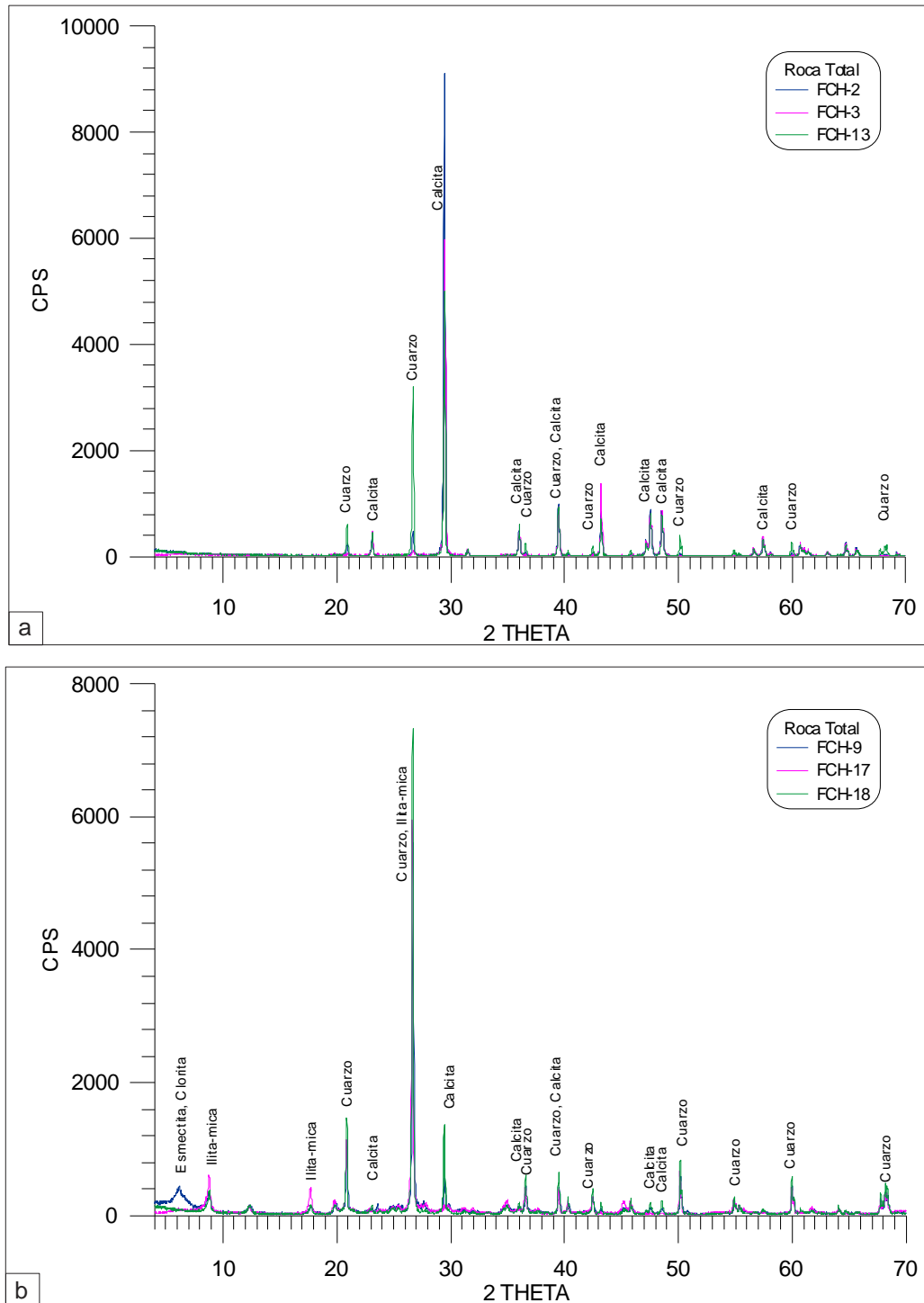


Figura 4.24 Patrones de DRX de la mineralogía de roca total de la Falla Chupadero en el afloramiento 2. **a.** Mineralogía de muestras cercanas a la zona de falla, sin la presencia de filosilicatos, asociada a una mineralogía principalmente carbonatada. **b.** Mineralogía de muestras más lejanas al contacto, mostrando una mineralogía predominantemente silíceica y una variedad de filosilicatos.

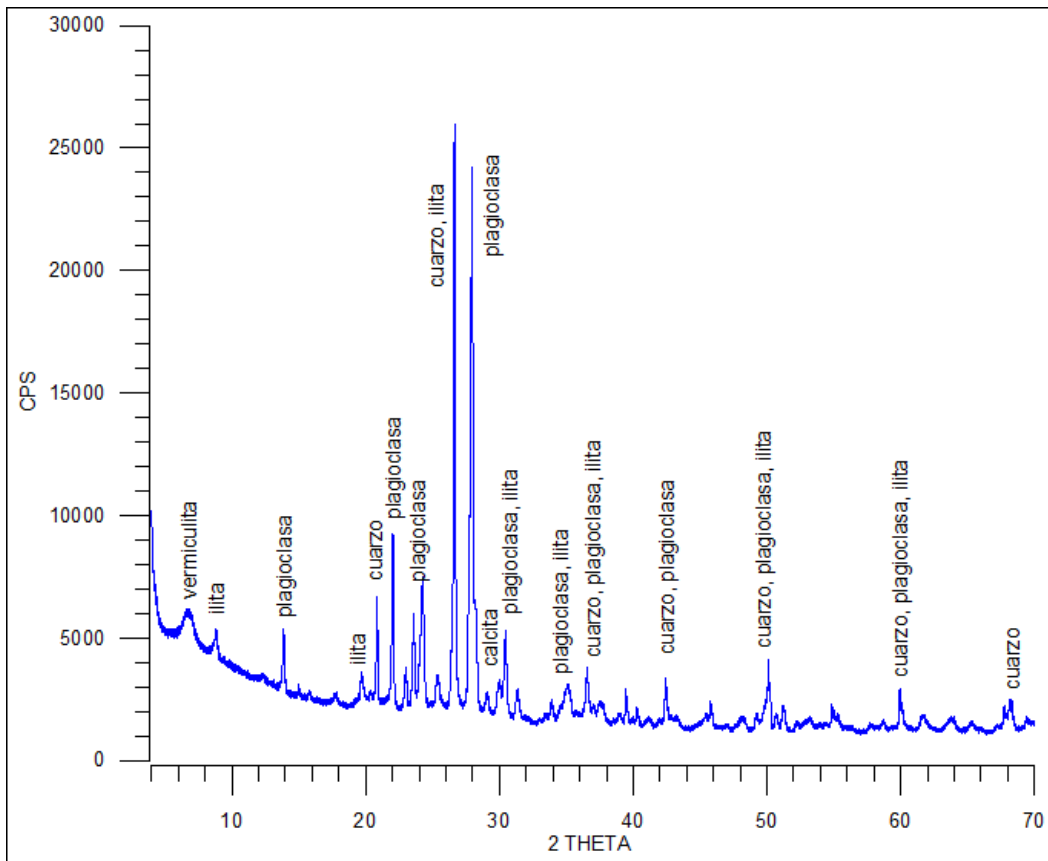


Figura 4.25 Patrón de DRX de la mineralogía de la roca huésped (formación Pelones).

4.2.2.2 Análisis de las fracciones <math><2\mu\text{m}</math>

En el primer afloramiento la mineralogía no arcillosa consiste principalmente de cuarzo y calcita. El cuarzo y la calcita disminuyen y/o desaparecen conforme la fracción es más fina, en tanto que la goethita esta generalmente presente en la mayoría de las fracciones.

La identificación de la mineralogía arcillosa se basó en las posiciones de las reflexiones 001 en tres estados diferentes (Fig. 4.26), y de acuerdo a esta mineralogía, en el afloramiento 1, se diferencian dos zonas (Fig. 4.27 a y b). En la zona 1, muestras más cercanas al contacto (FCH1-FCH8) presentan principalmente illita, y en raras ocasiones trazas de caolinita e interestratificados de esmectita/illita y esmectita/clorita. La zona 2, muestras más lejanas al contacto se caracterizan por tener una variedad de filosilicatos tales como illita, vermiculita,

clorita, esmectita, caolinita y en algunas ocasiones interstratificados de illita/esmectita y esmectita/clorita (Fig. 4.28).

En el segundo afloramiento la mineralogía no arcillosa consta esencialmente de cuarzo y goethita. El cuarzo desaparece conforme disminuye el tamaño de grano, y es poco abundante en las fracciones más finas. Los filosilicatos presentes son similares a la zona 2 del primer afloramiento (ver tabla 4.5).

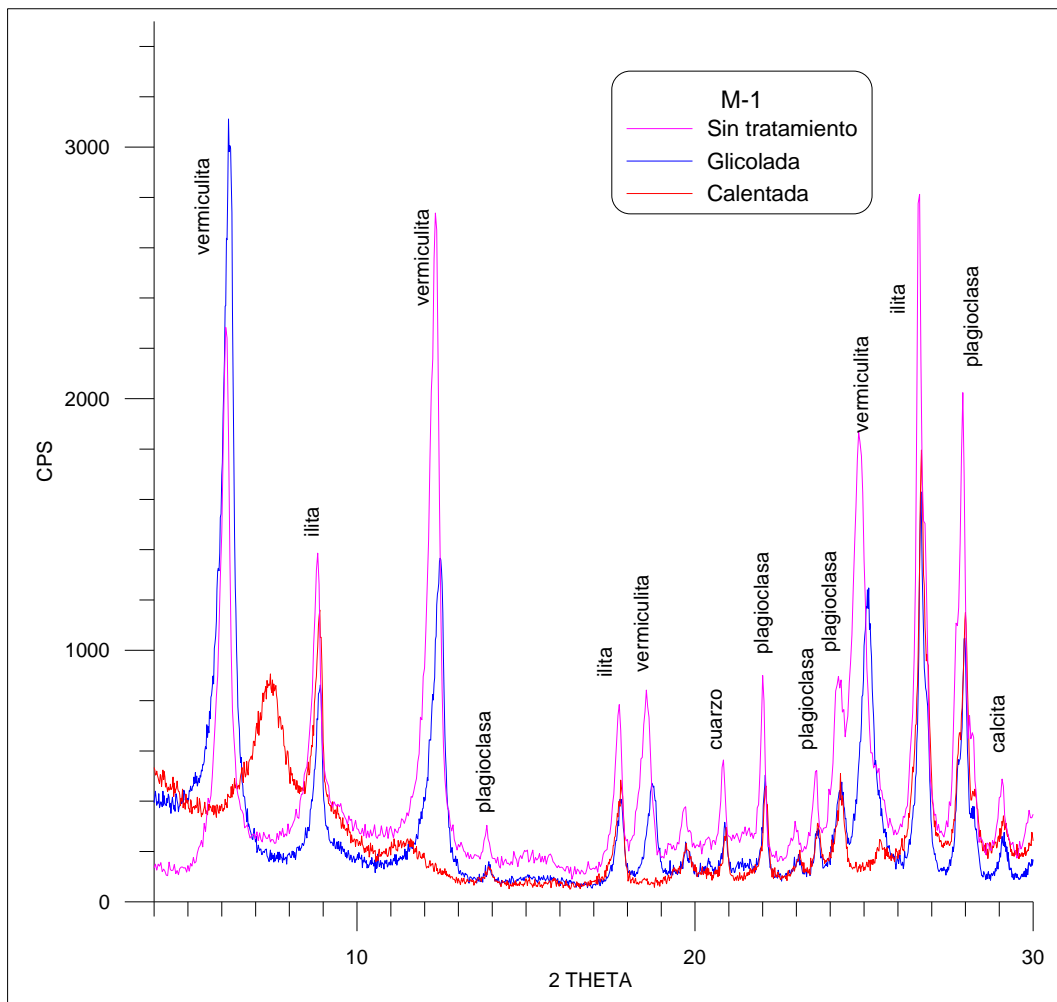


Figura 4.26 Patrón de DRX de las posiciones de las reflexiones 00l de la muestra M-1 en tres agregados orientados diferentes.

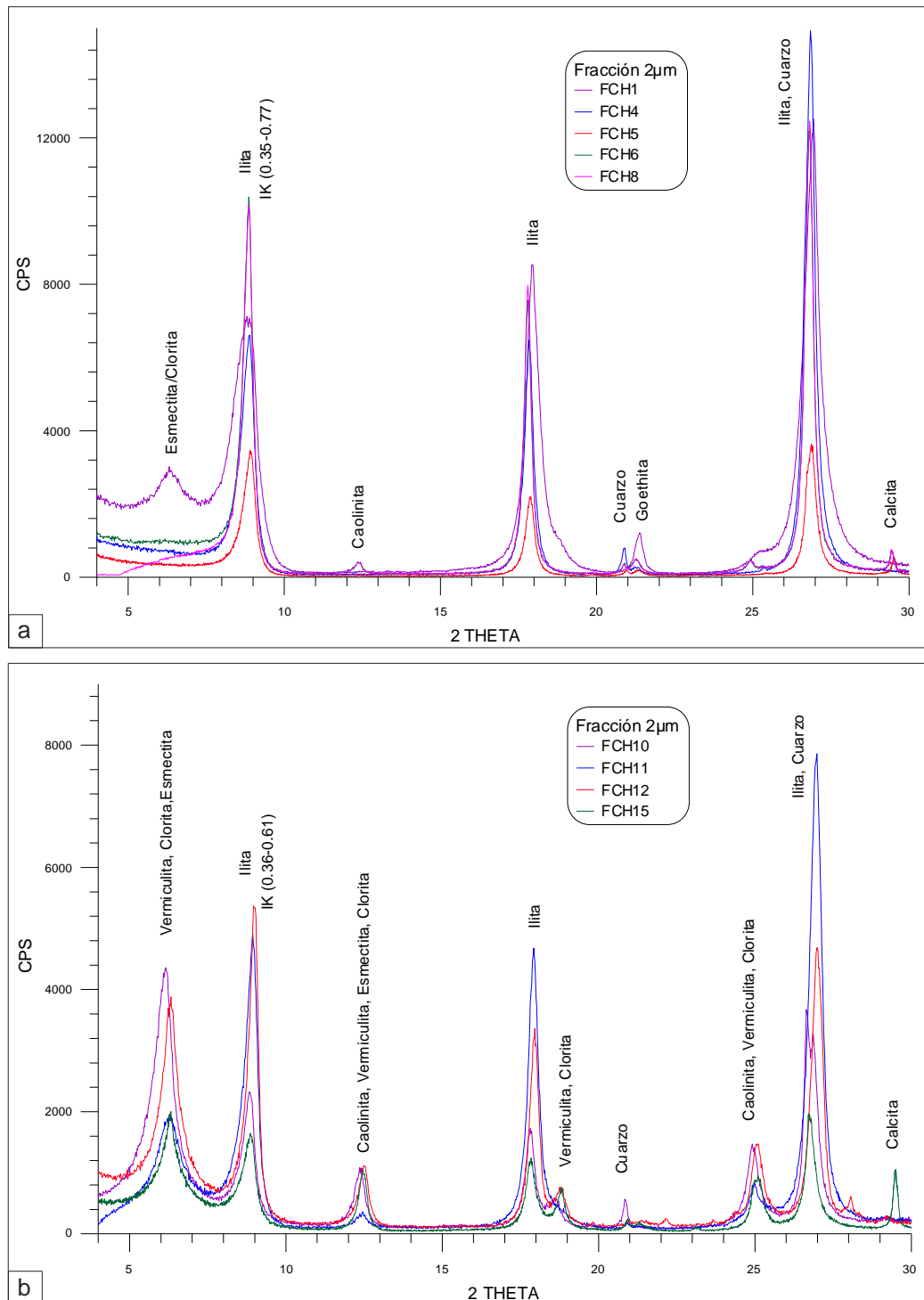


Figura 4.27 Patrones de difracción de la fracción < 2 micras asociada con la Falla Chupadero, que muestra los principales picos de los filosilicatos presentes en el afloramiento 1. **a.** Zona 1: illita y trazas de caolinita e interestratificados de esmeclita/illita y esmeclita/clorita. **b.** Zona 2: illita, vermiculita, clorita, esmeclita, caolinita e interestratificados de illita/esmeclita y esmeclita/clorita.

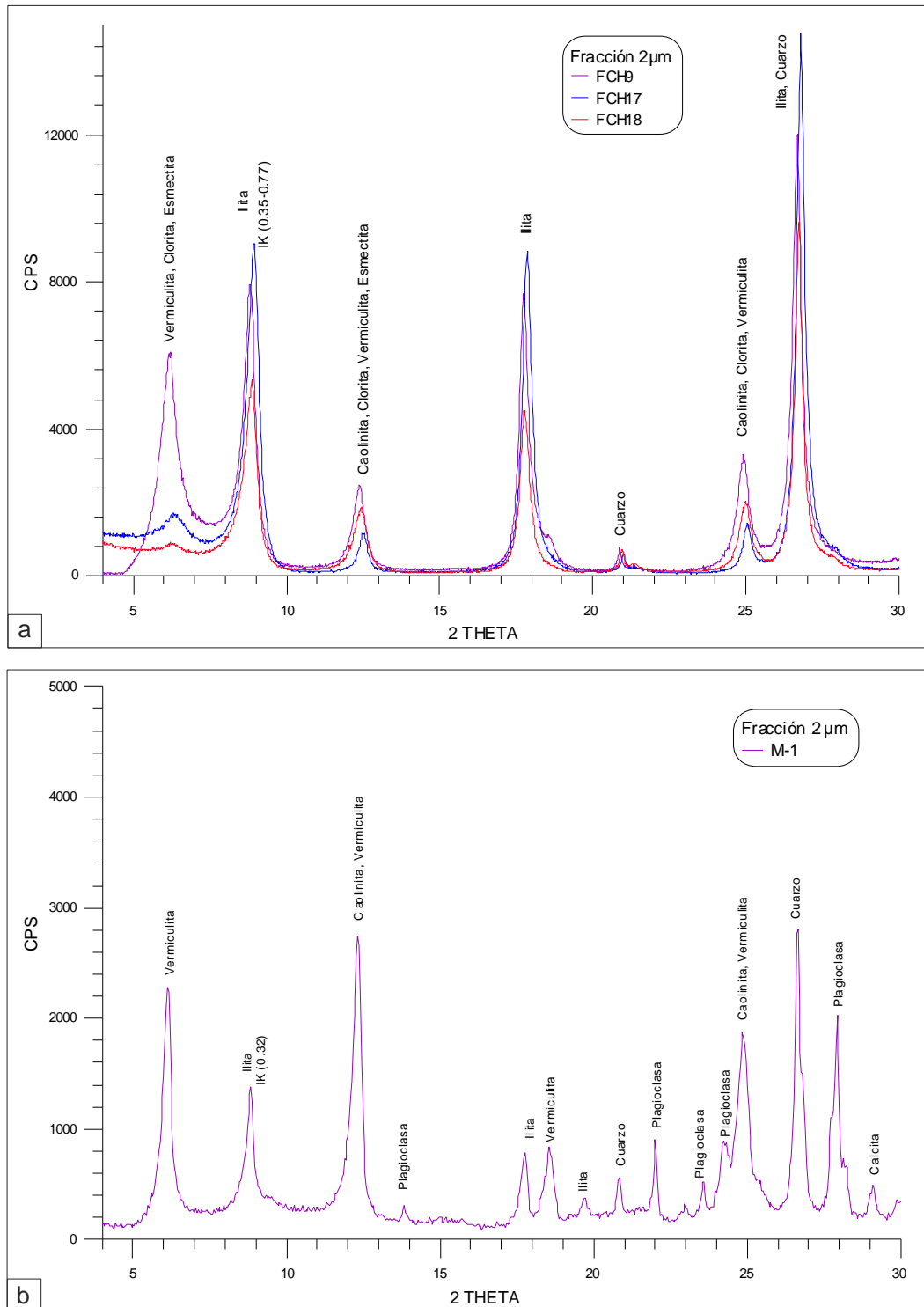


Figura 4.28 Patrones de difracción de la fracción < 2 micras de la Falla Chupadero. **a.** Mineralogía del afloramiento 2: illita, vermiculita, clorita, esmectita, caolinita e interestratificados de esmectita/clorita. **b.** Mineralogía de la fracción arcilla de la roca huésped.

Tabla 4.5 Mineralogía de la fracción arcilla de la falla Chupadero mediante DRX.

Muestra	Fracción	Zona	Qz	Cc	Pg	G	K	Cl	V	S/Cl	S	I/S	I	CS	IK	% WCI	% PCI	IK (WCI)	Zona#	IK (PCI)	Zona#	
FCH-01	T	Zona 1				x						x	xxx	23.1	0.77	93	7	0.6	D	0.83	D	
	G			o		x	o						x	xx	57.2	0.37	30	70	0.24	E	0.87	D
	M					x					x			xxx	22.7	0.78	53	47	0.73	D	1.81	D
FCH-04	T			x			o							xxx	36.8	0.52	44	56	0.3	A	0.72	D
	G			xx			o							xxx	55.2	0.38	54	46	0.25	E	0.99	D
	M			o			x							xxx	33.6	0.56	38	62	0.35	A	0.89	D
FCH-05	T			x	x		o							xxx	48.3	0.42	56	44	0.39	A	0.99	D
	G			x	x		o							xxx	59.4	0.36	54	46	0.3	A	0.81	D
	M						o							xxx	46.8	0.43	58	42	0.45	D	1.33	D
FCH-06	T			x	x		o	o						xxx	61.8	0.35	44	56	0.27	A	0.62	D
	G			o	o		o	o						xxx	70.2	0.32	47	53	0.24	E	0.74	D
	M						o	o						xxx	49.8	0.41	85	15	0.4	A	0.45	D
FCH-08	T		x	x		o	o						xxx	48.3	0.42	60	40	0.33	A	0.9	D	
	G		x	o			o						xxx	61.8	0.35	64	36	0.3	A	0.96	D	
	M		o	o		o	o						xxx	38.6	0.6	50	50	0.38	A	0.8	D	
FCH-10	T	Zona 2	xx				o	x	o		o		x	30.3	0.61	36	64	0.27	A	0.6	D	
	G		xx				o	x	o		o		x	81.3	0.29	28	72	0.16	E	0.45	D	
	M		x				o	x	o		xx		xx	40.7	0.48	38	62	0.32	A	0.64	D	
FCH-11	T			o				o				x		xxx	46.8	0.43	44	56	0.33	A	0.75	D
	G			xx				x			x			x	67.9	0.33	30	70	0.23	E	0.74	D
	M							o	x	o				xx	32.9	0.37			0.34	A		
FCH-12	T			o	o	x	o	x	x	o		x		xx	59.4	0.36	48	52	0.27	A	0.66	D
	G			x	x	x		x	x	o				xx	77.3	0.3	46	54	0.22	E	0.62	D
	M						o	x	x	o		x		xx	45.5	0.44	41	59	0.3	A	0.69	D
	F											xx	xx									

Continuación de **Tabla 4.5**

Muestra	Fracción	Zona	Qz	Cc	Pg	G	K	Cl	V	S/Cl	S	I/S	I	CS	IK	% WCI	% PCI	IK (WCI)	Zona#	IK (PCI)	Zona#	
FCH-15	T	Zona 2	x	x		o		x	o		xx		xx	45.5	0.44	84	16	0.45	D	0.46	D	
	G		x	x		o		x	o				x	64.4	0.34	41	59	0.24	E	0.68	D	
	M		o			o		x	o		x		xx	33.6	0.56	33	67	0.33	A	0.73	D	
FCH-09	T		x					x			xx			xx	46.8	0.43	92	8	0.33	A	0.44	D
	G		x			o			x	o		x		xx	57.2	0.37	50	50	0.35	A	1.05	D
FCH-17	M		x			o		x			xx			xx	45.5	0.44	35	65	0.32	A	0.67	D
	T		x					x	o	o		o		xx	42.9	0.46	86	14	0.48	D	0.51	D
FCH-18	G		xx						x	o	o	o		xx	77.3	0.3	43	57	0.23	E	0.69	D
	M		o			o	o					o		xxx	40.7	0.48	40	60	0.41	D	0.92	D
	T		x			o	x	o	o	o	o	o		xx	40.7	0.48	85	15	0.4	D	0.42	D
M-1	G	Roca Huésped	x	o	x	o							x	70.2	0.32							
	M		o			x	x	o	o	o	o		xx	35.1	0.54	89	11	0.48	D	0.55	D	
	MG		xx	o	xx									x	128.8	0.22						
	M				x	o			x				x	33.6	0.56							

xxx = >65 %, xx = 50-30 %, x = 30-10 %, o = <10 %

T=total (<2 μm), MG= muy gruesa (4-2 μm), G=gruesa (2-0.5 μm), M=media (0.5-0.05 μm), F=fina (<0.05 μm), Qz=Cuarzo, Cc=Calcita, Pg=Feldespato Plagioclasa, H=Hematita, G=Goethita, Cl=Clorita, K=Caolinita, V=Vermiculita, S=Esmectita, I/S=Interestratificado de illita/esmectita, I-M= illita-mica, CS=Tamaño de cristalito, IK=Índice de Kübler, %WCI= Porcentaje de illita bien cristalizada, %PCI=Porcentaje de illita pobremente cristalizada, IK (WCI)=Índice de Kübler de la illita bien cristalizada, IK (PCI)= Índice de Kübler de la illita pobremente cristalizada, #=grado metamórfico, D=Diagénesis, A=Anquizona, E=Epizona.

La mineralogía de la fracción 2-4 y <2 μm de la roca encajante consiste básicamente de cuarzo, plagioclasa, y trazas de goethita y calcita. La mineralogía de las arcillas consta de vermiculita, caolinita e illita-mica.

La illita-mica es la única fase mineral que contiene K en todas las subfracciones.

4.2.2.3 Índice de Kübler

El índice de Kübler de la illita (IK) y tamaño de cristalito (CS) calculados se muestran en la Tabla 4.5, y son usados para el estudio de la historia cinemática de los filosilicatos presentes en la roca tomando en cuenta los límites del IK de la anquizona que va de 0.25° a $0.42^\circ 2\theta$ (Kübler, 1968; Kisch, 1991).

Los valores de IK de ambos afloramientos son muy semejantes. El rango de valores del IK para la zona 1 varía de 0.32 a 0.38 para la fracción gruesa, en tanto que para la fracción media va de 0.41 a 0.78. El tamaño de cristalito el cual fue calculado mediante la fórmula de Debye-Scherrer, va de 59 a 70 nm para la fracción gruesa y de 23 a 50 nm para la fracción media. En la zona 2, el IK va de 0.29 a 0.37 y de 0.37 a 0.56 para la fracción gruesa y media respectivamente. El CS va de 57 a 81 nm para la fracción gruesa y de 35 a 46 nm para la fracción media.

En términos de la escala de Kübler, estos valores definen un rango de temperaturas que varía desde el límite de la anquizona hasta el campo de la diagénesis (Kübler, 1968; Kisch, 1991).

En el gráfico de la Figura 4.29 se observa que en las muestras cercanas al plano de falla, presentan una cristalinidad menor y un tamaño de cristalito más pequeño que las muestras que se encuentran más lejanas al contacto. Las fracciones más gruesas presentan un tamaño de cristalito mayor y una cristalinidad más alta, mientras que las fracciones más finas tienen una menor cristalinidad y un tamaño de cristalito más pequeño. Por otra parte también se muestra la superposición de la muestra colectada en el encajante (M-1), pudiéndose ver que tienen un comportamiento similar a las tomadas en la zona de falla, lo cual nos indica que está afectada de la misma forma que las muestras en la zona de falla.

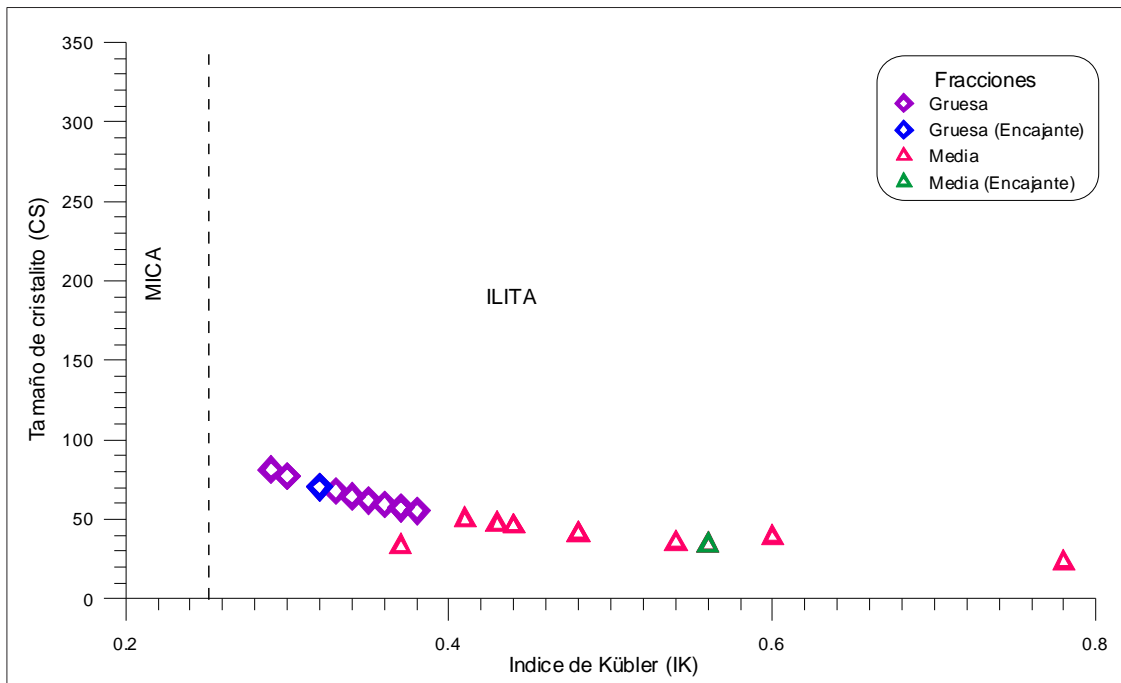


Figura 4.29 Gráfico de la relación entre el índice de Kübler (IK) y el tamaño de cristalito (CS) de la zona de falla y de la roca huésped.

4.2.2.4 Descomposición del pico 001

De la misma manera que en la Falla El Doctor, la temperatura que alcanzó la Falla Chupadero impide la distinción y cuantificación de ilita autigénica (2M1) y de la mica detrítica (2M1). Por lo tanto, la metodología empleada para la cuantificación de la proporción relativa de ilita autigénica y detrítica no puede ser usada.

Sin embargo, la diferenciación y cuantificación entre la ilita pobremente cristalizada (*PCI*) y la ilita bien cristalizada (*WCI*) es un recurso de utilidad para describir la población de ilitas, debido a que la descomposición de la primera reflexión basal de la ilita-mica (001) en muestras orientadas, también indican una mezcla de dos ilitas (Meunier y Velde, 2004; Meunier et al., 2004). La abundancia relativa del pico de *WCI* y *PCI* está expresada en porcentaje, mientras que el *FWHM* está expresado en 2θ CuK α . En la Tabla 4.5 se resumen las proporciones relativas de los componentes de la ilita (*WCI* y *PCI*) así como el IK correspondiente.

El porcentaje adquirido para el *WCI* va de 64-28% en las fracciones gruesas y 53-33% (a excepción de dos muestras, que presentan un 89%) en la fracción media. Se observa que los porcentajes ligeramente más altos de *WCI* están asociados con las fracciones más gruesas, mientras que los porcentajes bajos con las fracciones más finas.

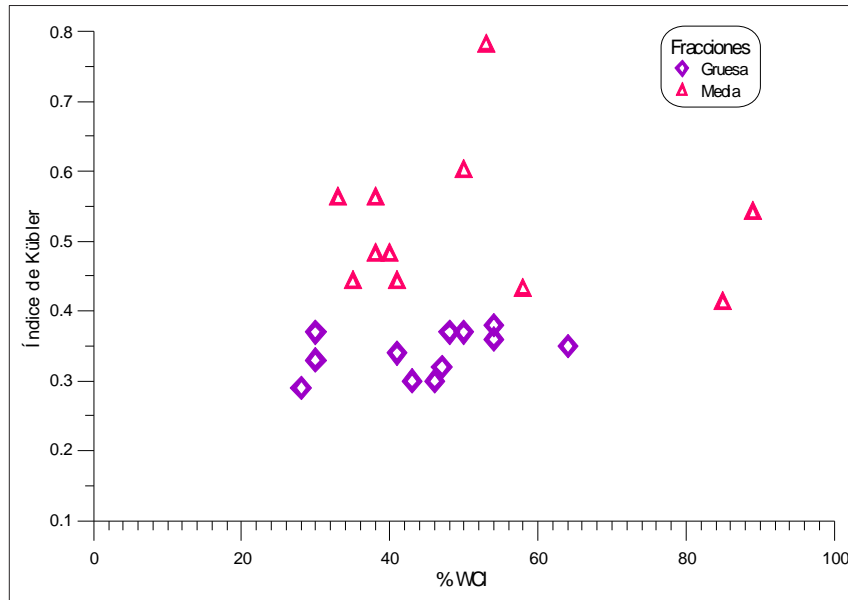


Figura 4.30 Relación entre el % de *WCI* y el *IK* correspondiente en cada una de las fracciones.

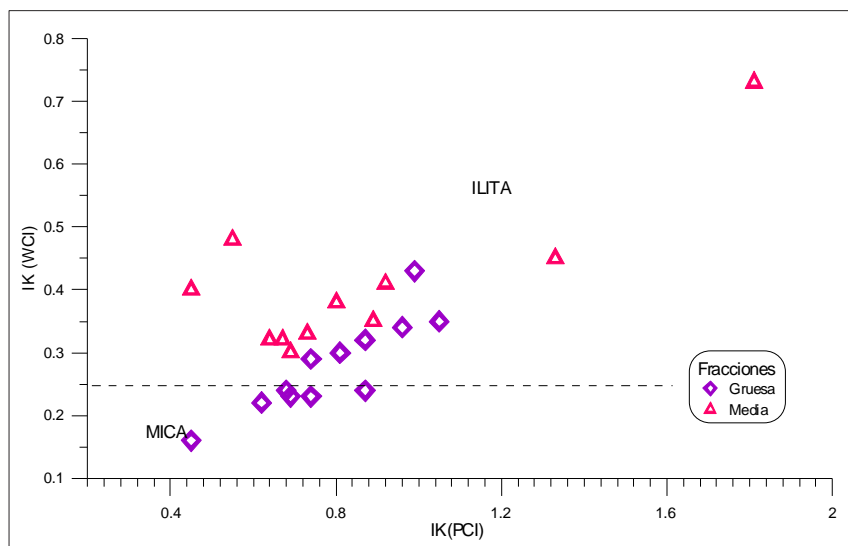


Figura 4.31 Correlación del *IK* de los componentes *WCI* y *PCI* de las diferentes fracciones.

En la Figura 4.31 se presenta una correlación positiva entre el IK (WCI) y el IK (PCI), sugiriendo un crecimiento de PCI a expensas del componente WCI en cada una de las fracciones (Meunier y Velde, 2004). Asimismo el IK de la illita bien cristalizada (WCI) muestra valores más pequeños en la fracción gruesa (G), en tanto que las más finas tienen una menor cristalinidad.

4.2.3 Microscopía Electrónica de Barrido

La caracterización mediante microscopía electrónica de barrido sugieren que muchas de las partículas de illita-mica dentro de la zona de falla, tienen una orientación preferencial y además exhiben formas euhedrales (Fig. 4.32 a y c). Las morfologías hexagonales de las placas de illita-mica indican una neocristalización in situ (Clauer y Chaudhuri, 1995).

El tamaño de los minerales autigénicos puede ser relacionado con las facies metamórficas alcanzadas (facies de esquistos verde) durante el principal evento de deformación y cristalización. Nótese el gran tamaño y la abundante cantidad de illita en los poros de la roca (Fig. 4.32. c y d), los cuales sugieren un mayor tiempo de crecimiento a una temperatura baja.

4.2.4 Geocronología K-Ar

En total se fecharon 21 fracciones de arcillas correspondientes a seis muestras de la zona de falla y una muestra de la roca huésped (ver Tabla 4.6). El argón radiogénico (% $^{40}\text{Ar}^*$) va de 88% a 99%, indicando una mínima contaminación atmosférica.

El rango de edades para las fracciones separadas (4 a $<0.05\ \mu\text{m}$) va de 82.6 ± 1.1 a 35.02 ± 1.7 Ma (1σ). La fracción gruesa (0.5-2 μm) tiene edades que están entre 82.6 ± 1.1 y 63.7 ± 0.9 Ma. La fracción media (0.05-0.5 μm) va de 75.7 ± 1.0 a 60.1 ± 0.8 Ma, y la fracción fina ($<0.05\ \mu\text{m}$) tiene rangos que van de 47.6 ± 0.8 a 35.0 ± 1.7 Ma (Fig. 4.34).

La roca huésped presenta edades de 67.9 ± 1.6 Ma y 66.6 ± 1.3 Ma, para la fracción muy gruesa (2-4 μm) y media (0.5-0.05 μm), respectivamente.

Todas las edades obtenidas para las fracciones $< 2\ \mu\text{m}$ de las muestras ubicadas en la

zona de falla tienen edades más jóvenes que las edades obtenidas por zircones detríticos para la Formación Pelones y las edades reportadas para la Fm. Española (Palacios-García y Martini, 2014; Martini et al., 2015 (en prensa)), sugiriendo la posible ausencia y/o reseteo de micas detríticas menores a 2 micras, debido a la temperatura alcanzada en el movimiento principal.

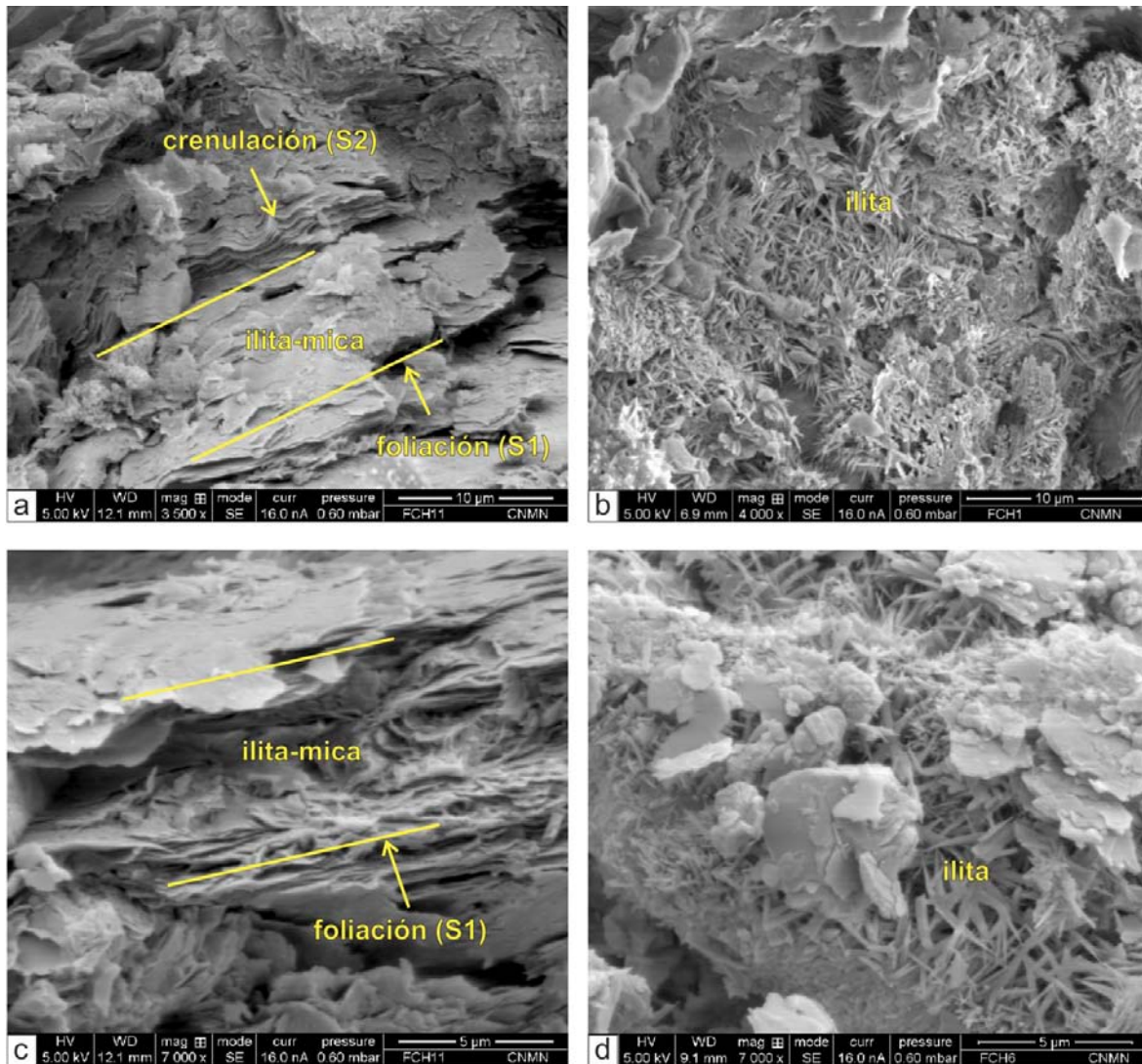


Figura 4.32 Imágenes del MEB de la zona de Falla Chupadero. **a. y c.** Imagen que ilustra las superficies de foliación definidas por partículas de grano grueso de illita-mica neocrystalizada con hábito predominantemente laminar. **c y d.** illita autógena con hábito filamentososo.

En el gráfico 4.33.a se observa que el contenido de potasio va de un 3% a 8%, siendo ligeramente mayor en las fracciones medias.

Las edades K-Ar son levemente más jóvenes conforme disminuye la cristalinidad, es decir valores más grandes del IK (Fig. 4.33.b). El tamaño de fracción muestra una correlación positiva con las edades obtenidas por K-Ar, teniendo edades mayores en las fracciones con tamaño de grano más grueso, en tanto que en las fracciones más finas se obtienen edades más jóvenes (Fig. 4.34).

Tabla 4.6 Edades K-Ar de la Falla Chupadero.

Muestra	Fracción (µm)	%K	⁴⁰ Ar* (mol/g) x 10 ⁻¹⁰	% ⁴⁰ Ar*	Edad (Ma)	± 1σ
FCH-1	< 2*	5.95	6.75	96.6	64.3	0.8
	2-0.5	6.11	6.86	93.9	63.7	0.9
	0.5-0.05	6.28	6.66	97.4	60.1	0.8
FCH-4	<0.05	4.14	3.47	88.1	47.6	0.8
	< 2*	6.82	9.61	95.9	79.4	1.0
	2-0.5	5.67	8.31	95.5	82.6	1.1
FCH-6	0.5-0.05	7.35	9.65	92.5	74.1	0.9
	< 2*	6.68	9.35	95.6	79.0	1.0
	2-0.5	6.44	9.12	97.7	79.9	1.0
FCH-11	0.5-0.05	7.03	9.23	95.2	74.2	1.0
	< 2*	6.75	9.00	99.2	75.3	1.0
	0.5-0.05	6.56	8.79	96.1	75.7	1.0
FCH-12	< 2*	5.94	7.96	97.4	75.6	1.0
	2-0.5	4.17	5.26	98.2	71.4	1.1
	0.5-0.05	6.36	8.02	96.3	71.3	1.0
FCH-17	<0.05	1.68	1.03	87.9	35.0	1.7
	< 2*	5.3	6.51	98.0	69.5	1.0
	2-0.5	3.42	4.78	89.5	78.9	1.2
M-1	0.5-0.05	4.73	5.80	96.8	69.4	1.0
	4-2	1.42	1.71	92.5	67.9	1.6
	0.5-0.05	2.47	2.91	65.4	66.6	1.3

*Fracción total < 2 micras

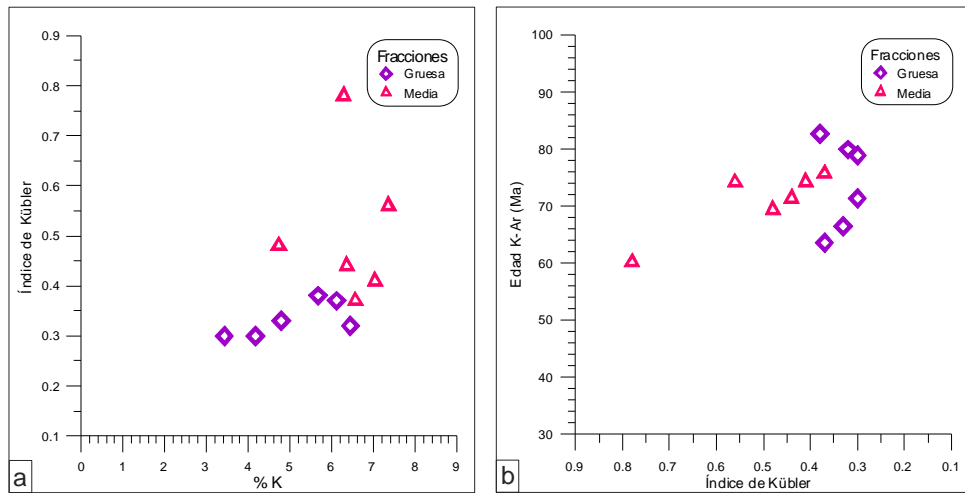


Figura 4.33 a. Gráfico de la relación entre el % de K y el índice de Kübler en cada una de las fracciones de la zona de falla. **b.** Relación entre el índice de Kübler y las edades obtenidas por K-Ar.

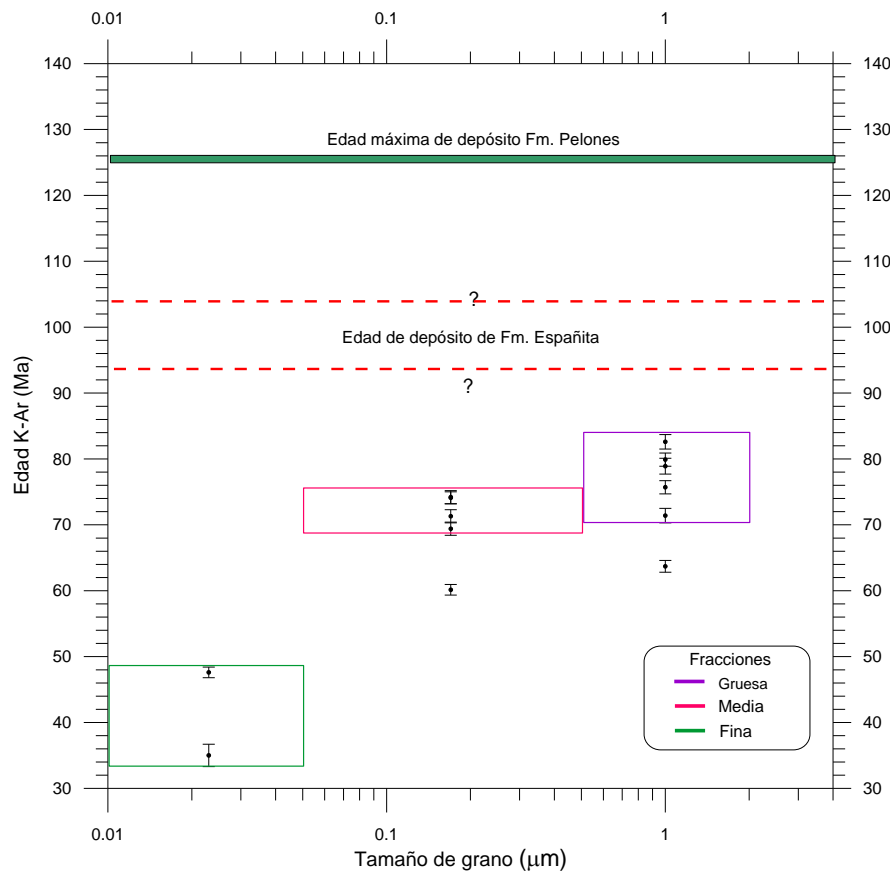


Figura 4.34 Gráfico de la relación entre tamaño de partícula de la ilita (μm) y la edad obtenida por el método de K-Ar. Mostrándose que las fracciones $< 2 \mu\text{m}$ son más jóvenes que las edades de depósito de las formaciones España y Pelones (Palacios-García y Martini, 2014; Martini, 2015, comunicación personal).

CAPÍTULO 5

DISCUSIÓN

CAPÍTULO5: Discusión	93
5.1 Introducción.....	93
5.2 Mecanismos de formación de ilita.....	94
5.2.1 Crecimiento cristalino.....	97
5.3 Caracterización mineralógica.....	98
5.3.1 Politipismo de la ilita y su interpretación en zonas de falla.....	99
5.3.2 Índice de cristalinidad (IK).....	100
5.4 Datación K-Ar de la ilita en fallas.....	102
5.4.1 Introducción.....	102
5.4.2. Temperatura de cierre de la Ilita.....	105
5.4.3 Falla El Doctor.....	106
5.4.4 Falla Chupadero.....	111
5.5 Implicaciones Tectónicas.....	115
5.5.1 Orogenia Laramide.....	117

CAPÍTULO5: Discusión

5.1 Introducción

La illita (o illita) es un mineral del grupo de las arcillas que posee características cristalinas de auténtica mica. Se encuentra como fase estable en las fracciones finas (<2micras) en rocas de baja temperatura (<300°C). Es un mineral muy importante en los ciclos de alteración, sedimentación y diagénesis y es uno de los minerales con potasio más importantes en la superficie terrestre. Debido a su pequeño tamaño, su identificación usualmente requiere análisis mediante Difracción de Rayos X. En el caso de los procesos tectónicos nos interesa por dos aspectos principales: a) Presencia de ^{40}K , el cual es radiactivo y por tanto permite su datación isotópica por K-Ar o bien Ar-Ar; y b) La illita precipita durante procesos de deformación y/o diagénesis.

La illita es un mineral que se forma a partir de otro mineral que puede ser feldespato potásico, esmectita o caolinita. En suelos y ambientes de temperatura baja e intermedia se ha visto que se forma a partir de la desestabilización de las micas.

El proceso de formación de illita se conoce como ilitización y es una reacción química fundamental en rocas sedimentarias. De forma general se reconocen tres procesos principales de ilitización en rocas sedimentaria (Fig.5.1):

- Alteración y transformación de esmectita a illita a través de interestratificados illita-esmectita. Este proceso es volumétricamente el más importante y se produce principalmente en los sistemas cerrados. La illita se forma hasta el límite de la anquizona (275°C) y a partir de los 325°C empieza un proceso de recristalización de mica.
- Alteración directa de feldespato potásico y/o caolinita en illita. Este proceso se da típicamente en sistemas abiertos como el de las areniscas.
- Cristalización de illita filamentosa en poros.

Es muy importante recordar que en los ambientes de alteración, la illita es un mineral estable y por tanto puede ser reciclada como componente detrítico en rocas sedimentarias. De

esta forma, uno de los problemas de la datación de la illita en ambientes tectónicos (fallas, pliegues o incluso cuencas sedimentarias que han experimentado diagénesis) va a ser la mezcla entre un componente detrítico y un componente neoformado asociado a la actividad tectónica.

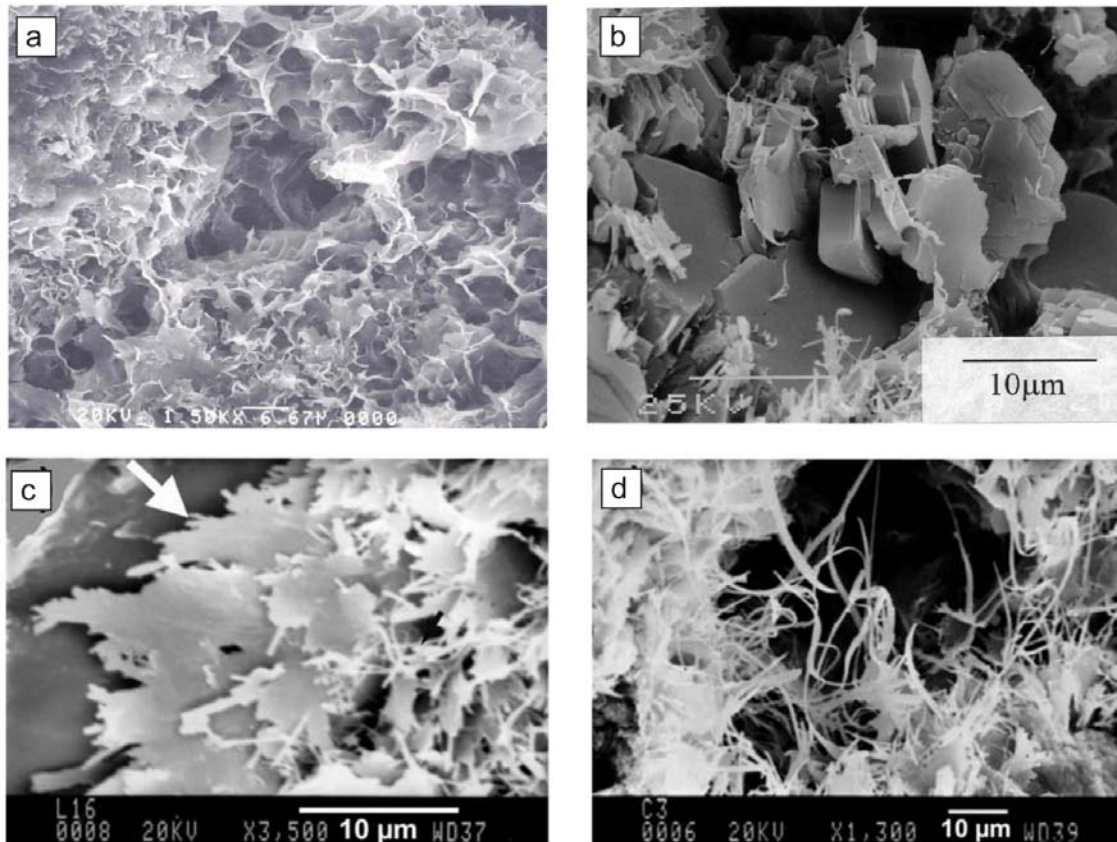


Figura 5.1 Imágenes del MEB de los diferentes procesos de ilitización. **a.** Interestratificados de illita-esmectita (www.petrotech-assoc.com). **b.** Illita creciendo a expensas de cristales de dickita en bloque intercaladas con caolinita vermicular (Lanson et al., 2002). **c.** Placas de illita tabular con sobrecrecimientos fibrosos de illita (Ziegler, 2006). **d.** Illita autigénica fibrosa relleno y reduciendo el tamaño de poro (Ziegler, 2006).

5.2 Mecanismos de formación de illita

El proceso de formación de illita puede tomar diversos caminos: a través de la transición y transformación de esmectita a illita (Fig. 5.2.a) y por reacciones de disolución - precipitación bajo condiciones de actividad alta en potasio (Fig. 5.2. b).

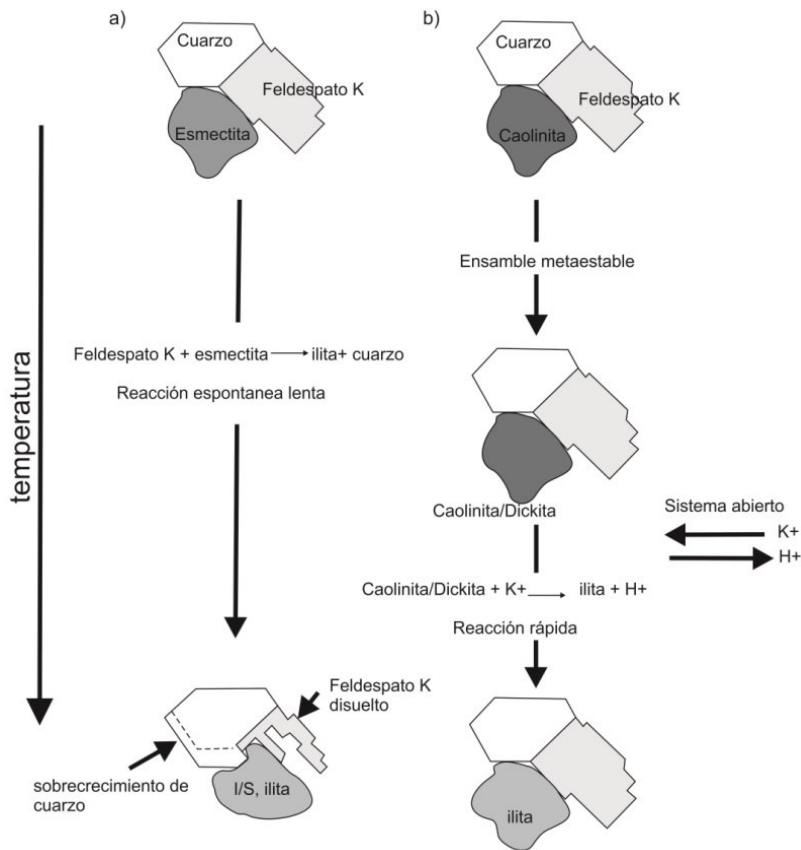


Figura 5.2 Esquema idealizado del proceso de ilitización en función de la mineralogía inicial (Tomado de Berger et al., 1997).

La conversión de esmeclita-ilita es una reacción mineralógica importante que ocurre durante procesos diagenéticos, actividad hidrotermal y procesos tectónicos (Burst, 1959; Perry y Hower, 1970; Hower et al., 1976; Inoue et al., 1978; Boles y Franks, 1979; Hofman y Hower, 1979; Hower, 1981; Inoue y Utada, 1983; Altaner y Ylagan, 1997) y ha sido ampliamente estudiada. La ilita es formada por la disolución de un componente esmeclítico, involucrando un enriquecimiento progresivo de ilita en un sistema cerrado (lutitas). Durante esta reacción, la proporción de esmeclita o de capas expandibles en los interestratificados de ilita/esmeclita disminuye, en tanto que el componente íltico aumenta en función de la temperatura, tiempo y factores químicos, (p.ej., Środoń y Eberl, 1984).

La formación de illita por disolución y precipitación puede originarse a partir de la caolinita y de micas detríticas como precursores principales. Este proceso consiste en la precipitación de la illita a partir de fluidos ricos en K cuya composición está controlada por factores externos.

La illitización de la caolinita o dickita requiere una solución sobresaturada. La disolución del feldespato K no puede producir tal solución, entonces la fuente de iones K⁺ proviene de una fuente externa (sistema abierto). La illitización de la caolinita/dickita involucra la precipitación de illita pura, sin algún miembro intermedio en la serie.

La disolución de micas detríticas y precipitación de illita es una explicación posible para la neoformación de illita (Lanson y Meunier, 1995). El proceso de disolución y reprecipitación puede ocurrir de diferentes formas, como sobrecrecimientos en micas preexistentes o en illita/esmectita.

Revisando la caracterización mineralógica (DRX + MEB) de la zona de falla, tanto para la Falla El Doctor como para la Falla Chupadero, se confirmó que en la zona de falla existe mayor proporción de filosilicatos que en la roca no afectada por el proceso tectónico. Este incremento en la proporción de los filosilicatos sugiere que el proceso de formación que dio origen a la illita/mica presente en la Falla El Doctor y en la Falla Chupadero es múltiple y complejo. Probablemente por una parte existió un proceso de disolución y precipitación a partir de caolinita y mica detrítica y por otra parte un proceso de illitización a partir de esmectita. La dificultad para mostrar la existencia de este último proceso es que la temperatura asociada a dichas estructuras tectónicas es superior a 300°C y por tanto no quedaron evidencias de los componentes intermedios (interestratificados illita-mica). Por otra parte la proporción de esmectitas en las rocas distantes a la zona de falla es baja y parece estar asociada a eventos tardíos de alteración de baja temperatura.

En definitiva el proceso registrado en estas estructuras tectónicas de escala regional, sería más similar al que se registra en un evento metamórfico que el que se da de manera más lenta y progresiva en una secuencia diagenética.

5.2.1 Crecimiento cristalino

Los mecanismos de formación de la ilita pueden ser clasificados en tres categorías (Altaner y Ylagan, 1997): 1) Transformación en estado sólido, 2) Disolución- cristalización y 3) Ostwald ripening (ver Tabla 5.1).

El mecanismo de transformación en estado sólido (Fig.5.3.a) comúnmente involucra fluidos, los cuales pueden actuar como catalizadores y medios de transporte (Veblen, 1992). Consiste en el reemplazamiento gradual de un mineral padre (esmectita) a un mineral hijo (ilita). Una característica general de este mecanismo es la similitud en tamaño, forma y politipos del mineral padre y del mineral hijo (Baronnet, 1992).

Los mecanismos de disolución-cristalización involucran una disolución completa del mineral padre seguido por una nucleación y crecimiento del mineral hijo como un grano por separado o epitaxial (Fig.5.3.b). A diferencia de la transformación en estado sólido, durante la disolución, las características morfológicas y el politipo del mineral padre se pierden.

a) Transformación estado Sólido



b) Disolución- Cristalización



c) Ostwald Ripening

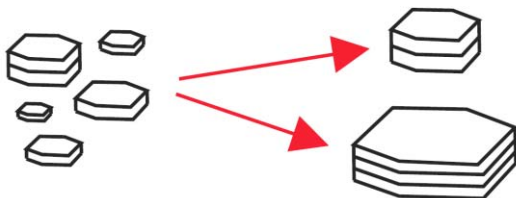


Figura 5.3 Diferentes mecanismos de formación de ilita a) Transformación en estado sólido, b) Disolución-cristalización y c) Ostwald ripening.

Según Baronnet (1982), el mecanismo por Ostwald ripening está caracterizado por el crecimiento y disolución simultánea de un mineral (Fig. 5.3.c). Este mecanismo, bajo ciertas condiciones, produce granos grandes neoformados con edades más jóvenes que los pequeños granos remanentes. Por este mecanismo, el tamaño promedio de las partículas aumentará con el tiempo de maduración.

Para deducir el proceso de crecimiento de la illita-mica mediante la distribución de tamaños (Eberl et al., 1998) se intentó utilizar la granulometría láser, sin embargo, los datos resultaron no muy coherentes en relación a los tamaños de cada una de las fracciones, indicando que las muestras no se dispersaron de manera correcta en el proceso previo de preparación para la granulometría. Por ello y en base a los resultados obtenidos mediante otras técnicas (DRX, MEB, Datación K-Ar), se infiere que el mecanismo principal de formación de illita-mica es disolución-cristalización.

5.3 Caracterización mineralógica

La Difracción de Rayos X (DRX) y el uso de Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), son las herramientas más utilizadas para realizar una descripción mineralógica semicuantitativa y cualitativa de las diferentes especies minerales de la fracción arcillosa, principalmente illita/mica; ya que el pequeño tamaño de grano que presentan este tipo de materiales hace que en muchos casos resulte difícil llevar a cabo una caracterización a partir de un estudio petrográfico. Sin embargo, en el caso del MEB, los estudios fueron realizados sólo para obtener información puntual en las etapas finales de la presente tesis debido a que es una técnica un poco costosa.

Para una buena interpretación de los resultados se realizó un muestreo en las zonas de falla y en las rocas huésped (Fig. 3.2 y 3.3). En el caso de la Falla El Doctor y debido a la naturaleza calcárea del bloque de techo (Fm. El Doctor), el muestreo se llevó a cabo únicamente en la Fm. Soyatal que consiste en una sucesión turbidítica. Mientras que en la Falla Chupadero el muestreo se efectuó en el bloque de piso y techo (formación Pelones y formación Española, respectivamente).

Debido a que era de vital importancia saber cuáles son las fases minerales que contienen potasio, los análisis de DRX evidenciaron que la única fase que contiene K en

fracciones menores a 4 micras en ambas fallas, es la illita-mica. En la mineralogía de roca total se observa que en las muestras analizadas en las zonas de cizalla de ambas fallas, el porcentaje de illita-mica es mayor que en las muestras de las rocas huésped (Tabla 4.1 y 4.4), lo cual indica un crecimiento mineral sin-cinemático en estas zonas.

5.3.1 Politipismo de la illita y su interpretación en zonas de falla

El politipismo es una característica común en filosilicatos (Bailey et al. 1977; Guinier et al. 1984) tales como la mica, clorita y caolinita. Para la illita, los politipos más comunes son el 1Md, 1M y 2M1 (p.ej., Reynolds y Thomson, 1993). La determinación del politipo de la illita es de gran importancia para una interpretación correcta debido a que la presencia de un politipismo en específico está ligada con las condiciones de temperatura durante la formación de la illita.

Trabajos previos documentaron la presencia de mezclas de illitas detríticas e illitas autógenas en la composición de lutitas. También se registró que el politipo 2M1 era más abundante en fracciones de arcillas de mayor tamaño, mientras que en fracciones finas este politipo disminuía en tanto que la proporción de 1M (incluyendo 1Md) aumentaba, además de que las edades K-Ar de las lutitas decrecían sistemáticamente con el tamaño de grano (Bailey et al., 1962; Velde y Hower 1963; Hower et al. 1963; Bailey, 1966; Clauer et al., 1997). Gracias a estas observaciones se aceptó la interpretación de que los politipos 1M/1Md procedían de fases formadas bajo condiciones diagenéticas a anquimetamórficas, en tanto que el politipo 2M1 correspondía a fases detríticas formadas en condiciones epizonales (Fig.5.4). La distinción y cuantificación de illita detrítica y autógena fue empleada por diversos autores para constreñir edades de fallamiento, considerando que el componente 2M1 es derivado de las rocas encajonantes, en tanto que el politipo 1M/1Md representa el material formado durante el movimiento (Zwingmann et al., 2004; Uysal et al., 2006; Van der Pluijm et al., 2006; Sasseville et al., 2008; Solum et al., 2010; Viola et al., 2013).

No obstante, este enfoque no se puede aplicar cuando la temperatura durante el fallamiento fue lo suficientemente alta para que se formara illita-mica 2M1 (Zwingmann et al., 2010a; Lobens et al., 2011; Viola et al., 2013).

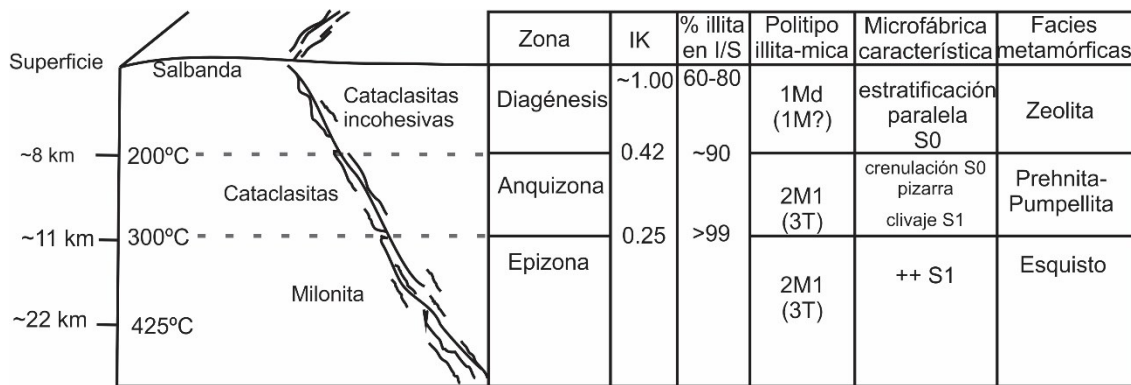


Figura 5.4 Modelo sinóptico que muestra la sección esquemática a través de una zona de falla, junto con parámetros de la illita-mica, temperatura y la profundidad (Scholz, 1988; Abad, 2006).

Considerando los datos texturales obtenidos (microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido) y la temperatura de cierre de la illita (Dodson, 1973), se interpreta que toda la illita-mica $<2 \mu\text{m}$ encontrada en ambas fallas es neoformada principalmente por disolución y precipitación de minerales preexistentes y por lo tanto únicamente encontramos illita-mica 2M1 que registró la edad del evento tectónico principal.

5.3.2 Índice de cristalinidad (IK)

Los valores del IK obtenidos para cada una de las fracciones están entre 0.24 y 0.59 y entre 0.29 y 0.78 para la Falla El Doctor y Chupadero, respectivamente. En términos de la escala de Kübler, los valores obtenidos en ambas fallas definen un rango de temperaturas que varía desde el límite de la anquizona-epizona (fracción gruesa) hasta el campo de la diagénesis (fracción media y fina) (Kübler, 1968; Kisch, 1991). En general, el IK incrementa con la disminución del tamaño de grano (ver Figuras 4.11 Y 4.29 Capítulo 4).

De la misma manera en que la illita no es una fase homogénea puesto que es una mezcla de una porción detrítica y otra autigénica, la illita autigénica es una fase de varias poblaciones de partículas, las cuales se han identificado por DRX como WCI y PCI (Lanson y Champion, 1991). Los picos correspondientes a WCI y PCI, que se obtuvieron por la descomposición de cada una de las fracciones de la Falla El Doctor (Tabla 4.2), tienen índices

de cristalinidad (IK) que van de 0.17 a 0.46 y de 0.41 a 0.86, respectivamente, en tanto que para la Falla Chupadero presenta valores de 0.16 a 0.73 para WCI y 0.45 a 1.81 para PCI (Tabla 4.5).

En los gráficos del IK (WCI) vs IK (PCI) (Figura 4.15 b y 4.31) se puede observar la correlación de ambos parámetros, indicando el crecimiento de PCI a partir de un componente preexistente (WCI) (Meunier y Velde, 2004). Evidencias texturales de este desarrollo se pueden observar en las figuras 4.16 y 4.32, donde se aprecia como las fibras de ilita (1M) crecen después de la formación de las placas de ilita-mica (2M1), probablemente por disolución. La evolución morfológica ocurre simultáneamente con el decremento del IK, y el IK a su vez depende de las proporciones relativas de WCI y PCI como lo indican los análisis de DRX (Tabla 4.2 y 4.5). Las ilitas con morfología de listón o fibras son formadas en periodos cortos de tiempo en tanto que las placas hexagonales de ilita crecen lentamente. La orientación preferencial a lo largo de la foliación de estas placas demuestra un origen autigénico.

Debido a que la formación de WCI depende del tiempo más que de la temperatura, los procesos geológicos que no cuentan con el suficiente tiempo o temperatura para convertir toda la ilita neoformada en un componente WCI, desarrollarán entonces una proporción importante de PCI. Por lo tanto, ningún proceso diagenético o metamórfico capaz de formar WCI a partir de PCI debe de haber ocurrido después de la fase principal de fallamiento debido a que toda la ilita-mica tendría que haber sido WCI. En otras palabras, toda la PCI que se encuentra presente en las fracciones analizadas se debió de haber formado después de WCI y es resultado de reactivaciones posteriores de menor temperatura.

Los procesos dinámicos de formación de ilita en ambas fallas, están gobernados por la disolución-recristalización de minerales preexistentes. El argón radiogénico original se pierde en micas detríticas menores de 2 micras que están recristalizando. El crecimiento de ilita-mica neoformada durante el metamorfismo progrado asociado con el fallamiento ocurre probablemente a expensas de las micas detríticas preexistentes tras el proceso de disolución-precipitación (p.ej. Inoue et al. 1988; Jaboyedoff y Cosca, 1999). En las fallas El Doctor y Chupadero, estos procesos están evidenciados por las microestructuras relacionadas a D1. Después del movimiento principal (D1), ocurrieron movimientos de menor temperatura con la consiguiente generación de ilita 1M/1Md.

En cuanto a los porcentajes obtenidos para la *WCI* se observa su similitud con los derivados mediante *WILDFIRE* del politipo 2M1 (Fig. 4.13.a) de la Falla El Doctor, mientras que para la Falla Chupadero los porcentajes son diferentes en la mayoría de las fracciones. Por lo cual se concluye que las proporciones relativas de estos componentes afectan tanto el valor individual del IK como los porcentajes relativos de los politipos 2M1 y 1M. Sin embargo no es posible afirmar la equivalencia entre los politipos y porcentajes de *WCI* y *PCI*.

5.4 Datación K-Ar de la illita en fallas

5.4.1 Introducción

La utilización de la illita en la datación de rocas de falla ha sido tan importante como la datación de diferentes tipos de mica en rocas magmáticas y metamórficas.

La illita contiene potasio con una concentración (a excepción de la illita con amonio) de 6 a 10% de K_2O . Se forma por alteración de otros silicatos y es muy común en rocas de bajo grado metamórfico.

El uso de la datación K-Ar de minerales ílíticos para descifrar la historia de una roca sedimentaria es una metodología antigua que se remonta a la primera década de la utilización de la técnica de K-Ar (Hurley et al., 1959). Desde ese entonces se descubrió que las edades K-Ar de dichas muestras no daban generalmente la edad de depósito. Las edades eran demasiado viejas o demasiado jóvenes. Bailey et al. (1962) midió la edad K-Ar de los politipos 1Md y 2M1 de la illita por primera vez en muestras de la pizarra de Pensilvania. La edad del politipo 2M1 era mucho más antigua que la edad estratigráfica y la edad de la illita 1Md era mucho más joven.

Lyons y Snellenberg (1971) fueron los primeros en aplicar la técnica de datación isotópica K-Ar en fallas. La clave de este método era verificar que la illita fuera autigénica. En estudios de datación de fallas de las últimas dos décadas, la relación entre la edad y tamaño de grano fue atribuido a diversas razones, entre las cuales están la presencia de micas detríticas o autigénicas (Zwingmann et al., 2004; Uysal et al., 2006; Viola et al., 2013; Van der Pluijm et al.,

2006; Solum et al. 2010; Sasseville et al. 2008), fallamientos continuos (Zwingmann et al., 2010a), reactivaciones múltiples de fallas (Davids et al., 2013; Bense et al., 2014; Torgersen et al., 2015), contaminación con otras fases minerales que contengan potasio (Zwingmann y Mancktelow, 2004), o por pérdida de ^{40}Ar radiogénico (Zwingmann et al., 2010b; Verdel et al., 2012).

Para una correcta interpretación de las edades es de vital importancia considerar que el desarrollo de la arcilla autigénica en la zona de falla es el resultado de la convolución de dos procesos: recristalización asociada al enterramiento (diagénesis) y crecimiento debido al proceso tectónico. Separar los dos procesos es complejo. Se considera que cuando obtenemos edades mayores a las de la edad mínima estratigráfica podemos obtener información detrítica (estudios de procedencia). Si la edad obtenida es menor a la edad estratigráfica podemos considerar tres casos: (1) mezcla de illita neoformada e illita detrítica en diferentes proporciones en las diferentes fracciones granulométricas.; (2) illita que ha perdido parte de su argón inicial e (3) illita neoformada.

Los efectos que se observan por la posible mezcla de illita neoformada e illita detrítica son estudiados generalmente con el análisis de edad de illita (IAA: Illite Age Analysis; Hunziker et al., 1986; Pevear, 1999; Solum et al., 2005; Haines and van der Pluijm, 2008). Este enfoque fue desarrollado originalmente para rocas sedimentarias y se basa en que el politipo de alta temperatura 2M1 es considerado totalmente detrítico, derivado de la roca huésped y sin haber sido reseteado. Mientras que el politipo 1M/1Md está asociado con edades de procesos diagenéticos. Cuando se aplica este análisis para la datación de fallas, se sugiere que la edad del politipo 1M/1Md es la edad de fallamiento (van der Pluijm et al., 2001; Van der Pluijm et al. 2006, Solum et al. 2010, Sasseville et al. 2008). Sin embargo, este método no puede ser empleado si la temperatura durante el fallamiento reseteó parte de la fase detrítica (Fig. 5.5) o si fue lo suficientemente alta para formar illita-mica autigénica 2M1 (Zwingmann et al., 2010a; Lobens et al., 2011; Viola et al., 2013; Torgersen et al., 2015). Para estos casos, se sugiere como alternativa usar información microestructural y microtextural para tener una mejor interpretación de la relación entre la edad y tamaño de grano.

La datación de los procesos tectónicos utilizando illita es compleja, debido a que en la mayoría de casos no tenemos métodos alternativos al K-Ar o Ar-Ar (y Rb-Sr en algunos casos) para fechar procesos de baja y/o mediana temperatura.

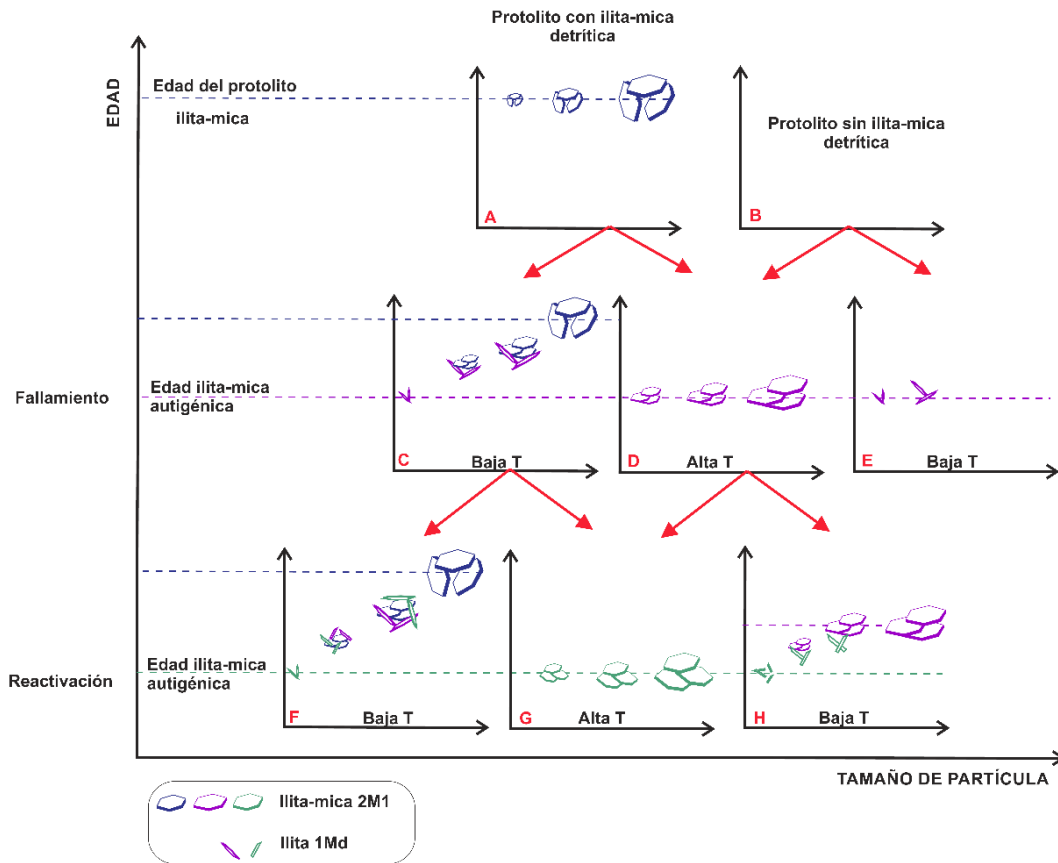


Figura 5.5 Modelo conceptual para la interpretación de edades K-Ar vs tamaño de grano (Modificado de Torgersen et al., 2015). La edad de la fracción más fina da como resultado la edad del último movimiento (C, D y E), para el caso de reactivación de fallas con menor temperatura (p.ej. IAA: Illite Age Analysis). En fallas de alta temperatura, con reactivaciones de baja temperatura, quedará registrada el primer movimiento y el último (D y H).

La interpretación de los datos geocronológicos de fallas ha sido controversial, debido en gran parte al pequeño tamaño de grano de los minerales de arcilla que impide una verdadera separación física de las diferentes fases (p.ej. ilita detrítica y autigénica). Así, la interpretación real de los datos depende de la metodología utilizada. Estudios sistemáticos de datación de fallas mediante K-Ar o Ar-Ar datan de la década de los 90's, pero el número de trabajos aumentó después del trabajo de Van der Pluijm et al. (2001). A partir de estos avances, surgieron dos escuelas de pensamiento, una basada en el uso del método clásico de K-Ar, y otra en el uso del método Ar-Ar. Este último fue defendido por las publicación de análisis de edades de ilita 2M1-1M (Hunziker et al, 1986; Pevear, 1999) y el enfoque de usar la "edad de retención" como edad de formación (Dong et al., 1995; Hall et al., 2000). En los

últimos años la polémica se acentuó con el hallazgo de que el enfoque de edad ilita detrítica-autigénica no era útil en muchos casos (por ejemplo Zwingmann et al., 2010a) y también porque las “edades de gas total” (equivalentes a edades de K-Ar) proveen de un mejor significado geológico que las “edades de retención” (Middleton et al., 2014). Se han comparado ambos métodos, sin embargo, no se ha llegado a una conclusión clara entre cual es el más adecuado (Clauer, 2013).

5.4.2. Temperatura de cierre de la Iilita

La temperatura de cierre (Dodson, 1973) de la ilita para geocronología por K-Ar no ha sido determinada experimentalmente. Sin embargo, un valor aproximado es necesario para la interpretación de los datos geocronológicos. Para resolver este inconveniente, se pueden usar dos valores diferentes: 1) la temperatura de cierre empírica (Ar) de 260°C de una ilita de ~2 μm (Hunziker et al., 1986); o 2) usando los parámetros de difusión de la moscovita (Harrison et al., 2009) debido a que ambas fases son estructuralmente similares. En la Tabla 5.1 se muestra la temperatura de cierre calculada para la moscovita de diferentes tamaños y se observa que la temperatura de cierre (ver ecuación 3) para partículas ~2 μm es de ~300°C. Este valor representa la temperatura máxima de cierre de la ilita, puesto que la estructura de la moscovita es la más estable de la serie esmectita-ililita-moscovita. En otras palabras, datos experimentales y empíricos sugieren una temperatura de cierre por debajo de 300°C para ilita de ~2 μm.

$$T_c = \frac{R}{[E * \ln \frac{A * \tau * D_0}{\alpha^2}]} \dots\dots\dots (3)$$

R= constante de los gases

E= energía de activación

τ= constante de tiempo con la que el coeficiente de difusión D disminuye (relacionado con la tasa de enfriamiento)

α= tamaño característico de difusión

A= constante numérica que depende de la geometría y constante de decaimiento del isótopo padre

Tabla 5.1 Temperatura de cierre (°C) calculada para diferentes tamaños de moscovita siguiendo el modelo de Dodson (1973) y los parámetros de difusión de Harrison et al. (2009).

Tamaño (μm)*	10°C/Ma#	100°C/Ma
2	317	343
1	303	327
0.5	289	312
0.1	260	280

* Radio del cristal

Tasa de enfriamiento (°C por millón de años).

5.4.3 Falla El Doctor

5.4.3.1 Indicadores de temperatura

Existen muy pocos datos acerca de la temperatura regional que alcanzó esta sucesión o las formaciones adyacentes. Gray et al. (2001) reportó temperaturas entre 245° a 250° para la Fm. Soyatal, en inclusiones fluidas secundarias de microfracturas, las cuales fueron consideradas como una anomalía térmica ubicada en el borde occidental del cinturón de pliegues y cabalgaduras (cercano a la zona de Falla El Doctor). Estas temperaturas son críticas para la pérdida de Ar en la ilita-mica (p.ej., Merriman y Peacor, 1999), y debido a que está basado en pocos análisis, podría ser interpretado como el rango mínimo de temperatura de enterramiento, relacionado con la orogenia “Laramide” (Gray et al., 2001).

Para inferir las condiciones de la temperatura del fallamiento principal (estructura formada en D1), se combinó información petrográfica, microestructural y cristalinidades de la ilita (IK). La presencia de foliación S1 definida por ilita-mica (Fig. 4.2.c y 4.16) indica temperaturas de formación por encima de 300°C (Passchier y Trouw, 1998), dentro de la zona de cizalla. Además, los valores de IK del componente WCI, indican que el fallamiento ocurrió en el límite de la anquizona alta a epizona (Fig. 5.4), justo debajo de la transición frágil-dúctil

(Haines y van der Pluijm, 2008). En base a estos datos, se sugiere que la temperatura reseteó el sistema K-Ar de las micas detríticas $< 2 \mu\text{m}$ en la zona de falla. Por otra parte, microestructuras formadas en reactivaciones indican temperaturas menores, habiendo sólo crecimiento de illita 1M.

La roca encajonate de la zona de cizalla (Formación Soyatal) también fue afectada por la misma deformación, incluso a varios kilómetros de la falla, lo cual hace difícil encontrar una zona que no esté deformada. Esto implica que toda la pila tectónica ha sido afectada por la orogenia, este punto será discutido más adelante.

5.4.3.2 Edades K-Ar

Todas las edades obtenidas de las fracciones $< 2 \mu\text{m}$ (ver Fig. 4.19) Capítulo 4) de la falla, son más jóvenes que las edades bioestratigráficas reportadas por varios autores para la Fm. Soyatal (Ward, 1979; Kiyokawa, 1981; Hernández-Jáuregui, 1997; Omaña Pulido, 2012), además de estas edades presentan una correlación positiva muy clara con el tamaño de grano. Esto sugiere que los procesos de neoformación controlan cada una de las fracciones separadas, formando desde illita-mica 2M1 en el movimiento de mayor temperatura (D1) hasta illita 1M/1Md en las reactivaciones posteriores (D2 y D3) (Meunier et al., 2004; Torgersen et al., 2015). En este caso, la cuantificación de la mezcla de politipos mediante el análisis IAA (Pevear, 1999) es imposible debido a la falta de diferencias entre la illita-mica y la mica detrítica presente, sin embargo, el efecto que pueda tener esta fase detrítica en las edades, queda anulada a causa del reseteo durante el calentamiento de la roca encajonante por movimientos friccionales en la falla (p.ej., Jaboyedoff y Cosca, 1999; Tagami, 2012). Por otra parte, las edades adquiridas para las fracciones $> 2 \mu\text{m}$ (Fig. 5.6) son más altas que la edad del encajante o en algunas ocasiones se traslapan, por lo cual son interpretadas como una mezcla de edades de illita-mica y en menor proporción edades de micas detríticas.

Adicionalmente se observó que mediante las edades obtenidas en las fracciones totales y las reportadas para las fracciones gruesas, ésta última representa $\sim 90\%$ dentro de la fracción total, lo cual indica que la fracción gruesa es el tamaño más importante volumétricamente en cada muestra. Este hecho rara vez es discutido en la literatura, pero es usual encontrar que durante la separación granulométrica de arcillas, el porcentaje de la

fracción separada disminuya en gran medida con el tamaño de grano. Teniendo así que la fracción < 0.05 estuvo presente en pequeñas cantidades, y en muchos casos fue imposible su extracción.

En base a lo mencionado en párrafos anteriores se sugiere que las edades de 80-72 Ma obtenidas para las fracciones gruesas (2-0.5 μm) en la zona de falla documentan el primer y el más importante desplazamiento de la falla (D1). La reactivación de la zona de Falla El Doctor produjo el plegamiento y crenulación de la foliación S1 (D2), sucesivamente se formaron zonas de cizalla extensional asociadas a la falla (D3). Durante la reactivación de baja temperatura de la falla, las edades de illita-mica autigénicas formadas por D1 no fueron reseteadas, y un nuevo paquete de illitas autigénicas fue formado a través de nucleación y procesos de crecimiento cristalino. Las edades de 50-40 Ma de las fracciones finas son interpretadas como el último movimiento relacionado con la cuña orogénica en esta zona, y con procesos diagenéticos concomitantes. Mientras que las edades reportadas para las fracciones medias (0.5–0.05 μm) en la zona de falla no tienen probablemente ningún significado geológico debido a que representan una mezcla entre el inicio y la última reactivación de la falla. La dispersión que presentan las diferentes fracciones se debe en parte a la dificultad de separación de los tamaños de grano ya que la illita 1M se deriva de la 2M1 (ver Fig. 4.16).

Estas interpretaciones están basadas en que si la temperatura en el inicio de fallamiento es lo suficientemente alta (por encima de 250°C) el componente 2M1 de la roca de falla será autigénico y la mica heredada 2M1 será reseteada isotópicamente (Zwingmann et al., 2010a, 2011). Cuando la falla es reactivada repetidamente bajo diferentes condiciones, sea el caso de los pulsos de deformación D2 y D3, solo puede ser constreñida la edad del último movimiento debido a que ambos eventos fueron de baja temperatura.

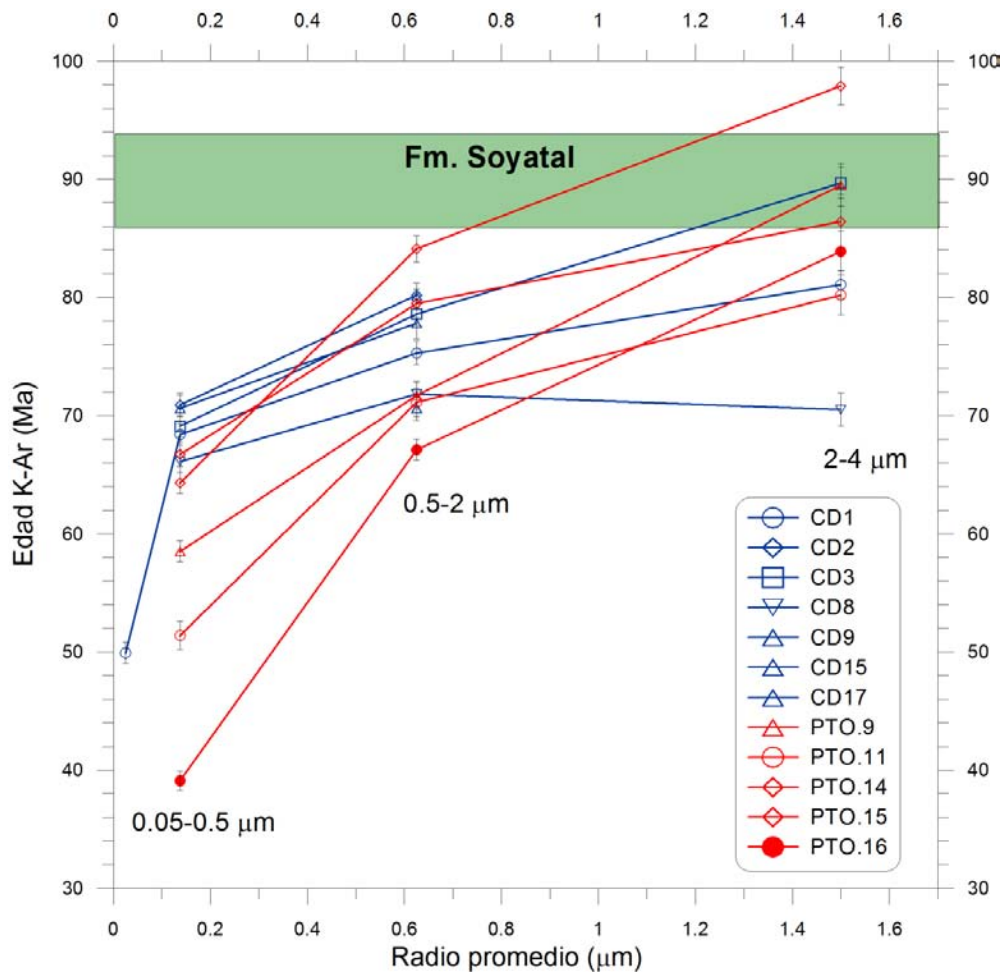


Figura 5.6 Gráfico de la relación entre el radio promedio de ilita (μm) y la edad obtenida por el Método de K-Ar.

La figura 5.7 presenta una interpretación sintetizada del crecimiento de la ilita en la zona de Falla El Doctor y la roca encajonante (Fm. Soyatal) a diferentes distancias del plano de falla. Cabe destacar que toda la pila tectónica fue deformada, consecuentemente las ilitas de todas partes fueron afectadas. Las edades más antiguas se encuentran en las fracciones más gruesas (2-4 μm) de la roca encajonante, debido a la falta de una recrystalización pervasiva encontrada en la zona de falla. Las edades más jóvenes se encuentran en las fracciones más finas, tanto en las muestras de la zona de falla como en las de la roca huésped, posiblemente debido a la diagénesis simultánea. Se sugiere que esta última ha sido más penetrante en la roca huésped, porque las muestras están situadas tectónicamente por debajo de la zona de muestreo de la Falla El Doctor.

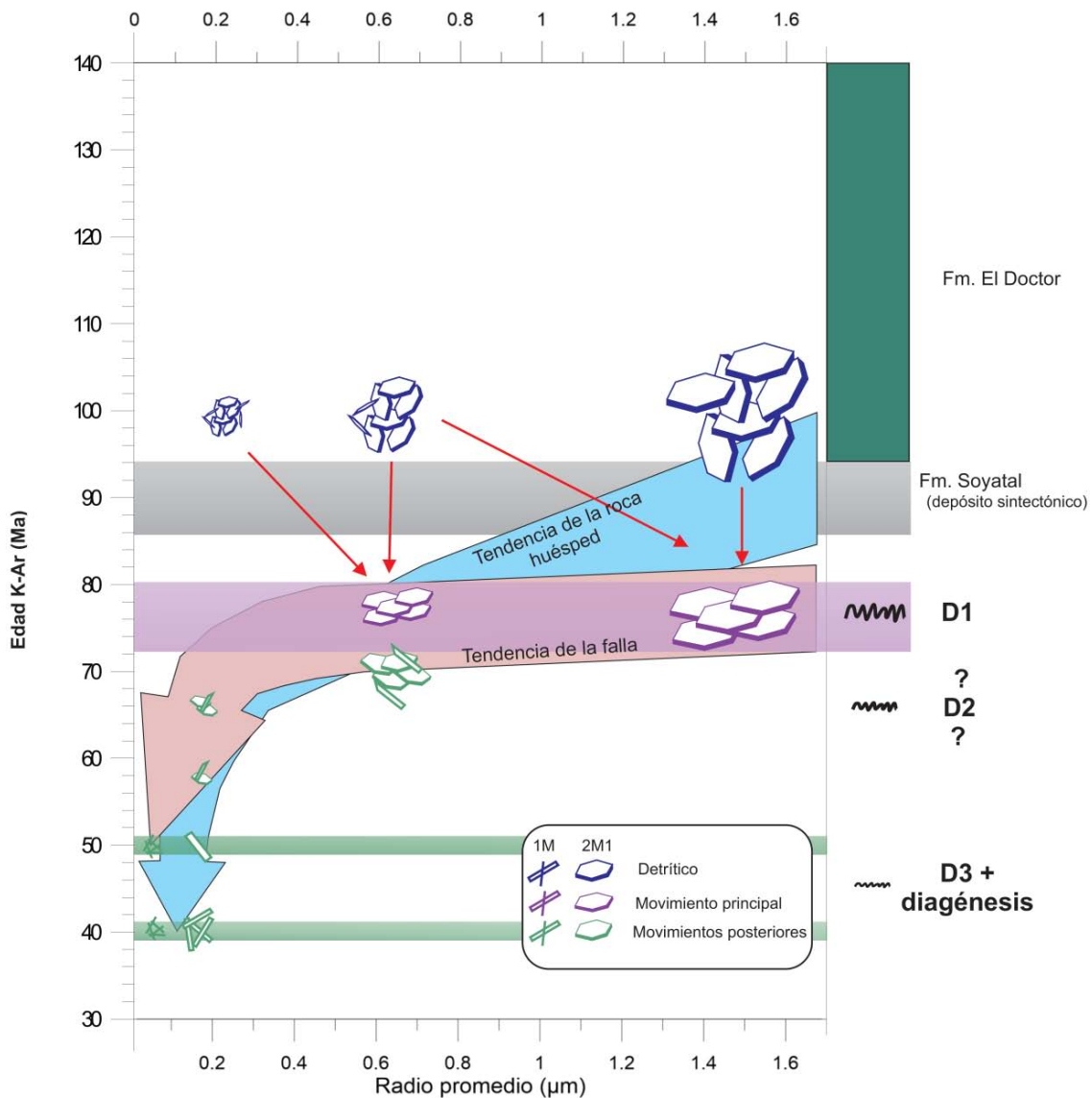


Figura 5.7 Modelo conceptual para la interpretación de la edad K-Ar en comparación con las fracciones obtenidas en la Falla El Doctor. Se observan dos tendencias: (a) las edades de la zona de falla (flecha rosa), y (b) las edades de la roca huésped (flecha azul). Las fracciones gruesas de la zona de falla data el primer y más importante evento tectónico en la Falla El Doctor (color morado). La fracción más fina de la zona de falla fecha el tiempo de la última reactivación (color verde). La tendencia de edad de la roca huésped presenta una edad heredada (detrítica, color azul marino) para las fracciones muy gruesas las cuales intersectan la tendencia de la edad de la falla en las fracciones gruesas y disminuye a edades más jóvenes en las fracciones más finas. Esta tendencia es indicativa de un componente detrítico que es parcialmente reseteado durante la formación de la cuña tectónica y contiene muy poca ilita neoformada debido a los últimos movimientos tectónicos y la diagénesis.

5.4.4 Falla Chupadero

5.4.4.1 Indicadores de temperatura

A diferencia de la falla El Doctor, la Falla Chupadero no cuenta con información referente a la temperatura regional. Sin embargo, debido a la distancia (~91 km) a la que se encuentra de la zona estudiada por Gray et al. (2001), se sugiere considerar condiciones de temperatura similares a la falla El Doctor. En estudios más recientes se menciona del aumento de la temperatura (~300°C) y deformación hacia la porción occidental del CPCM (Fitz-Díaz, 2011).

Como se discutió anteriormente la temperatura de la zona de Falla Chupadero puede ser constreñida indirectamente por observaciones microestructurales. Información mineralógica de las formaciones Pelones y Española en zonas menos deformadas reportan una cantidad de mica detrítica menor al 2% (Palacios-García, 2013), sugiriendo así que la ilita-mica que define la foliación S1 (ver Fig. 4.20) en la zona de cizalla es formada por cristalización durante el fallamiento. Por tanto se consideran temperaturas de formación por encima de 300°C (Passchier y Trouw, 1998). Además, los valores de IK del componente WCI, indican que el fallamiento ocurrió en el límite de la anquizona alta a epizona (ver Figura 5.4), justo debajo de la transición frágil-dúctil (Haines y van der Pluijm, 2008). En base a estos datos y considerando la temperatura de cierre de la ilita, se sugiere que la temperatura solo reseteo el sistema K-Ar de las micas detríticas < 2 μm en la zona de falla.

Por otro lado, microestructuras formadas posteriormente indican temperaturas menores, debido a que en la foliación no hay indicios de cristalización de ilita-mica a nivel macroscópico y/o microscópico.

5.4.4.2 Edades K-Ar

Las edades obtenidas para las fracciones separadas (ver Tabla 4.6 y Fig. 5.8) de la falla, presentan una correlación positiva con el tamaño de grano, además mostraron ser más jóvenes que la edades reportadas para las formaciones Pelones y Española (Palacios-García y

Martini, 2014; Martini et al., en prensa). Lo cual indica que los procesos de neoformación controlan cada una de las fracciones separadas, formando desde illita-mica 2M1 en el movimiento de mayor temperatura (D1) hasta illita 1M/1Md en los eventos posteriores (D2 y D3) (Meunier et al., 2004; Torgersen et al., 2015). De la misma forma que en la falla El Doctor, la cuantificación de la mezcla de politipos mediante el análisis IAA (Pevear, 1999), es imposible debido a la falta de diferencias entre la illita-mica y la mica detrítica presente.

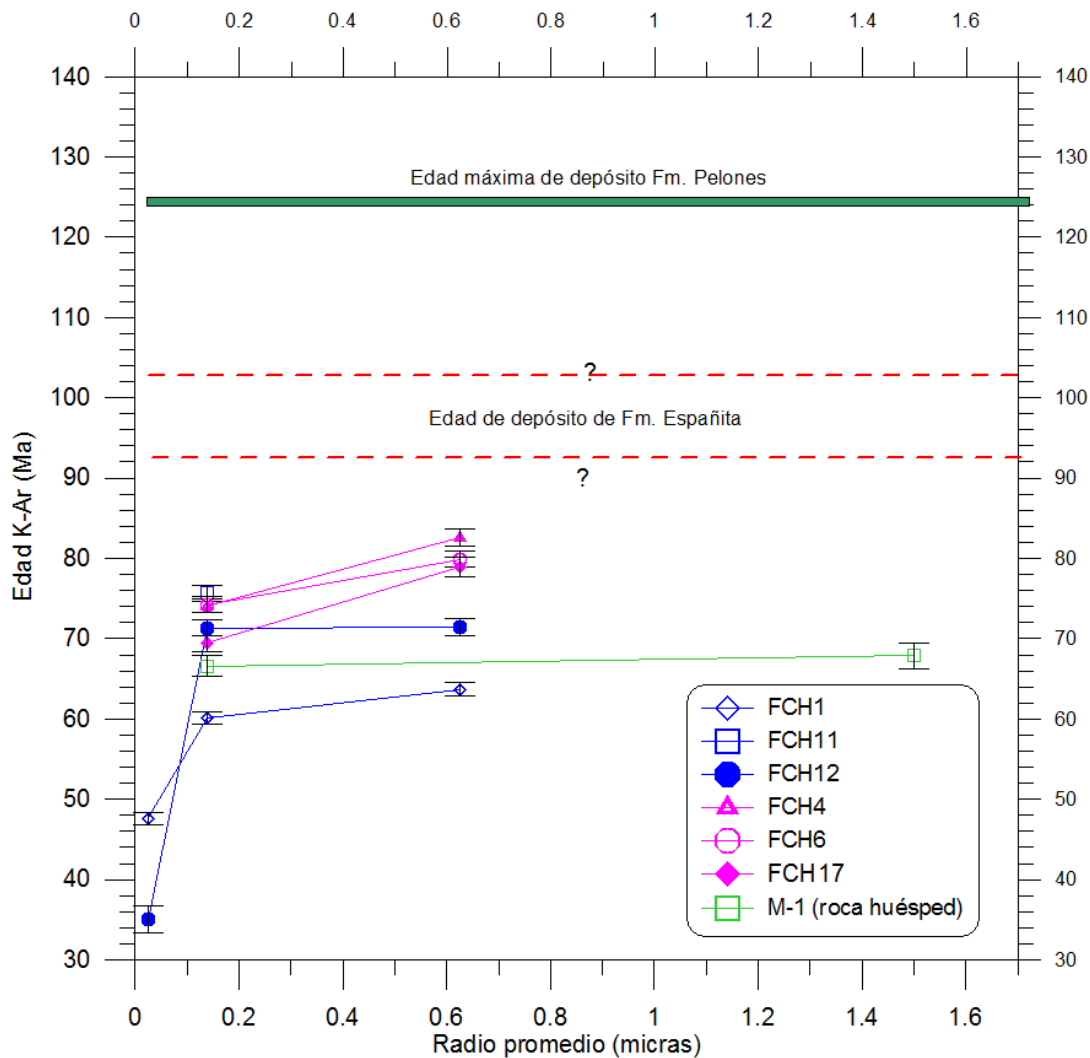


Figura 5.8 Gráfico de la relación entre el radio promedio de illita (μm) y la edad obtenida por el método de K-Ar. Nótese que las muestras ubicadas en la formación Española (color rosa) presentan edades mas antiguas en las dos fracciones que las muestras tomadas en la formación Pelones (color azul).

Basados en observaciones petrográficas que evidencian la neoformación de ilita-mica en los planos de foliación S1, se sugiere que las edades 79-83 Ma obtenidas para las fracciones 2-0.5 μm (ubicadas en la Fm. Española) documentan el movimiento principal a lo largo de esta zona de cizalla. Se infiere que las edades de la fracción gruesa y media, muestreadas en la Fm. Pelones, son mayormente afectadas por procesos posteriores, que las ubicadas en la Fm. Española. Esto es debido a que la litología de la Fm. Pelones es más susceptible a la alteración, lo cual también puede observarse en la roca huésped.

Por otra parte, las edades de 35 - 48 Ma de las fracciones finas ($<0.5 \mu\text{m}$), se sugiere que sean interpretadas como los últimos movimientos en esta zona asociadas a D3. Mientras que las edades reportadas para las fracciones medias (0.5–0.05 μm) en la zona de falla no tienen probablemente ningún significado geológico debido a que representan una mezcla entre estos dos eventos. La dispersión que presentan las diferentes fracciones se debe en parte a la dificultad de separación de los tamaños de grano ya que la ilita 1M se deriva de la 2M1.

El inicio del fallamiento produjo la cristalización de ilita-mica definiendo la foliación S1 (D1). La reactivación de la zona de Falla Chupadero produjo el plegamiento y crenulación de la foliación S1 (D2), posteriormente se formaron zonas extensionales asociadas a D3. Durante la reactivación de baja temperatura de la falla, las edades de ilita-mica antigénicas formadas por D1 no fueron reseteadas, y un nuevo paquete de ilitas antigénicas fue formado a través de nucleación y procesos de crecimiento cristalino. Debido a la similitud en ambas fallas, es posible utilizar el modelo de crecimiento de ilita propuesto para la zona de falla El Doctor (Fig. 5.9). Cabe destacar que a diferencia de la falla El Doctor, la Falla Chupadero contiene más del 80% de ilita 1M que de 2M1 (ver Fig. 4.32), teniendo que los eventos tardíos en la Falla Chupadero parecen tener mayor importancia que en la falla El Doctor y esto explica la mayor proporción de 1M.

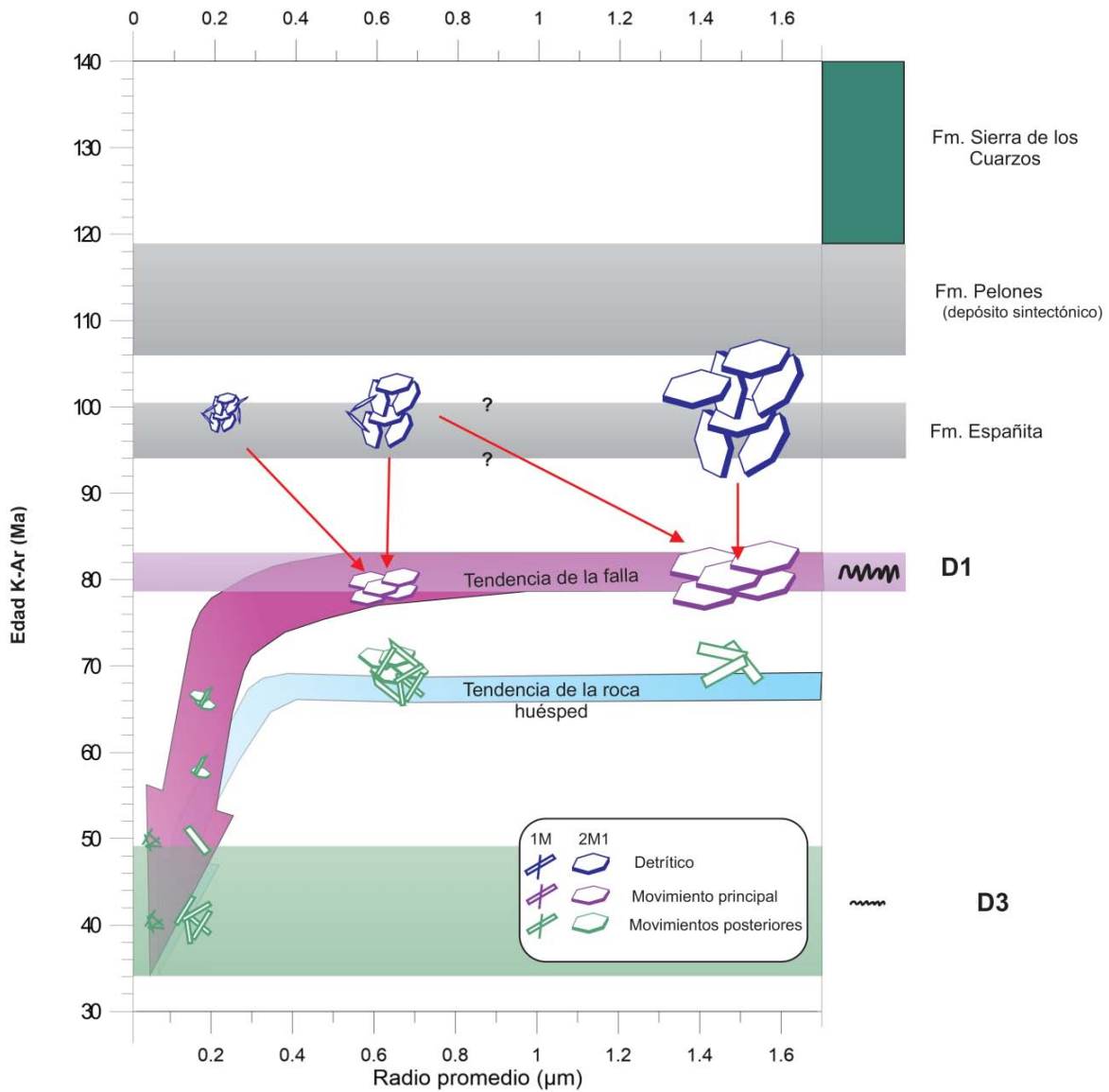


Figura 5.9 Modelo conceptual para la interpretación de la edad K-Ar en comparación con las fracciones obtenidas de la Falla Chupadero. Se observan dos tendencias: (a) las edades de la zona de falla (flecha morada), y (b) las edades de la roca huésped (flecha azul). Las fracciones gruesas de la zona de falla datan el primer y más importante evento tectónico en la Falla Chupadero (cuadro morado). La fracción más fina de la zona de falla fecha el tiempo de la última reactivación (cuadro verde). La tendencia de edad de la roca huésped presenta una edad reseteada por movimientos posteriores a D1.

5.5 Implicaciones Tectónicas

La información obtenida de las dos localidades al occidente del CPCM muestra que ambas fallas tienen un rango de edades similares en cada una de las fracciones <math> < 2 \mu\text{m}</math> (Fig. 5.10), y debido a que tanto la falla El Doctor como Chupaderos ocurrieron en el límite de la anquizona alta-epizona, las fases detríticas fueron reseteadas, lo cual sugiere que estas zonas de fallamiento fueron formadas en un mismo evento orogénico. Además dichas edades son consistentes con las edades de deformación reportadas en esta zona del CPCM (Figura 5.11) (Cuéllar-Cárdenas et al., 2012, Fitz et al., 2013, 2014; Gray et al., 2001).

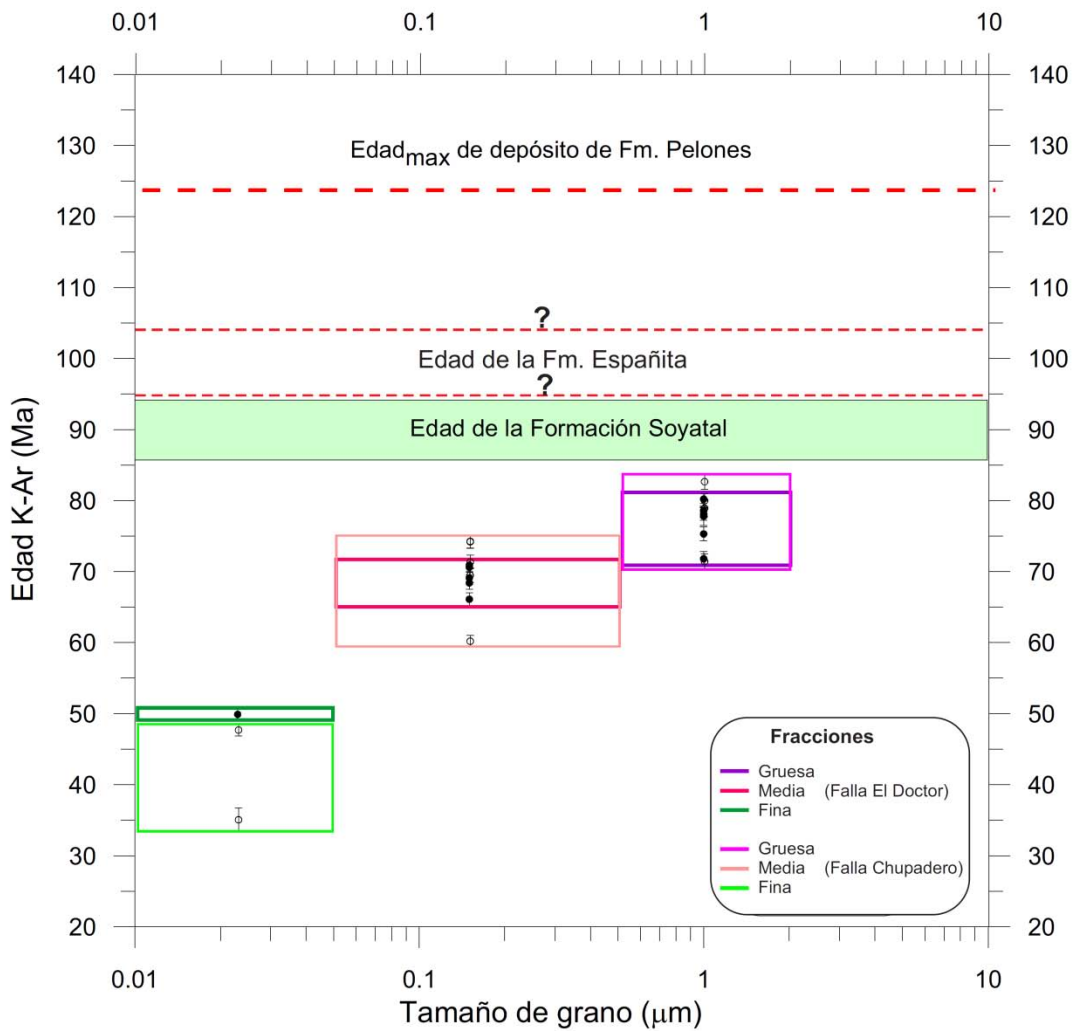


Figura 5. 10 Grafico de la relación entre el tamaño de grano (μm) y la edad obtenida por el Método de K-Ar de la falla El Doctor y Chupadero, mostrándose que ambas fallas tienen un rango de edades similares.

Basados en estos datos, y tomando en cuenta que la Falla Chupadero está ubicada entre Tolimán y el cinturón de sutura del Terreno Guerrero, se infiere que la zona de cizalla Chupadero es la parte más occidental del CPCM en el área de San Luis Potosí-Tamazunchale.

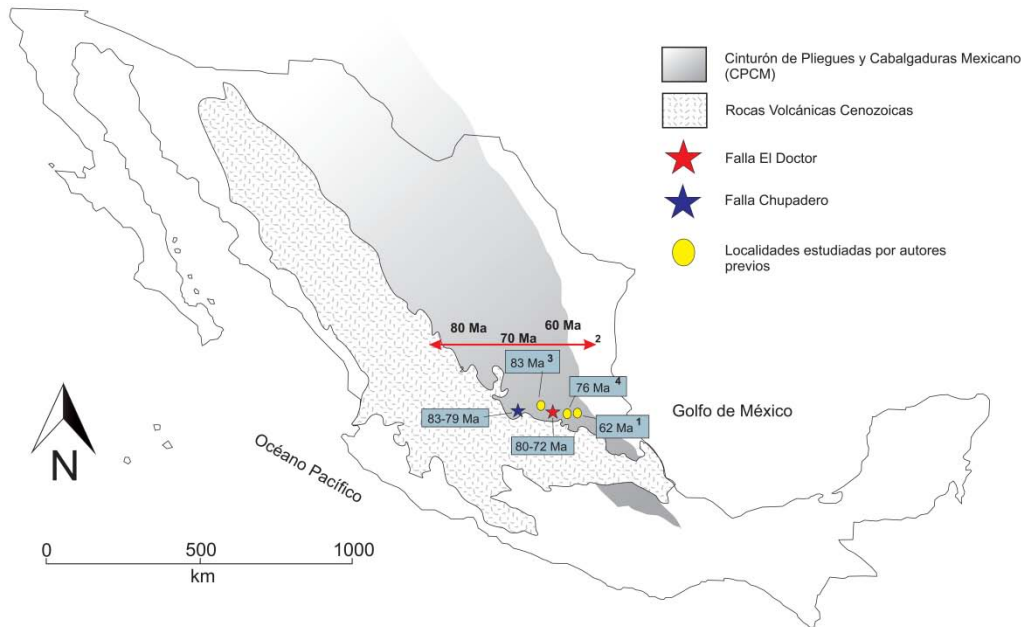


Figura 5.11 Cuadro esquemático que muestra las localizaciones de algunos rangos de deformación de diversas estructuras dentro del CPCM. 1- Gray et al., 2001; 2- Cuéllar et al., 2012; 3 y 4 - Fitz et al., 2014.

Considerando todo esto, el modelo de cuña crítica es el más adecuado para explicar la creación y desplazamiento de cabalgaduras hacia la cuenca de antepaís en esta región (Davis et al. 1983; Dahlen et al. 1984; Dahlen y Barr 1989; Dahlen, 1990; Stockmal et al., 2007; Buitter, 2012; Jamieson y Beaumont, 2013). La cuña está definida por una superficie de despegue que separa rocas deformadas de no deformadas. Este modelo sugiere que la deformación comienza en la parte trasera de la cuña (la región donde el “bulldozer” empuja la cuña), propagándose hacia el frente (Fig. 5.12). La progresión es visible debido a la propagación de la deformación en esa dirección. La deformación más antigua estará localizada cerca del “bulldozer” y la deformación más joven estará en la parte delantera. En el caso del CPCM, la deformación más antigua deberá ser en el oeste y la más joven en el este. Diversos autores han encontrado esta progresión de edades en la parte central del CPCM (Cuéllar-Cárdenas et al., 2012; Fitz et al., 2011; Fitz et al., 2014). Sin embargo, todos los modelos numéricos y

análogos muestran que durante la progresión de la cuña, la parte más antigua ('fosilizada' siguiendo los modelos simplistas) es, retrabajada varias veces tomando ventaja sobre las zonas más débiles (fallas y cabalgaduras). Esto se traduce en la observación clásica de las fallas que muestran diversos episodios de movimiento. Entonces, la datación de arcillas asociadas con tales fallas no puede dar la edad de un solo movimiento, debido a que está creciendo ilita en cada uno de los movimientos. En el caso normal de las fallas y cabalgaduras en la epizona baja-anquizona, las arcillas pueden proporcionar un rango de edades, las cuales indican episodios de crecimiento de arcilla relacionada con el fallamiento y con la circulación de fluidos. Como se discutió anteriormente, en el caso particular de las zonas de falla estudiadas, es posible datar el movimiento de mayor temperatura D1 y el último movimiento relacionado con la cuña orogénica en estas zonas y con procesos diagenéticos concomitantes.

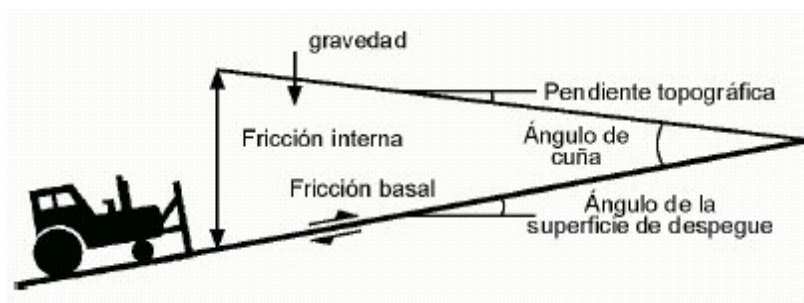


Figura 5.12 Esquema de cuña crítica donde se muestran algunas de las variables que la modifican (Davis et al. 1983).

5.5.1 Orogenia Laramide

La Orogenia Laramide es la causa más conocida para el desarrollo de las principales estructuras del Mesozoico tardío-Cenozoico temprano en el centro de México (p.ej., Chávez-Cabello et al., 2011; Cuéllar-Cárdenas et al., 2012), incluyendo la falla El Doctor y Chupadero. Sin embargo, no es el objetivo de este trabajo discutir esta característica, pero se mencionaran cuatro puntos importantes. Primero, la Orogenia Laramide es de ~75 Ma (p.ej., Dickinson et al., 1988; Bird, 2002), y en un principio fue definida en afloramientos de EUA. Segundo, la deformación más antigua comienza en ~120 Ma y está definida como Orogenia Sevier (p.ej., Heller y Paola, 1989). Tercero, no es muy claro cómo dos deformaciones definidas en EUA,

pueden ser extrapoladas a México tanto en causa como en tiempo. Finalmente, de Cserna (1960) y Guzmán y de Cserna (1963) definen a la Orogenia Hidalguense en el oriente de México como una deformación simultánea a la Orogenia Sevier y que se extiende hasta ~52 Ma, traslapándose con la Orogenia Laramide.

Siguiendo este escenario y para ser consistentes con muchas de las publicaciones acerca de la tectónica de México, lo mejor que se puede hacer es nombrar a la Orogenia mexicana como Laramide *sensu lato*, pero dejando claro que cualquier atribución u otro nombre orogénico definido en los EUA es, por lo menos, incierto. La interpretación más adecuada sugiere que la mayor parte de la historia del CPCM es registrada en un solo empuje a escala regional con repetidas reactivaciones durante el desarrollo del orógeno.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES

CAPÍTULO 6: Conclusiones

En base al estudio mineralógico, estructural y geocronológico presentado anteriormente para la falla El Doctor y Falla Chupadero, es posible llegar a las siguientes conclusiones:

Metodológicas:

- La clave para que un estudio de datación de fallas sea satisfactorio, no consiste en el método de fechamiento empleado (p.ej., Ar-Ar o K-Ar), sino que radica en el entendimiento de la convolución de diversos factores. Estos incluyen la comprensión de la evolución temporal de las estructuras de deformación y la autigénesis y/o neoformación mineralógica ligada, temperaturas asociadas durante el fallamiento (ya sea por métodos indirectos o directos), y consideración de los procesos que pueden originar illita autigénica (recristalización asociada al enterramiento y crecimiento debido al proceso tectónico).
- Para la datación de fallas frágiles-dúctiles puede aplicarse la metodología propuesta para fechar fallas frágiles (salbanda de falla), teniendo en cuenta que el componente de illita 2M1 para fracciones < 2 micras es de origen autigénico y no un componente heredado como en las fallas frágiles.
- La separación de tamaños de grano, de manera estricta, es casi imposible en muchas ocasiones, debido a que la illita 1M crece a expensas de la 2M1, apareciendo como sobrecrecimientos y provocando una mayor dispersión en las edades de cada una de las diferentes fracciones.

Estructurales:

- Evidencias estructurales en la zona de falla El Doctor, indican la ocurrencia de por lo menos 3 pulsos de deformación (D1, D2 y D3) con la misma cinemática y asociados a la formación del CPCM. D1 presenta texturas y mineralogía de facies de anquizona-epizona baja, en tanto que D2 y D3 facies diagénéticas.
- Evidencias macro y microestructurales en la zona de falla del Chupadero, indican la generación de al menos dos pulsos de deformación que presentan la misma cinemática

(D1 y D2). Sugiriendo que D1 presenta características mineralógicas y texturales que corresponden a facies de anquizona-epizona baja, mientras que para D2 muestra características de facies de anquizona-diagénética.

Mineralógicas:

- Análisis de DRX evidenciaron que la única fase que contiene K en fracciones menores a 4 micras en la falla El Doctor y Falla Chupadero, es la ilita-mica.
- El porcentaje de ilita-mica es mayor en muestras ubicadas en las zonas de cizalla que en las muestras de las rocas huésped de ambas fallas, lo cual indica un crecimiento mineral sin-cinemático en estas zonas.
- Los valores obtenidos en ambas fallas (en términos de la escala de Kübler), definen un rango de temperaturas que varía desde el límite de la anquizona-epizona (fracción gruesa) hasta el campo de la diagénesis (fracción media y fina).

Fecha de K-Ar:

- Los rangos de edades obtenidos para las fracciones <2 micras no pueden haber sido resultado de la contaminación de ilitas detríticas (premisa fundamental para el estudio de salbandas de falla, p.ej., van der Pluijm et al. 2006), debido a que el componente heredado fue reseteado isotópicamente durante el episodio de fallamiento principal (facies de subesquistos verde), presumiblemente por la interacción con fluidos en la zona de falla.
- Para la zona de falla El Doctor se tiene un rango de 80 a 72 Ma (fracción 2-0.5 μm), el cual documenta el primer y más importante desplazamiento de la falla (D1). Las edades de 50-40 Ma de las fracciones finas son interpretadas como el último movimiento relacionado con la cuña orogénica en esta zona, y con procesos diagenéticos concomitantes. Mientras que las edades reportadas para las fracciones medias (0.5–0.05 μm) en la zona de falla no tienen probablemente ningún significado geológico debido a que representan una mezcla entre el inicio y la última reactivación de la falla (mezcla de ilita-mica e ilita autigénicas).
- La zona de Falla Chupadero tiene un rango de edades de 79 - 83 Ma para la fracción gruesa (2-0.5 μm), la cual registró el principal evento de deformación (D1) a lo largo de

la zona de cizalla. Mientras que las edades de 35 - 48 Ma de las fracciones finas ($<0.5 \mu\text{m}$), son interpretadas como el último movimiento en esta zona.

Implicaciones geológicas:

- Las edades obtenidas en las dos localidades al occidente del CPCM muestran que ambas fallas tienen un rango de edades similares en cada una de las fracciones $< 2 \mu\text{m}$, lo cual sugiere que estas estructuras fueron formadas en un mismo evento orogénico.
- En base a la similitud y consistencia con las edades de deformación reportadas en esta zona del CPCM (Cuéllar-Cárdenas et al., 2012, Fitz et al., 2013, 2014; Gray et al., 2001), y tomando en cuenta que la Falla Chupadero está ubicada entre Tolimán y el cinturón de sutura del Terreno Guerrero, se infiere que la zona de cizalla Chupadero es la parte más occidental del CPCM en el área de San Luis Potosí-Tamazunchale.

REFERENCIAS

REFERENCIAS

- Abad, I., 2006. Physical meaning and applications of the illite Kübler index: measuring reaction progress in low-grade metamorphism. *Seminarios SEM*, 3-53.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C., and Vassallo, L.F., 2001. Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18 (2), 129-148.
- Alaniz-Álvarez, S. A. y Nieto-Samaniego, A., 2005. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico, 57, 1, 65-82.
- Altaner, S.P. and Ylagan, R.E., 1997. Comparison of structural models of mixedlayer illite/smectite and reaction mechanisms of smectite illitization. *Clays and Clay Minerals*, 45, 517-533.
- Bailey, S.W., Hurley, P.M., Fairbairn, H.W., Pinson, W.H.Jr., 1962. K-Ar dating of sedimentary illite polytypes: *Bulletion of the Geological Society of America*, 73, 1167.
- Bailey, S.W., 1966. The status of clay mineral structures. *Proceedings of the 14th National Conference on Clays and Clay Minerals*. New York: Pergamon Pr., 1-23.
- Bailey, S.W., Frank-Kamenetskii, V.A., Goldstaub, S., Kato, A., Pabst, A., Schulz, H., Taylor, H.F.W., Fleischer, M. y Wilson, A.J.M., 1977. International Union of Crystallography, report of the International Mineralogical Association (IMA)-International Union of Crystallography (IUCr) Joint Committee on Nomenclature. *Acta Crystallogr Sect A*, 33, 681-684.
- Baronnet, A., 1982. Ostwald ripening in solution: The case of calcite and mica. *Estudios Geologicos* 38, 185-198.
- Baronnet, A., 1992. Polytypism and stacking disorder. In: Buseck PR, editor. *Rev Mineral* 27: Minerals and reactions at the atomic scale: Transmission electron microscopy. Chelsea, MI. Mineral Soc Am. 231-288.
- Bense, F.A., Wemmer, K., Löbens, S. y Siegesmund, S., 2013. Fault gouge analyses: K-Ar illite dating, clay mineralogy and tectonic significance a study from the Sierras Pampeanas, Argentina. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, DOI 10.1007/s00531-013-0956-7.
- Bense, F.A., Wemmer, K., Lobens, S., Siegesmund, S., 2014. Fault gouge analyses: K-Arillite dating, clay mineralogy and tectonic significance – a study from the Sierras Pampeanas, Argentina. *Int. J. Earth Sci.*, 103, 189-218.
- Berger, G., Lacharpagne, J.C., Velde, B., Beaufort, D. y Lanson, B., 1997. Kinetic constrains on illitization reactions and the effects of organic diagenesis in sandstone/shale sequences. *Appl. Geochem.*, 12, 23-35.
- Bird, P., 2002. Stress direction history of the western United States and Mexico since 85 Ma, *Tectonics*, 21, 12.
- Boles, J. R. y Franks, S. G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation: *J. Sed. Petrol.*, 49, 55-70.

- Bonet, F., 1963. Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del este de México, *Bol. Asoc. Geol. Pet.*, 8, 389.
- Bragg, W.H. y Bragg, W.L., 1913. The Reflection of X-rays by Crystals (I). *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 88, 428-438.
- Brindley, G.W., y Brown, G. (editors) 1980. *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. Mineralogical Society, 41 Queen's Gate, London.
- Buiter, S.J.H., 2012. A review of brittle compressional wedge models: *Tectonophysics*, 530–531, 1–17.
- Burst, J.F., Jr., 1959. Post-diagenetic clay mineral environmental relationships in the Gulf Coast Eocene. *Clays and Clay Minerals*, 6, 327-341.
- Campa-Uranga, M.F., 1985. The tectonostratigraphic terranes and the thrust belt in Mexican territory; *Proceedings of the Circum-Pacific terrane conference: Stanford University Publications, Geological Sciences*, 18, 44–46.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040–1051.
- Campa-Uranga, M.F., Oviedo, R., y Tardy, M., 1976. La cabalgadura laramídica del dominio volcansedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los estados de Guerrero y México: *III Congreso Latino-Americano de Geología, México, Resúmenes*, p. 23.
- Carrasco, B., 1970. La Formación El Abra (Formación El Doctor) en la plataforma de Valles San Luis Potosí: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 2, 97-99.
- Carrillo-Martínez, M., 1981. Contribución al estudio geológico del Macizo Calcáreo El Doctor, Querétaro: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5(1), 25-29.
- Carrillo- Martínez, M., 1989. Estratigrafía y tectónico de la parte centro-oriental del Estado de Querétaro: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 8, 2, 188-193.
- Carrillo-Martínez, M. y Suter, M., 1982. Tectónica de los alrededores de Zimapán Hidalgo y Querétaro: *Soc. Geol. Mexicana, Convención Geológica Nacional*, 6, México, D.F., Excursión a la región de Zimapán y áreas circundantes, *Libreto guía*, 1-20.
- Carta Geológico-Minera de San Joaquín, Servicio Geológico Mexicano.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Garza-Molina, R.S., Cossío-Torres, T., Arvízu-Gutiérrez, I.R., and González-Naranjo, G.A., 2007. The San Marcos Fault: a Jurassic multireactivated basement structure in northeastern Mexico: *Geological Society of America Special Paper*, 422, 261–286.
- Chávez-Cabello, G., Torres-Ramos, J.A., Porras-Vázquez, N.D., Cossio-Torres, T., Aranda-Gómez, J.J., 2011. Structural evolution of the tectonic front of the Sierra Madre Oriental at the Santa Rosa canyon, Linares N.L., *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 63, 253–270.
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspard, D., Sánchez, A. y Yta, M., 1988. Une discordance anté-albienne datée par une faune d'ammonites et de brachiopods de type thé'tisien au Mexique central. *Geobios*, 21, 125–135.

- Clauer, N., 2013. The K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methods revisited for dating and tracing low-temperature K-bearing clay minerals, *Chemical Geology*, 354, 163–185.
- Clauer, N., Chaudhuri, S., 1995. Clays in Crustal Environments, in *Isotope Dating and Tracing*. Springer-Verlag, Berlin.
- Clauer, N. y Weh, A., 2014. Time constraints for the tectono-thermal evolution of the Cantabrian zone in NW Spain by illite K-Ar dating, *Tectonophysics*, 623, 39-51.
- Clauer, N., Srodón, J., Francu, J. and Sucha, V., 1997. K-Ar dating of illite fundamental particles separated from illite/smectite. *Clay Minerals*, 32, 181-196.
- Clauer, N., Zwingmann, H., Liewig, N. y Wendling, R., 2012. Comparative $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar dating of illite-type clay minerals: A tentative explanation for age identities and differences. *Earth-Science Reviews*, 115, 76–96.
- Coney, P.J., Jones, D.L., y Monger, J.W.H., 1980. Cordilleran suspect terranes: *Nature (London)*, 288, 329–333.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29 (1), 179-203.
- Dahlen, F. A., Suppe, J. and Davis, D., 1984. Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges: Cohesive Coulomb Theory: *Journal of Geophysical Research*, 89-B12, 10,087-10,101.
- Dahlen, F. A., 1990. Critical taper model of fold and thrust belts and accretionary wedges: *Annual Reviews Earth Planetary Sciences*, 18, 55-99.
- Dahlen, F.A., y Barr, T.D., 1989. Brittle frictional mountain building 1: deformation and mechanical energy Budget: *Journal of Geophysical Research*, 94, 3923–3947.
- Davids, C., Wemmer, K., Zwingmann, H., Kohlmann, F., Jacobs, J., Bergh, S.G., 2013. K-Ar illite and apatite fission track constraints on brittle faulting and the evolution of the northern Norwegian passive margin. *Tectonophysics*, 608, 196–211.
- Davis, D., Suppe, J., and Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrustbelts and accretionary wedges: *Journal of Geophysical Research*, 88, 1153-1172.
- Davis, G.H., y Reynolds, S.J., 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. Second Edition John Wiley & Sons, New York.
- de Cserna Z., 1960, Orogenesis in time and space in Mexico: *Geologische Rundschau* 50 (1), 595-605.
- Dickinson, W.R., Klute, M.A., Hayes, M.J., Janecke, S.U., Lundin, E.R., McKittrick, M.A., and Olivares, M.D., 1988. Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: *Geological Society of American Bulletin*, 100, 1023–1039.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40, 259-274.

- Dong, H., Hall, C. M., Peacor, D., Halliday, A. N., 1995. Mechanisms of argon retention in clays revealed by laser ^{40}Ar - ^{39}Ar dating; *Science*, 267, 355-359.
- Drits V.A., Besson G. and Muller F., 1995. An improved model for structural transformations of heat-treated aluminous dioctahedral 2:1 layer silicates. *Clays and Clay Minerals*, 43, 718-731.
- Drits V.A., Lindgreen H., Salyn A.L., Ylagan R.F. and McCarty D.K., 1998. Semiquantitative determination of trans-vacant and cis-vacant 2:1 layers in illites and illite-smectites by thermal analysis and X-ray diffraction. *American Mineralogist*, 83, 1188-1198.
- Duvall, A.R., Clark, M.K., van der Pluijm, A. and Li, C., 2011. Direct dating of Eocene reverse faulting in northeastern Tibet using Ar-dating of fault clays and low-temperature thermochronometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 304, Issues 3-4, 520-526.
- Eberl, D.D., Drits, V.A., Środoń, J., 1999. Deducing growth mechanisms for minerals from the shapes of crystal size distributions: *American Journal of Science*, 298, 499-533.
- Egawa, K. y Lee, Y., 2011. K-Ar dating of illites for time constraint on tectonic burial metamorphism of the Jurassic Nampo Group (West Korea). *Geosciences Journal*, 15, (2), 131 - 135.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., and Marret, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, 1-26.
- Faure, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, New York, 589 pp.
- Ferreiro Mählmann, R., 2001. Correlation of very low-grade data to calibrate a thermal maturity model in a nappe tectonic setting, a case study from the Alps. *Tectonophysics*, 334, 1-33.
- Fitz-Díaz, E., 2010. Progressive deformation, fluid flow and water-rock interaction in the Mexican Fold-Thrust Belt, Central Mexico. PhD thesis, University of Minnesota, 152.
- Fitz-Díaz, E. y van der Pluijm, B., 2013. Fold dating: A new Ar/Ar illite dating application to constrain the age of deformation in shallow crustal rocks: *Journal of Structural Geology*, 54, 174-179.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., and Tolson, G., 2011a. Comparison of tectonic styles in the Mexican y Canadian Rocky Mountain Fold-Thrust Belt, in Poblet, J., and Lisle, R., eds., *Kinematics and Tectonic Styles of Fold- Thrust Belts: Geological Society of London Special Publication 349*, 149-167.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., and Vázquez-Serrano, A., 2012. The role of folding in the development of the Mexican Fold-Thrust Belt: *Geosphere*, v. 8, No. 4.
- Fitz-Díaz, E., van der Pluijm, B., Hudleston, P., Tolson, G., 2014. Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (Central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults: *International Geology Review*, 56 (6), 734-755.
- Flores D.L. y Alcalá M. J.R., 2010. *Manual de procedimientos analíticos*. Laboratorio de Física de Suelos, UNAM.
- Fries, C. Jr, 1960. *Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín no. 60*, 236.

- Grathoff, G. H., y Moore, D. M., 1996. Illite polytype quantification using WILDFIRE calculated X-ray dif- fraction patterns. *Clays Clay Miner.* 44, 835–842.
- Gray, G.G., Pottorf, R.J., Yurewicz, D.A., Mahon, K.I., Pevear, D.R. and Chuchla, R.J., 2001. Thermal and chronological record of syn-to post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico. *AAPG Memoir* 75, 159-181.
- Guinier, A., Bokij, G.B., Boll-Dornberger, K., Cowley, J.M., Durovic, S., Jagodzinski, H., Krishna, P., De Wolff, P.M., Zvyagin, B.B., Cox, D.E., Goodman, P., Hahn, T., Kuchitsu, K. y Abrahams, S.C., 1984. Nomenclature of polytype structures: Report of the International Union of Crystallography Ad-Hoc Committee on the nomenclature of disordered, modulated and polytype structures. *Acta Crystallogr Sect A* 40:399-404.
- Guzmán, J.E., de Cserna, Z., 1963. Tectonic history of Mexico, in *Backbone of the Americas-Tectonic History, a Symposium: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 2, 113-129.
- Haines, S., y van der Pluijm, B., 2008. Clay quanti- fication and Ar-Ar dating of synthetic and natural gouge, *Journal Structure Geology*, 30, 525–538.
- Hall, C.M., Kesler, S.E., Simon, G., and Fortuna, J., 2000. Overlapping Cretaceous and Eocene alteration, Twin Creeks carlin-type deposit, Nevada: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 95, 1739–1752.
- Harrison, T.M., Celerier, J., Aikman, A.B., Hermann, J., Heizler, M.T., 2009. Diffusion of ⁴⁰Ar in muscovite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 1039–1051.
- Heller, P., Paola, C., 1989. Then paradox of Lower Cretaceous gravels and the initiation of thrusting in the Sevier orogenic belt, United States western interior: *Geological Society of America Bulletin*, 101, 864-875.
- Hernández-Jáuregui, R., 1997. Sedimentación sintectónica de la Formación Soyatal (Turoniano medio-Campaniano) y modelado cinemático progresivo de la cuenca de flexura de Maconí, Querétaro. Tesis de Maestría, ESIA, Instituto Politécnico Nacional.
- Hoffman, L., Hower, J., 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: Application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In: Scholle PA, Schluger PR, editors. *Aspects of diagenesis*, SEPM Spec Pub 26. Tulsa: Soc Econ Paleo Mineral, p 55-79.
- Hower, J., 1981. Shale diagenesis. In: Longstaffe FJ, editor. *Clays and the Resource Geologist*, Mineral Assoc. Can. Short Course Handbook 7. Edmonton: Coop., p 60-80.
- Hower, J., Hurley, P. M., Pinson, W. H. y Fairbairn, H. W., 1963. The dependence of K-Ar age on the mineralogy of various particle size ranges in a shale. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 405–410.
- Hower, J., Eslinger, E. V., Hower, M. E. y Perry, E. A., 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment. I. Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 725–737.
- Hunziker, J.C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R., Friedrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggwiler, P., Schwander, H., 1986. The evolution of illite to muscovite: mineralogical and

- isotopic data from the Glarus Alpes, Switzerland: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 157-180.
- Hurley, P.M., Hart, S.R., Pinson, W.H., Fairbairn, H.W. 1959. Authigenic versus detrital illite in sediments (abstract): *Bulletin of the Geological Society of America*, 70, 1622.
- Inoue, A., Utada, M., 1983. Further investigations of a conversion series of dioctahedral mica/smectites in the Shinzan hydrothermal alteration area, northeast Japan. *Clays Clay Miner*, 31, 401-412.
- Inoue, A., Minato, H., y Utada, M., 1978. Mineralogical properties and occurrence of illite/montmorillonite mixed layer minerals formed from Miocene volcanic glass in Waga-Omono district. *Clay Science*, 5, 123-136.
- Inoue, A., Velde, B., Meunier, A. and Touchard, G., 1988. Mechanism of illite formation during smectite to illite conversion in a hydrothermal system: *The American Mineralogist*, 73, 1325-1334.
- Jaboyedoff, M., Cosca, M.A., 1999. Dating incipient metamorphism using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and XRD modeling: A case study from the Swiss Alps: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(2-3), 93-113.
- Jackson, M.L., 1985. *Soil Chemical Analysis-Advanced Course, A Manual of Methods Useful for Instruction and Research in Soil Chemistry, Physical Chemistry of Soils, Soil Fertility, and Soil Genesis*. Second Edition, Revised from original edition of 1956, Published by the Author.
- Jamieson, R.A., Beaumont, C., 2013. On the origin of orogens: *Geological Society of America Bulletin*, 125, 1671-1702.
- Keppie, J. D., 2004, Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey: *International*
- Kisch, H.J., 1990. Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite "crystallinity" scales used for definition. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 31-46.
- Kisch, H.J., 1991, Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples, *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 665-670.
- Kiyokawa, M., 1981. Geological survey of the Pachuca-Zimapán area, central Mexico, professional report: Metal Agency of Japan and Consejo de Recursos Minerales, Estados Unidos Mexicanos, 194 p.
- Klein, C., y Hurlbut, C., 2001. *Manual de mineralogía (4ta ed.)*. Barcelona, España: Reverté, S.A.
- Kübler, B., 1967. La cristallinité de l'illite et des zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: *Étages tectoniques. Colloque de Neuchâtel 1966*, 105-121. A la Baconnière Neuchâtel, Switzerland.
- Kübler, B., 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bulletin du centre de Recherches de Pau-SNPA*, 2, 385-397.
- Kübler, B., 1969. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA* 212, 385-397.
- Kübler, B., Jaboyedoff, M., 2000. Illite crystallinity. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planets. Earth and Planetary Sciences*, 331, 75-90.

- Lanson B., 1997. Decomposition of experimental X-ray diffraction patterns (profile fitting): A convenient way to study clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, 45, 132-146.
- Lanson, B., Champion, D., 1991. The I/S-to-illite reaction in the late stage diagenesis. *Am. J. Sci.*, 291, 473-506.
- Lanson B. y Besson G., 1992. Characterization of the end of smectite-to-illite transformation: Decomposition of X-ray patterns. *Clays and Clay Minerals*, 40, 40-52.
- Lanson, B., Meunier, A., 1995. La transformation des interstratifiés ordonnés ($S > 1$) illite-smectite en illite dans les séries diagénétiques. État de la connaissance et perspectives, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 19, 149-165.
- Lanson, B., D., Beaufort, G., Berger, A., Bauer, A., Cassagnabère, y Meunier, A., 2002. Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: A review: *Clay Minerals*, 37, 1-22.
- Lobens, S., Bense, F.A., Wemmer, K., Dunkl, I., Costa, C.H., Layer, P., Siegesmund, S., 2011. Exhumation and uplift of the Sierras Pampeanas: preliminary implications from K-Ar fault gouge dating and low-T thermochronology in the Sierra de Comechingones, Argentina. *Int. J. Earth Sci.*, 100, 671-694.
- López-Doncel, R., 2002. Estudios estratigráficos y deposicionales de la Formación Soyatal (Turoniano), en la Sierra de Álvarez y Sierra del Coro, porción centro-occidental del estado de San Luis Potosí (resumen), en XVI Convención Geológica Nacional, Puerto Vallarta, Jalisco: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, 335-336.
- López-Oliva, J. G.; Keller, G. y Stinnesbeck, W., 1998. El límite Cretácico/Terciario (K/T) en el noreste de México; extinción de foraminíferos planctónicos. The Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico; extinction of planktonic Foraminifera. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15- 1, 109-113.
- López-Ramos, E., 1979. *Geología de México*, Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., 454 p.
- López-Ramos, E., 1983. Estratigrafía Cretácica y tectónica de una porción del centro y noreste de México. Cretaceous stratigraphy and tectonics of a portion of the central and northeast of Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 44-1, 21-31.
- Lyons, J.B. y Snellenburg, J., 1971. Dating faults. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1749-1752.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011. Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane, *The Journal of Geology*, 119, 597-617.
- Martini, M., Fitz, E., Solari, L., Camprubi, A., Hudleston, P.J., Lawton, T.F., Tolson, G., and Centeno-García, E., 2012. The Late Cretaceous fold-thrust belt in the Peña de Bernal-Tamazunchale area and its possible relationship to the accretion of the Guerrero Terrane, in Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., y Molina-Garza, R.S., eds., *The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide* 25, 19-38.
- Maxwell, D.T., y Hower, J., 1967. High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Pre-cambrian Belt Series. *Am. Mineral.* 52, 843-857.

- Mendoza-Rosales, C.C., 1990. Estructura del sector Xajha (Cabalgadura El Doctor) Estados de Hidalgo y Querétaro, Tesis, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de México, 64 p.
- Meunier, A., Velde, B. and Zalba, P., 2004. Illite K-Ar dating and crystal growth processes in diagenetic environments: a critical review, *Terra Nova*, 16, 296-304.
- Middleton, A.W., Uysal, I.T., Bryan, S.E., Hall, C. M., Golding, S.D., 2014. Integrating ^{40}Ar - ^{39}Ar , ^{87}Rb - ^{87}Sr and ^{147}Sm - ^{143}Nd geochronology of authigenic illite to evaluate tectonic reactivation in an intraplate setting, central Australia: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 134, 155-174.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C., 1997. X-ray diffraction and the identification analysis of clay minerals, Oxford University Press, Oxford and New York.
- Omaña Pulido, R.M. de L., 2012. Biostratigrafía, Paleoecología y Paleobiogeografía del Cretácico Superior con base en foraminíferos de la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, México. PhD Thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, 198 pp.
- Ortega-Flores, B., 2010. Deformación por acortamiento en la Plataforma Valles-San Luis Potosí y en la Cuenca Tampico-Misantla; porción externa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Master's Thesis, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, 100 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D., Alaníz-Alvarez S.A. y Nieto-Samaniego, A.F. 1992. Texto Explicativo de la Quinta Edición de la Carta geológica de la República Mexicana, Escala 1:2'000,000. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México y el Consejo de Recursos Minerales, de la Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal.
- Ostrum, M.E., 1961. Separation of clay minerals from carbonate rocks by using acid. *J. Sed. Petrol.*, 31, 235-258.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1985. Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: *Revista del Instituto de Geología*, Universidad Nacional Autónoma de México, 6, 1-20.
- Palacios-García, B., 2013. Análisis tectono-estratigráfico y petrológico de las rocas del Mesozoico de la Sierra de los Cuarzos, Guanajuato y Querétaro, centro de México. Tesis de Maestría. PCT. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Palacios-García, N.B., y Martini, M., 2014. From back-arc drifting to arc accretion: the Late Jurassic-Early Cretaceous evolution of the Guerrero terrane recorded by a major provenance change in sandstones from the Sierra de los Cuarzos area, central Mexico, *International Geology Review*, v. 56, n. 1, p. 1377-1394.
- Passchier, C., Trouw, R.A.J., 1998. *Microtectonics*: New York, Springer, 289 p.
- Perry, E. A. y Hower, J., 1970. Burial diagenesis in Gulf pelitic sediments: *Clays & Clay Minerals* 18, 165-177.
- Petróleos Mexicanos (PEMEX), 1988. Estratigrafía de la República Mexicana, Mesozoico: México, D.F., Subdirección de Producción Primaria, Coordinación ejecutiva de Exploración, Informe inédito, 216 p.

- Pevear, D. R., 1999. Illite and hydrocarbon exploration: Proceedings of the National Academy of Sciences, 96, 3440-3446.
- Pleuger, J., Mancktelow, N., Zwingmann, H., Manser, M., 2012. K–Ar dating of synkinematic clay gouges from Nealpine faults of the Central, Western and Eastern Alps. *Tectonophysics* 550–553, 1–16.
- Quintero-Legorreta, O., 1992. Geología de la región de Comanja, Estados de Guanajuato y Jalisco. *Univ. Nac. Auton. Mex. Inst. Geol., Rev.*, 10, 6–25.
- Reynolds, R. C., Jr., 1992. X-ray diffraction studies of illite/smectite from rocks, <1 μm randomly oriented powders, and <1 μm oriented powder aggregates; the absence of laboratory-induced artifacts. *Clays and Clay Minerals*, 40, 387-396.
- Reynolds, R. C., Jr., 1993. WILDFIRE - A Computer Program for the Calculation of Three-Dimensional Powder X-ray Diffraction Patterns for Mica Polytypes and Their Disordered Variations, Hanover, N. H.
- Reynolds, R.C., Jr. y Thomson, C.H., 1993. Illite from the Potsdam sandstone of New York: A probable noncentrosymmetric mica structure. *Clays and Clay Minerals*, 41, 66-72.
- Salinas-Prieto, J.C. 1994. Estudio estructural del Suroeste mexicano (Guerrero). Tesis Doctoral, Universidad de Orleans, Francia, 228.
- Salinas-Prieto, J.C., Monod, O., and Faure, M., 2000. Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 389–402.
- Sasseville, C., Tremblay, A., Clauer, N., Liewig, N., 2008. K–Ar time constraints on the evolution of polydeformed fold-thrust belts: the case of the Northern Appalachians (southern Québec). *Journal of Geodynamics*, 45, 99–119.
- Schleicher, A., Warr, L., Kober, B., Laverret, E. and Clauer, N., 2006. Episodic mineralization of hydrothermal illite in the Soultz-sous-Forêts granite, Upper Rhine Graben, France. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152 (3), 349-364.
- Schmidt, C.J., Perry, W.J.Jr., 1988. Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordilleran thrust belt: *Geological Society of America Memoir*, 171, 582.
- Scholz, C.H., 1988. The brittle–plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau* 77, 319–328.
- Segerstrom, K., 1961. Geology of the Bernal-Jalpan area, Estado de Queretaro, Mexico: U.S. Geol. Survey, Bull. 1104-B, 19-85.
- Segerstrom, K., 1961a. Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 16(3 y 4), 147-168.
- Siebel, W., Hann, Horst P., Danišík, M., Shang, Cosmas K., Berthold, Ch., Rohrmüller, J., Wemmer, K., Evans, and Noreen J., 2010. Age constraints on faulting and fault reactivation: a multi-chronological approach. *International Journal of Earth Sciences*, 99, Issue 6, 1187-1197.
- Skoog, D., Holler, F. y Crouch, S., 2008. *Principios de Análisis Instrumental*, 6ta. ed. México: 343-346.

- Smith, J.V. y Yoder, H.S. Jr., 1956. Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. *Miner Mag* 31:209-231. Levinson, A.A., 1955. Studies in the mica group: Polymorphism among illites and hydrous micas. *Amer. Mineral.*, 40, 41-49.
- Solé, J., 2009. Determination of K-Ar ages in milligram samples using an infrared laser for argon extraction. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 33, 3579-3590.
- Solé, J. and Enrique, P., 2001. X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating. *Analytica Chimica Acta*, 440, 199-205.
- Solum, J.G., van der Pluijm, B. A. and Peacor, D.R., 2005. Neocrystallization, fabrics and age of clay minerals from an exposure of the Moab Fault. *J. Struct. Geol.*, 27, 1563-1576.
- Solum, J.G., Davatzes, N.C., Lockner, D.A., 2010. Fault-related clay authigenesis along the Moab Fault: implications for calculations of fault rock composition and mechanical and hydrologic fault zone properties. *Journal of Structural Geology*, 32, 1899-1911.
- Środoń, J., 1984. X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals.*, 32, 337-349.
- Środoń, J., 2002. Quantitative mineralogy of sedimentary rocks with emphasis on clays and with applications to K-Ar dating: *Mineralogy Magazine*, 66, 677-687.
- Środoń, J. and Eberl, D. D., 1984. Illite; Micas. *Reviews in Mineralogy*. 13, 495-544.
- Środoń, J., Drits, V.A., McCarty, D.K., Hsieh, J.C.C., Eberl, D.D., 2001. Quantitative X-Ray Diffraction analysis of clay-bearing rocks from random preparations. *Clays and Clay Minerals*, 49 (6), 514-528.
- Środoń, J., Kotarba, M., Biroň, A., Such, P., Clauer, N., Wojtowicz, A., 2006. Diagenetic history of the Podhale-Orava Basin and the underlying Tatra sedimentary structural units (Western Carpathians): evidence from XRD and K-Ar of illite-smectite. *Clay Minerals*, 41, 751-774.
- Steele, J. G. y Bradfield, R., 1934. The significance of size distribution in the clay fraction. *Am. Soil Survey Assoc. Bul.*, 15, 88-93.
- Stockmal, G.S., Beaumont, C., Nguyen, M., Lee, B., 2007. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts: Insights from numerical models: *Geological Society of America Special Papers*, 433, 63-98.
- Surace, I. R., Clauer, N., Thélin, P., y Pfeifer, H. R., 2011. Structural analysis, clay mineralogy and K-Ar dating of fault gouges from Centovalli Line (Central Alps) for reconstruction of their recent activity. *Tectonophysics*, 510, 80-93.
- Suter, M., 1980. Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust and fold belt Between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosí states). *UNAM, Revista del Instituto de Geología*, 4, 19-31.
- Suter, M., 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles- San Luis Potosi carbonate platform, Sierra Madre Oriental thrust and fold belt, east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1387-1397.
- Suter, M. 1987. Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 98, 249-264.

- Svedberg, T. y Nichols, J. B., 1923. Determination of size and distribution of size of particle by centrifugal methods. *J. Am. Chem. Soc.*, 45, 2910.
- Tagami, T., 2012. Thermochronological investigation of fault zones. *Tectonophysics*, Volumes 538–540, 67–85.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., and Centeno- García, E., 2007. Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic: *Geological Society of America Bulletin*, 119, 1052–1065.
- Torgersen, E., Viola, G., Zwingmann, H. y Harris, C., 2015. Structural and temporal evolution of a reactivated brittle–ductile fault – Part II: Timing of fault initiation and reactivation by K–Ar dating of synkinematic illite/muscovite. *Earth and Planetary Science Letters*, 410, 212–224.
- Uysal, I.T., Mutlu, H., Altunel, E., Karabacak, V., Golding, S.D., 2006. Clay mineralogical and isotopic (K–Ar, $\delta O-18$, δD) constraints on the evolution of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 243, 181–194.
- van der Pluijm, B.A., Hall, C.M., Vrolijk, P.J., Pevear, D.R., Covey, M.C., 2001. The dating of shallow faults in the Earth's crust: *Nature*, 412, 172–175
- van der Pluijm, B. A.; Vrolijk, P. J.; Pevear, D. R.; Hall, C. M. y Solum, J., 2006. Fault dating in the Canadian Rocky Mountains; evidence for Late Cretaceous and early Eocene orogenic pulses. *Geology (Boulder)*, 34–10, 837–840.
- Veblen, D.R., 1992. Electron microscopy applied to nonstoichiometry, polysomatism, and replacement reactions in minerals. In: Buseck PR, editor. *Rev Mineral 27, Minerals and reactions at the atomic scale: Transmission electron microscopy*. Chelsea, MI: Mineral Soc Am., 181–229.
- Velde, B., 1965. Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. *Am. Mineralogist*, 50, 3–4, 436–449.
- Velde, B., y Hower, J., 1963. Petrological Significance of Illite Polymorphism in Paleozoic Sedimentary Rocks, *Am. Mineral.*, 48 (11–2), 1239.
- Verdel, C., Niemi, N., y Van der Pluijm, B. A., 2011a. Variations in the Illite to Muscovite Transition Related to Metamorphic Conditions and Detrital Muscovite Content: Insight from the Paleozoic Passive Margin of the Southwestern United States. *The Journal of Geology*, 119, 419–437.
- Verdel, C., Niemi, N. y van der Pluijm, B. A. 2011b. Thermochronology of the Salt Spring fault: constraints on the evolution of the South Virgin–White Hills detachment system, Nevada and Arizona, USA. *Geosphere*, 7, 774–784.
- Verdel, C., van der Pluijm, B.A., Niemi, N., 2012. Variation of illite/muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra during progressive low-grade metamorphism: an example from the US Cordillera. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 164, 521–536.

- Viczian, I., Kónya, P., Koroknai, B., Kovács-Pálffy, P., Maros, G., Balogh, K., y Pécskay, Z., 2012. Mineralogy and K-Ar geochronology of illite-rich fault gouges in the Mórággy granite, Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged, 7.
- Villa, I.M., 1997. Direct determination of ^{39}Ar recoil distance. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 6, 689–691.
- Viola, G., Zwingmann, H., Mattila, J., y Käpyaho A., 2013. K-Ar illite age constraints on the Proterozoic formation and reactivation history of a brittle fault in Fennoscandia. *Terra Nova*, 0 (0), 1–9.
- Vrolijk, P. y van der Pluijm, B. A., 1999. Clay gouge; questions in structural geology; 20th anniversary special issue. *Journal of Structural Geology*, 21 (8-9), 1039-1048.
- Ward, J. A., 1979. Stratigraphy depositional environments and diagenesis of the El Doctor platform, Queretaro, Mexico: Binghamton, State University of New York, Tesis Doctoral, 172 p.
- Warr, L.N., y Rice, A.H.H., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *J. Metamorphic Geol.*, 12, 141-152.
- Wilson, B. W., Hernández, M. J. P. y Meave, T., 1955. Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro, México: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, 18, 1-10.
- Wojdyr, M., 2010. Fityk: a general-purpose peak fitting program: *Journal of Applied Crystallography*, 43, 1126-1128.
- Ylagan, R.F., Pevear, D.R., y Vrolijk, P.J., 2000. Discussion of “Extracting K-Ar Ages From Shales: A Theoretical Test”. *Clay Minerals*, 35, 599-604.
- Ylagan, R., Kim, C., Pevear, D., y Vrolijk, P., 2002. Illite polytype quantification for accurate K-Ar determination. *Amer. Mineral.*, 87, 1536–1545.
- Yoder, H.S. y Eugster, H.P., 1955. Synthetic and natural muscovites. *Geoquim. Et Cosmochim. Acta*, 8, 5-6, 225-280.
- Yussim-Guarneros, S., 2004. Análisis geométrico y fractal de las fracturas rellenas en San Joaquín, Querétaro: México, D.F., Instituto de Geología, UNAM, Tesis de Maestría, 98 p.
- Ziegler, K., 2006. Clay minerals of the Permian Rotliegend group in the North Sea and adjacent areas. *Clay Miner.*, 41, 355–393.
- Zwingmann, H. y Mancktelow, N. S., 2004. Timing of Alpine fault gouges. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 415-425.
- Zwingmann, H., Yamada, K. y Tagami, T., 2010b. Timing of brittle faulting within the Nojima fault zone, Japan. *Chem. Geol.*, 275, 176–185.
- Zwingmann, H., Han, R. y Ree, J.H., 2011. Cretaceous reactivation of the Deokpori Thrust, Taebaeksan Basin, South Korea, constrained by K-Ar dating of clayey fault gouge, *Tectonics*, 30 (5), 1-13
- Zwingmann, H., Mancktelow, N., Antognini, M. y Lucchini, R., 2010a. Dating of shallow faults – new constraints from the AlpTransit tunnel site (Switzerland). *Geology*, 38, 487– 490.